

Б.А.ГОЛДИН, Е.П.КАЛИНИН,  
В.Н.ПУЧКОВ

МАГМАТИЧЕСКИЕ  
ФОРМАЦИИ  
ЗАПАДНОГО СКЛОНА  
СЕВЕРА УРАЛА  
И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ



Сыктывкар 1999

Российская академия наук  
Уральское отделение  
Коми научный центр  
Институт геологии

*Исследователям XXI века  
посвящается*

Б.А.Голдин, Е.П.Калинин, В.Н.Пучков

**Магматические формации  
западного склона севера Урала  
и их минерагения**

*Ответственный редактор  
академик Н.П.Юшкин*

Сыктывкар 1999

**Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогения. — Сыктывкар, 1999. (Коми научный центр УрО Российской АН).**

Рассмотрены магматические формации западного склона севера Урала. Приведена их краткая характеристика, петролого-геодинамическая модель магматических ассоциаций. В геологической истории развития территории выделены две крупные группы магматических формаций, соответствующие двум этапам магматической активности. Установлена и прослежена связь процессов, вызвавших причины формирования ассоциаций магматитов: глубинных, малоглубинных и контрастных. Описана минералогия, связанная с ними. Впервые выделены рудные золото-платино-никеленосные пояса (Тельпоско-Вангырьюско-Патокско-Западносаблинский и Северонародоитыинско-Лемвинский) как потенциальные первоисточники коренной золото- и платиноносности.

Работа представляет интерес для теории и практики геологоразведочных работ по прогнозной оценке потенциальной рудоносности магматических формаций севера Урала.

#### Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук Н.И. Тимонин  
доктор геолого-минералогических наук, профессор Б.А. Мальков

© Б.А. Голдин, Е.П. Калинин,  
В.Н. Пучков, 1999

© Коми научный центр  
УрО РАН, 1999

## Введение

Одной из главных проблем Урала остается изучение закономерностей развития и структурного размещения магматизма как основы для металлогенических построений. В связи с этим особую значимость приобретает выяснение закономерностей досилурийского магматизма, наиболее широко проявившегося в Приосевой зоне Полярного, Приполярного и северной части Северного Урала, к западу от Главного Уральского разлома.

Тема предлагаемой работы чрезвычайно обширна; за последнее время накопился огромный материал по тектонике и магматизму указанной территории. Помимо результатов многолетних личных исследований авторов, в работе нашли отражение данные, собранные большим числом геологов Коми филиала АН СССР, ВСЕГЕИ, УТГУ, ТТГУ, УГУ и др. Среди исследователей, внесших свой вклад в решение вопросов данной проблемы, необходимо, в первую очередь, назвать А.Н.Алешкова, Ф.Р.Апельцина, Л.Т.Белякову, В.А.Варсановьеву, С.Н.Волкова, М.М.Ермолаева, С.Н.Иванова, А.Е.Карякина, Г.А.Кейльмана, Т.К.Кожину, К.А.Львова, Л.И.Лукьянову, В.И.Ленных, И.Л.Лучинина, Н.П.Лупанову, В.В.Маркина, А.С.Мельникова, В.В.Меннера, Г.В.Меркулову, В.М.Нечеухина, В.Н.Охотникова, И.А.Петрову, А.С.Перфильева, Л.А.Подсосову, Н.А.Румянцеву, В.М.Сергиевского, И.Д.Соболева, Ю.Д.Смирнова, В.А.Смирнову, Н.А.Сирина, Н.Г.Удовкину, Г.Б.Ферштатера, Н.П.Хераскова, Д.С.Штейнберга, Н.П.Юшкина и многих других.

Особо следует отметить значение работ д.г.-м.н. М.В.Фишмана (1960–1963, 1968, 1982), который, начиная с 1948 г., на протяжении многих лет детально исследовал геологическое строение, магматизм и металлогению Приполярного и Полярного Урала, Пай-Хоя, Новой Земли, уточнил стратиграфию древних свит и общую последовательность эволюции магматизма. Впервые для севера Урала им датированы основные этапы тектонических и метаморфических процессов, обосно-

вано полихронное развитие гранитоидов Приполярного Урала. М.В.Фишман установил золотоносность территории Приполярного Урала, участвовал в открытии Пай-Хой-Южно-Новоземельской флюоритоносной провинции.

В последнее время изучением магматических формаций западного склона севера Урала занимается новое поколение геологов ИГ Коми НЦ УрО РАН: А.А.Соболева (1995), И.И.Голубева (1994), О.В.Удоратина (1995), О.В.Удоратина и др. (1999), А.А.Соболева, В.Л.Андреичев (1997) и другие под руководством докторов геолого-минералогических наук А.В.Махлаева (1996) и А.М.Пыстина (1994). Их работы расширяют и углубляют диапазон наших более ранних исследований по особенностям геохимии и акцессорной минерализации магматитов и метасоматитов Лемвинско-Кожимского региона.

Значительный вклад в вопросы петрохимии, минералогии и геохимии магматитов и метасоматитов севера Урала в последние годы внес Я.Э.Юдович с соавторами (Юдович и др., 1988; 1992; 1993; 1996; Мерц, Юдович, Кетрис, 1995; Зона..., 1998), о чем более подробно будет сказано в соответствующих разделах работы.

Следует выделить также последовательные планомерные исследования В.Л.Андреичева (Новые данные..., 1995; Соболева, Андреичев, 1997; Геохронологическая модель..., 1998; Андреичев, 1999) по изотопной геохронологии доуралид Приполярного Урала, которые в целом ряде случаев подтверждают и уточняют наши представления о последовательности интрузивных и метаморфических процессов в этом регионе.

В частности, проведя последнее обобщение и анализ всего имеющегося на сегодня геохронологического материала В.Л.Андреичев (1999) наметил в эволюции стратифицированных толщ севера Урала важнейшие рубежи и этапы регионально-метаморфических преобразований в возрастном диапазоне от 2,2 до 0,25 млрд. лет: 2,2 млрд. лет — метаморфизм гранулитовой фации; 1,7–1,4 млрд. лет — метаморфизм амфиболитовой фации; 0,8–0,65 млрд. лет — зональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций; 0,4–0,25 млрд. лет — метаморфизм зеленосланцевой фации. Им же дано изотопно-геохронологическое обоснование раннепротерозойского возраста николайшорского (няртинского) комплекса. Наиболее вероятное время формирования как кислых, так и основных интрузивных магматических пород и соответствующих им эффузивных коагматов соответствует венду – кембрию. Новые геохронологические данные по гранитоидам Приполярного Урала свидетельствуют о принадлежности их к доуралидам (Андреичев, 1999).

Однако в главном трактовка тектоно-магматических процессов западного склона севера Урала принимается нами в прежней авторской редакции и базируется в основном на личных материалах, собранных в процессе экспедиционных исследований с 1956 г. по настоящее время от горы Константинов Камень на севере до истоков р. Печоры на юге, включая аналитические и экспедиционные исследования В.Н. Пучкова по Среднему и Южному Уралу.

В связи с этим несомненным достоинством нашей коллективной работы является единый методический подход ко всем специфическим проявлениям магматизма Большого Урала и составление авторской обобщенной карты севера Урала и корреляционной схемы магматических формаций (рис. 1, карта). При этом под субформацией нами понимается конкретный комплекс, ассоциация магматитов.

Среди исследователей севера Урала было широко распространено представление об эвгеосинклинальной природе байкалид севера Урала. Однако в семидесятые годы нами были выдвинуты доводы в пользу того, что это не настоящая («океаническая») эвгеосинклиналь. Против этого говорят, в частности:

- а) сиалический характер наиболее древней, николайшорской свиты и залегание на ней существенно аркозовой ошизской свиты с проблемами нижнего рифея;
- б) резкое отличие формаций вышележащей пуйвинско-щекурьинской свиты от формаций типичных эвгеосинклиналей (отсутствие офиолитов и т.д.);
- в) наличие древнего (дохобеинского) кислого палингенного магматизма (Калинин, Пучков, 1971);
- г) петрологическая характеристика вулканизма, свидетельствующая о наличии развитого гранитного слоя в маньинское время;
- д) не характерное для эвгеосинклиналей преобладание складчатости диапирового типа (гранито-гнейсовый диапиризм) в противовес складчатости общего смятия и покровам в эвгеосинклиналях и др.

Эта трактовка, склоняющаяся к рифтогенной природе целого ряда магматических формаций, дает возможность по-новому рассматривать их минерагению и потенциальную рудоносность. Все это позволяет надеяться, что данная работа представит интерес не только для ученых, но и для производителей. Основные положения ее переданы ранее в виде докладных записок в ОАО «Полярноуралгеология», где используются в практике геологоразведочных работ. Издание книги и приложенной к ней карты магматических формаций со схемой их корреляции (рис. 1) позволит познакомиться с этими материалами более широкому кругу исследователей.



# Глава 1

## **Возраст и тектоническая природа доуралид**

В 40-х–50-х гг. нашего столетия сформировались представления о том, что в основании варисского сооружения Урала находятся реликты более древней складчатой области (доуралиды, тиманиды, рифейды, байкалиды и др.). Появление этих представлений было обусловлено успехами в изучении стратиграфии древних толщ Урала, и затем они развивались параллельно с дальнейшим уточнением стратиграфических схем (Олли, 1937; Гарань, 1946; Львов, 1957; Журавлев, Гафаров, 1959; Келлер, 1966; Шатский, 1963а, б; Соколов, 1964; Херасков, 1967а, б; Перфильев, 1968; Пучков, 1975; Венд..., 1985; Козлов, 1982; Стратотип..., 1983; Аблизин и др., 1982; Фишман и др., 1963, 1967; Белякова, 1972; Рифей..., 1987; Стратиграфические..., 1993 и мн. др.).

Сама мысль о том, что на Урале широко развит докембрий, далеко не сразу пробила себе дорогу, хотя она высказывалась, по крайней мере, с начала 30-х гг. нашего столетия, в связи с обнаружением палеонтологически охарактеризованных силурийских (готландских), ордовикских, а затем и кембрийских отложений. После этого исследования по стратиграфии докембрия развивались очень быстро. Правда, на первой сводной геологической карте Урала, изданной в 1939 г., место докембрия все еще занимает свита «М», объединившая метаморфизованные отложения точно не установленного возраста. Однако уже в работе А.И.Олли (1937) говорится о Палеоурале — горной, изначально складчатой системе, существовавшей одновременно с формированием докембрийской зильмердакской свиты или ранее. Полемизируя со своим коллегой и основываясь на более полных материалах, М.И.Гарань (1946) утверждал, что применение термина Палеоурал в таком контексте нерационально, что А.И.Олли по сути дела говорит о карелидах, а вот в конце протерозоя (т.е. существенно позже образования зильмердакской свиты) Уральская геосинклиналь действительно была превращена в складчатую зону (протерозойский Урал, или Палеоурал) и вош-



ла в состав докембрийского фундамента платформы. Ашинскую свиту М.И.Гарань, как и многие исследователи в то время, ошибочно считал палеозойской и говорил о том, что наиболее интенсивные угловые несогласия приурочены к ее подошве. Время образования этих несогласий определялось М.А.Гаранем как гуронская складчатость.

Для правильного понимания латеральных связей позднепротерозойских складчатых структур Урала важна была развернувшаяся в 40-х гг. дискуссия о возрасте складчатости Тимана. Полемизируя со взглядами А.Н.Мазаровича, А.Д.Архангельского, У.Хольтедаля, А.А.Полканова и других о том, что в основании Тимана лежит каледонская складчатая область, Н.С.Шатский (1963а) обосновал выделение здесь наиболее молодой позднепротерозойской системы верхнеальгонкского возраста и дал ей название тиманид. На приложенной тектонической схеме им показано, что тиманиды прослеживаются на юго-восток, в пределы западного склона Южного Урала. В другой работе, опубликованной почти одновременно, рассматривая тектонику Башкирского антиклинория Н.С.Шатский (1963б) пишет, что дислокации предордовикского времени в докембрийских толщах этой структуры очень хорошо распознаются по трансгрессивному залеганию ордовика на рифейские серии, хотя они и «не были столь значительными, чтобы изменить общий план тектоники западного склона (уральского) хребта».

Термин «доуралиды» был введен в обиход Н.П.Херасковым (1967а). Первоначально в этот «самый древний ярус» им объединялись отложения от докембрия до нижнего ордовика включительно. Позже этот тезис был ограничен рядом существенных оговорок и уточнений (Херасков, 1967б). Было сделано вполне логичное допущение, что дорифейские отложения образуют самостоятельный этаж. Указывалось также, что доуралиды отвечают полному самостоятельному циклу развития, с двумя этапами: рифейским, для которого было характерно общее погружение, и кембро-ордовикским, в течение которого стали преобладать поднятия. Развитие доуралид завершилось общим поднятием и более или менее интенсивными дислокациями.

С точки зрения современных знаний наибольшие возражения вызывает отнесение кембрия и нижнего ордовика к доуралидам. Хорошо известно, например, что на всей северной половине Урала структурное несогласие располагается между докембрием и базальными терригенными толщами верхов кембрия – низов ордовика, а на Башкирском антиклинории кембрий и нижний ордовик просто отсутствуют (Стратиграфические..., 1993). По самым последним данным терригенно-кремнистая толща, развитая непосредственно к востоку, под масси-

вами Крака, образует единую последовательность, от тремадока до верхнего девона (Пучков, 1995). Можно привести и другие примеры.

Учитывая указанное противоречие и основываясь на данных по геологии полярных областей Урала, А.С.Перфильев (1968) предположил, что граница доуралид и уралид скользит во времени, становясь наиболее молодой на южной периферии хр.Урал-Тау, т.е. в районе, который первоначально рассматривался Н.П.Херасковым (1967а) в качестве тектонотипического для уралид. Однако, принимая во внимание новые данные по геологии хр.Урал-Тау и смежных территорий, нам кажется, что тезис о принадлежности метаморфических толщ хр.Урал-Тау, относившихся к протерозою, а также территориально связанных с ними отложений кембрия и нижнего ордовика, к доуралидам, требует пересмотра. Необходимо учесть:

1. Ставшие многочисленными находки палеозойской фауны в метаморфических толщах Урал-Тау (Иванов, Пучков, Бабенко, 1990; Захаров, Пучков, 1994; Захаров и др., 1995);
2. Единственную, пока достоверную находку верхнекембрийских конodontов в вулканогенно-терригенных толщах, содержащих олистолиты нижнекембрийских известняков (Пучков, 1993), и находки там же тремадокских акритарх (Чибрикова, Олли, 1999);
3. Ныне доказанное развитие тектонических покровов, особенно ярко проявившееся именно на рассматриваемых территориях западной части Южного Урала и Мугоджар (Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976; Перфильев, 1979 и др.). Резкие различия в залеганиях между кембро-ордовикскими и сидурийскими отложениями могут быть связаны с их принадлежностью к разным тектоническим пластинам;
4. Обоснованные большим фактическим материалом представления о принадлежности груботерригенных толщ позднего кембрия – раннего ордовика не к молассам, завершающим тектонический цикл доуралид, а к грабеновым фациям нового тектонического цикла, приведшего к образованию уралид (Пейве и др., 1977; Перфильев, 1979; Дембовский и др., 1990 и др.).

Добавим к этому, что Н.П.Херасков (1967б) признавал значительное сходство формаций кембро-ордовика и уралид, и в какой-то мере противореча себе писал, что «структуры, развивавшиеся в кембро-ордовике, значительно ближе к тем, которые развивались позднее, чем к более ранним».

В работах, написанных позже вышеупомянутых (в 1963–1965 гг.), Н.П.Херасков и многие его последователи ставят знак равенства между доуралидами и тиманидами, с одной стороны, и байкалидами — с другой.

Термин «байкалиды» был введен в обиход Н.С.Шатским в 30-х гг. на материале Центральной Сибири. В применении к Уралу он впервые появился в 1957 г. (Шатский, 1963в) как один из синонимов, обозначающих орогенические движения, имевшие место на границе докембрия и кембрия, а также в конце нижнего кембрия (байкальская складчатость, рифейский и ассинтский орогенез). Из этого следует, что Н.С.Шатский предполагал заметное скольжение возраста байкальской складчатости. Заметим, однако, что ашинская свита Урала, датирующая окончание байкальского цикла, отнесена в цитируемой работе к кембрию. Позже эти представления были уточнены (Шатский, 1963), и ашинская свита, являющаяся «довольно типичной молассовой формацией», была отнесена (в соответствии с единодушным в то время мнением стратиграфов) к верхнему рифею; выше нее находится огромная кембрийская лагуна, связанная с «одним из крупнейших событий в истории земной коры — с байкальской складчатостью».

Дальнейшие исследования по стратиграфии, литологии и палеогеографии ашинской свиты (вскоре переведенной в ранг серии) и разновозрастных с нею отложений в других регионах, от Прибайкалья до Западной Европы, повлекли за собой необходимость уточнения времени докембрийской складчатости на Урале и ее корреляции с другими регионами.

На понимание места ашинской молассы в стратиграфической схеме позднего докембрия большое влияние оказало выделение вендской системы, основанное прежде всего на осознании вендского периода как особого, специфического этапа развития органического мира и в определенной мере — крупного этапа в развитии геологического процесса вообще (Соколов, 1964; Вендская система..., 1985 и др.). Практически параллельно с изучением стратотипа венда на Русской платформе и его возрастного аналога (юдомия) на Сибирской — активно изучался венд Урала, уточнялись его возрастные границы в абсолютном летоисчислении, литология, формационная принадлежность, были разработаны современные схемы посвитного деления и произведена их корреляция между собой и со стратотипом (Келлер, 1966; Беккер, 1968; Пучков, Раабен, 1972; Аблизин и др., 1982; Романов и др., 1980; Стратотип..., 1983; Вендская система..., 1985 и др.). Длительное время шла дискуссия о соотношении уральского венда с другими подразделениями стратиграфической шкалы; венд принимался либо как независимая

система, либо как четвертое подразделение рифея (терминальный рифей; вендомий). На четвертом Уральском стратиграфическом совещании принят первый вариант (Стратиграфические..., 1993).

Для нас особенно важно, что в результате вышеупомянутых исследований определен стратиграфический объем позднедокембрийской молассы. Венд Урала был разделен на два региональных стратона — ашинский (верхний венд) и серебрянский (нижний венд). Верхняя граница венда оценивалась в  $570 \pm 20$  млн.лет, нижняя  $650 \pm 20$  млн.лет, граница между стратонами  $620 \pm 15$  млн.лет.

В последние годы в международной стратиграфической шкале произошли новые изменения, в сторону омоложения верхней границы докембрия: теперь она помещается на уровень 545 млн.лет, несмотря на то, что в состав кембрия включается немакит-далдынский горизонт, ранее относившийся к юдомии (венду) (Gradstein, Ogg, 1996). По другим данным, эта граница находится еще выше — на уровне 540 млн.лет (Бауринг и др., 1995; Odin, 1994). Это позволяет по-новому оценивать определения абсолютного возраста в интервале 540–570 млн.лет, раньше считавшиеся кембрийскими.

В стратотипе, на западном крыле Башкирского антиклинория Южного Урала ашинский стратон совпадает с одноименной серией (Стратиграфические..., 1993). Последняя, судя по литологическим исследованиям, носит черты молассы (кроме, быть может, самых ее низов, принадлежащих бакеевской свите, где еще чувствуется сильное влияние платформенного источника сноса терригенного материала). На Северном Урале ашинская серия коррелируется с сыльицкой, на Приполярном Урале — с лаптопайской свитой, на Полярном — с енганпейской, на Пай-Хое — с сокольнинской свитой. На Полюдовом кряже ее низам отвечает кочешорская свита. Везде это преимущественно полимиктовые (в низах — часто полевошпат-кварцевые) терригенные толщи, иногда с примесью туфогенного материала, отчасти флишоидные, резко отличающиеся характером акцессорных минералов от нижележащих и образованные преимущественно местными (уральскими) источниками, мощностью до 1000–1500 и более метров. Там, где позволяют условия обнаженности, наблюдаются не только резкие угловые, но и азимутальные несогласия с палеозоем, перекрывающим вендские и позднерифейские толщи (Чочиа, 1955; Пучков, 1975 и др.). В основании толщ, принадлежащих ашинскому стратону, угловых несогласий не наблюдается, хотя выпадение крупных стратиграфических единиц и скольжение возраста пород выше и ниже подошвы венда имеет место. Так, на западном склоне Урала в основании вендского разреза описана эрозионная впадина, шириной 18 и глубиной 1 км, заполненная отло-

жениями, сопоставимыми по возрасту с бакеевской свитой (Горожанин, 1988). Тектоническая природа этой впадины маловероятна: скорее всего, это речная или ледниковая долина, глубокий врез которой определяется резким падением уровня океана в связи с оледенением; последняя интерпретация увязывается с присутствием в отложениях, заполняющих долину, горизонта тиллитоподобных конгломератов. Может быть, эти отложения еще не следует относить к молассе, да и ранневендский их возраст не исключен.

Серебрянский стратон (нижний венд) на Южном Урале представлен фрагментарно, неполными разрезами восточного крыла Башкирского антиклинория. Значительно лучше комплекс, отвечающий этому стратону, развит в пределах Кваркушского антиклинория Среднего Урала, где и выделяется серебрянская свита. Для этого комплекса, как и для вышележащего, характерен преимущественно терригенный состав, однако преобладают не полимиктовые, а кварцевые песчаники и кварциты, отмечаются прослои известняков и доломитов. Наиболее характерной чертой комплекса является наличие тиллитовидных конгломератов. Для наших целей чрезвычайно важно также отметить развитие подчиненных по объему, но неоднократно появляющихся в разных частях разрезов субщелочных, щелочных базальтоидов и щелочно-ультрасосновных пород, типичных индикаторов рифтогенеза. Состав терригенных пород и характер содержащихся в них акцессорных минералов свидетельствуют о западном источнике сноса, расположенном в пределах окраины Восточно-Европейской платформы (Аблизин и др., 1982; Стратиграфические..., 1993). Довольно близкий состав имеют разрезы нижнего венда Полюдова кряжа, хотя вулканиты здесь практически отсутствуют.

Севернее, в пределах Приполярного Урала, состав нижневендского комплекса также представлен тиллитовидными конгломератами, сменяющимися молассовыми образованиями лаптопайской свиты. Здесь, с резким контактом или через переслаивание, их подстилают базальты манарагской формации, часто ассоциирующие с риолитами малдинской формации, их туфы и подчиненные терригенные породы, характеризующие обстановку эпиконтинентального рифтогенеза и принадлежащие верхней части маньинской свиты (или, по унифицированной схеме, саблегорской свите), мощностью до 1500 м. Органических остатков в ней нет, но в расположенной ниже толще филлитов, туфов, доломитов и базальтов (низы маньинской, или мороинская свита) обнаружены микрофитолиты и строматолиты двух близких по возрасту уровней: верхнего рифея (низов миньярской свиты) и венда (Пучков, Раабен, 1972). В более северных районах (Енгане-Пэ, Манита-

Нырд, Оче-Нырд в позднем рифее – низах венда также широко развиты эффузивы, но наряду с базальтами и риолитами значительную роль играют андезиты и андезито-базальты (Мизин, 1988; Стратиграфические..., 1993). Приходится отметить, что в корреляции лаптопайской и энганепэйской свит есть определенные трудности, так как в основании последней был отмечен обедненный комплекс онколитов, отнесенный к уровню укской свиты самых верхов рифея (два вида, один из которых проходит в венд) (Рифей и венд..., 1987). Зная о принципиальных разногласиях палеонтологов, определявших органические остатки в лаптопайском и энганепэйском районах, мы склоняемся к мысли о том, что энганепэйские терригенные толщи полностью принадлежат венду. Впрочем, диахронный характер подошвы вендской молассы на Урале полностью исключить нельзя.

Разница в составе позднепротерозойских доорогенных толщ южных и северных районов Урала была подмечена уже сравнительно давно, и это касается не только нижнего венда, но и более древних толщ. Н.С.Шатский (1963), используя результаты далеко продвинувшихся к тому времени исследований восточных и северных разрезов докембрийских отложений Урала, отметил, что они характеризуются повышенным содержанием эффузивов, и на этом основании разделил байкалды Урала и находящиеся на их продолжении разновозрастные складчатые структуры Тимана и Большеземельской тундры на внешнюю миогеосинклиналию и внутреннюю эвгеосинклиналию зоны. Эти представления развивались в работах В.С.Журавлева и Р.А.Гафарова (1959, 1963), А.С.Перфильева (1968), В.С.Журавлева (1972) и ранних публикациях одного из авторов (Пучков, 1975). Вместе с тем, анализируя материалы по Северному и Приполярному Уралу, мы к этому времени уже заметили, что имеем дело с очень необычной эвгеосинклиналию (может быть, не эвгеосинклиналию вовсе, но это уже терминологическая проблема, довольно скоро утерявшая свое значение). Геологические обстановки и петрохимические особенности развитых здесь магматических формаций говорят, что уже на доорогенном этапе развития этой территории существовал заметно развитый «гранитный» слой. Они резко контрастируют с таковыми Тагило-Магнитогорской зоны восточного склона Урала (типичной эвгеосинклинали) с корой, лишенной «гранитного» слоя и со специфическим «океаническим» набором формаций (Голдин, Пучков, 1974).

По сути дела, те же факты были в дальнейшем использованы С.Н.Ивановым (1979) для еще более радикальных выводов. Рассматривая отложения позднего докембрия Урала как рифтогенные (см. также Парначев, 1981, 1988; Парначев и др., 1985), а стиль его позднедокембрий-

ского развития как диасхизисный, С.Н.Иванов пришел к отрицанию принадлежности развитых в них структур к альпинотипной допалеозойской складчатой области. Зональный барроуский метаморфизм докембрийского возраста, наблюдаемый на западном склоне Урала, трактуется им и вслед за ним А.И.Русиным (Иванов, Русин, 1987) как рифтовый. Соответственно эти идеи кладутся и в основу металлогенических построений, относящихся к позднепротерозойскому времени (Нечеухин, 1994 и др.).

Итак, проблема наличия или отсутствия доуралид является предметом острой дискуссии. Это подтвердили прошедшее в конце 1995 г. в Екатеринбурге совещание по проблемам геологии рифея (Общие..., 1995), а позднее — критические статьи С.Н.Иванова и А.И.Русина в Ежегоднике—1997 ИГГ УрО РАН (Русин, 1998; Пучков, 1999). Решение этой проблемы имеет важные практические (металлогенические) следствия.

Суммируя итоги этой дискуссии В.Н.Пучков считает, что структурное развитие большей части Урала (кроме, вероятно, Полярного, о котором речь будет ниже) и Приуралья в течение всего рифея и раннего венда происходило в условиях периодически проявлявшегося эпиконтинентального рифтогенеза. Усиление этих процессов приводило к некоторым тектоническим перестройкам, выявляемым и в смежной части платформы (Романов, Ишерская, 1995), к вспышкам базальтоидного и контрастного, континентального толеитового, субщелочного и щелочного вулканизма, отчасти асинхронного в северных и южных территориях, и более обильного в северных, особенно на уровне позднего рифея — раннего венда. По сути дела, в этом у В.Н.Пучкова почти нет разногласий с С.Н.Ивановым и его последователями. Вопрос лишь в том, каковы были события, происшедшие на Урале в позднем венде и начале кембрия, и какие материальные следы они оставили.

В настоящее время взаимоотношения доуралид и уралид наиболее изучены на Южном Урале. Здесь, в пределах Башкирского антиклинория, аргументами в пользу поздневендского орогенеза являются:

1. Наличие угловых несогласий между ордовиком и поздним протерозоем. Несогласия регионально распространены в восточной части Башкирского антиклинория, где ордовик ложится на различные по возрасту отложения — от ранневендских до низов среднего рифея (Пучков, 1997б). Расчеты мощностей удаленных эрозией отложений, а также разница в метаморфизме подстилающих и перекрывающих толщ позволяют предполагать, что глубина эрозии могла местами превышать 10 км;

2. Исследования, проведенные независимо рядом квалифицированных геологов-тектонистов, подтверждают наличие в доордовикском, поздневендском антиклинории, по крайней мере, двух систем складчатости, одна из которых принадлежит докембрийскому орогену (Perez-Estaun et al., 1997; Bauer et al., 1999);
3. Литологические исследования последнего времени подтверждают присутствие на западной периферии Башкирского антиклинория мощной поздневендской терригенной толщи, которая издавна характеризовалась как моласса (Шатский, 1963; Беккер, 1968). Следует при этом уточнить, что по мнению автора молассой может быть названа лишь верхняя часть ашинской серии (басинская, куккараукская и зиганская свиты), характеризующаяся полимиктовым, граувакковым составом (с некоторой условностью к молассе можно отнести и существенно аркозовую урюкскую свиту); в бакеевской и нижележащих еще преобладает нехарактерная для молассы кварцевая компонента, а минералы тяжелой фракции примерно те же, что и в рифейских терригенных отложениях. Резкое изменение состава терригенных пород происходит в позднем венде. Наличие в куккараукской свите гальки метаморфизованных терригенных и карбонатных пород, базитов, гранитов, красных яшмоидов указывает на то, что источником сноса для нее был вышеуказанный поздневендский антиклинорий. Резко меняются состав и тонкие особенности минералов тяжелой фракции. Присутствие в молассе высокобарических слюд — фенгитов — прямо указывает на Белорецкое поднятие, как на один из источников сноса (Алексеев, 1999; Willner, Пучков, в печати). При этом в качестве таковых офиолиты и островодужные вулканы практически не ощущаются. Это может указывать на то, что обломочный материал поставлялся экстернидами орогена — как это по большей части характерно и для пермской молассы уралид. Восточная часть орогена, наиболее насыщенная гранитами и возможно включавшая пластины офиолитов, в настоящее время не обнажена (ушла в виде террейна или перекрыта палеозойскими надвигами);
4. Складчатость, эрозия, образование молассы в краевом прогибе коррелируются в позднем венде с последними стадиями формирования Белорецкого метаморфического комплекса, в составе которого присутствуют амфиболиты и эклогиты. Согласно K-Ar датировкам гранитов и метаморфических сланцев и изучению изотопного состава стронция в гранитах (Ленных, 1966; В.М.Горожанин, устное сообщение), возраст основной фазы метаморфизма находится в ин-



тервале 510–635 млн.лет. По  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  датировкам (Matte et al., 1993; Glasmacher, 1999) время остывания метаморфических комплексов находится в интервале 597–542 млн.лет. Вместе с тем,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  возраст роговой обманки из эклогитов Белорецкого комплекса составил 720 млн.лет. По данным стендового доклада Б.Кобера на заседании комиссии ЕВРОПРОБА (Мюнхен, 1999), возраст ядра циркона из Ахмеровского массива гранитов равен 1350 млн.лет, а оболочки — 940 млн.лет (Pb/Pb метод по единичным зернам). Таким образом, эти граниты метаморфизованы (а по устному сообщению А.А.Алексеева в них присутствует и метаморфогенный гранат). Эти данные, а также результаты структурных исследований, установивших в Белорецком комплексе три последовательных фазы доордовикских деформаций (Bauer et al., 1999), ставят под большое сомнение правомерность существующей стратиграфической схемы рифейских толщ Белорецкого комплекса и позволяют предположительно рассматривать его в качестве экзотического террейна с его особой, пока слабо расшифрованной историей, аккрегировавшего к краю континента во время поздневендского орогенеза (Glasmacher et al., 1999). Появление такого террейна невозможно объяснить рифтогенезом.

В геологии докембрия севера Урала еще больше неясных моментов, требующих дальнейшего изучения. Тем не менее геология северных районов Урала также дает аргументы, аналогичные вышеизложенным, в подтверждение идеи о проявлении здесь поздневендского орогенеза, причем некоторые особенности доуралид проявились здесь еще ярче.

Так, изучение структурных взаимоотношений докембрийских и ордовикских комплексов на Полярном и Приполярном Урале в ряде случаев позволяет говорить не только об угловых несогласиях при сопадении простираний структур (как это наблюдается на Южном и Среднем Урале), но и о четко выраженных азимутальных несогласиях, выявляемых как при картировании, так и при анализе геофизических полей. Это было показано (Пучков, 1975) путем сопоставления магнитных аномалий и конкретных структур доуралид на Приполярном Урале. Прекрасным примером азимутального несогласия в более крупном масштабе является на Приполярном Урале соотношение межгорной впадины, расположенной на правом берегу р.Вангыр и имеющей северо-западное простираение, со складками, сложенными палеозойскими отложениями и имеющими северо-северо-западное простираение. Резкое угловое несогласие тельпосского ордовика четко наблюдается в карах правобережной части р.Вангыр, которые были закартированы еще

в 50-е гг. Г.А.Черновым (1962, 1964). Здесь ученым было показано как внедренные гранитные тела (в стенках кара) перекрыты тельпосскими кварцито-песчаниками (рис.2). Другим примером является соотношение вarrisской брахиморфной складки Енгане-Пэ, вытянутой в северо-северо-восточном направлении и позднедокембрийской офиолитовой структуры субмеридионального простириания, наблюдаемой в ее ядре.

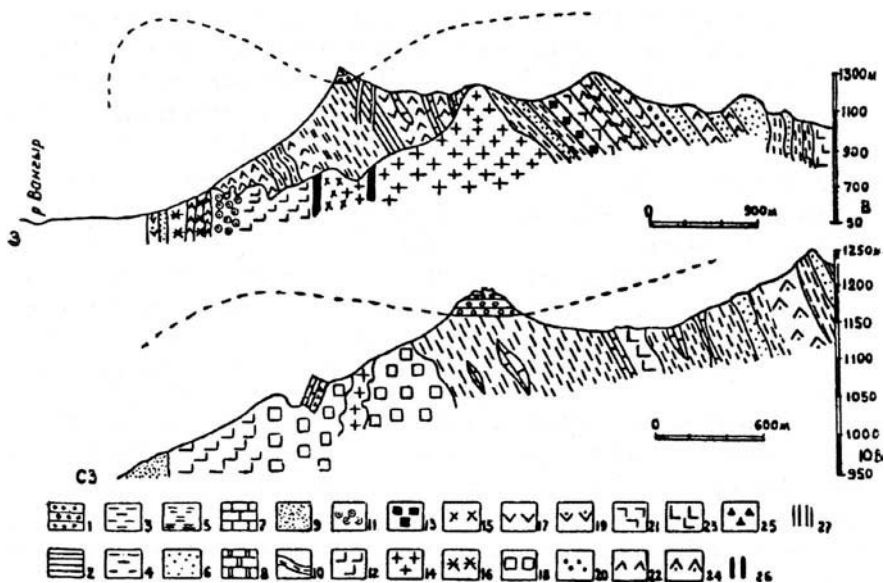


Рис. 2. Разрезы нижнего конца горы Конгломератовой (Вангырский район Приполярного Урала). Составил Г.А.Чернов (1962). (Сохранена терминология автора).

1 - конгломераты обеизской свиты; 2 - филлиты; 3 - хлорито-серицитовый сланец; 4 - кальцито-альбито-хлоритовый сланец; 5 - соссюрит-хлорито-эпидотовый сланец; 6 - кварцит; 7 - мрамор; 8 - волластонит; 9 - эпидото-цоизитовый роговик; 10 - сильно перемятый кремнисто-биотитовый сланец; 11 - аляскитовый гранит; 12 - лейкократовый гранит; 13 - хлоритизированный гранит; 14 - катаклазированный гранит; 15 - гранит-порфир; 16 - кварцевый диорит; 17 - альбитовый диабаз; 18 - пиритизированный диабаз; 19 - измененный диабаз (эпидото-серицито-хлоритовый сланец); 20 - альбитофир; 21 - катаклазированный альбитофир; 22 - диабазовый порфирит; 23 - кварцевый порфир; 24 - гранофир; 25 - метаморфизованный кислый эффузив (серицито-песчаниковый сланец); 26 - жилы аплита; 27 - кварцевые жилы с гематитом; 2-27 - породы рифея.

Новые данные по геологии северных районов Урала позволяют все более уверенно говорить о наличии на Полярном Урале позднерифейских офиолитов, вовлеченных в поздневендскую складчатость и образующих вышеупомянутую сутуру. Этот комплекс представлен аподунито-

выми и апогарцбургитовыми серпентинитами, габбро, плагиогранитами и подушечными базальтами с прослоями яшмоидов, образующими узкую полосу серпентинитового меланжа. Он пространственно связан с известково-щелочными вулканидами, перекрытыми бедамельскими граувакками. Последние, в свою очередь, резко несогласно перекрываются ордовикскими конгломератами, причем несогласия документируются как картировкой, так и непосредственно в обнажениях (Душин, 1991; Пучков, 1993; Gee, Pease, 1997). Плагиограниты в меланже хр. Енгане-Пэ датированы U-Pb и Sm-Nd методами как  $670 \pm 5$  млн. лет, что позволяет предполагать рифейский возраст офиолитов (Хаин и др., 1999).

Вблизи предполагаемой офиолитовой сутуры и к востоку от нее развиты позднерифейско-ранневендские вулканические породы, относимые В.И.Мизиным (1988) к известково-щелочной формации (енганепэйский, нярминский, борзовский комплексы) (см. также: Румянцева, 1984; Шмидт, 1976). Таким образом, закрытие позднерифейского океанического бассейна и последующий орогенез можно связывать с зоной субдукции, падавшей в современных координатах к востоку, и с следовавшей затем коллизией континентальных блоков.

Несмотря на существенные отличия протерозойских разрезов северных и южных областей Урала, в них отмечаются важные черты сходства. В обоих случаях в основании рифея наблюдаются более древние и соответственно более высокометаморфизованные отложения, что подчеркивает энсиалический, чехольный характер вышележащего разреза. На юге это тараташский комплекс (Ленных и др., 1978), а на севере — няртинский (по унифицированной схеме) или николайшорский, выделенный еще в 1960 г. М.В.Фишманом и Б.А.Голдиным (Фишман, Голдин, 1963; Пучков, Карстен, 1986; Пыстин, Пыстина, 1997; Андреичев, 1999). В рифее отмечаются рифтовые вулканиды (на севере — более обильные; прежде всего это маньинская или саблегорская свита). Терригенные же отложения рифея представлены в значительной мере кварцитами, тиллитовидными конгломератами и аркозами, в то время как поздневендские (лаптопайская, енганепэйская, сокольнинская толщи) — граувакками, отчасти флишоидными; среди них наблюдаются прослои конгломератов, содержащих продукты размыва нижележащих толщ.

Наиболее трудным вопросом является проблема геодинамической природы и классификации гранитоидов, развитых на Приполярном и Полярном Урале. Огромное количество определений K-Ar методом, дающих главным образом средне-позднепалеозойский возраст, лишь запутывает картину. Возрастные даты по твердофазным изотопным системам, а также присутствие гранитных галек в перекрывающих

конгломератах указывают на преимущественно доордовикский (вендский и кембрийский) возраст гранитоидов, хотя есть и ордовикские, и более молодые цифры — нередко однозначно фиксирующие диафторез и метасоматоз (Пучков, 1968; Герасимов и др., 1984; Ефанова и др., 1997; Соболева, 1998; Андреичев, 1999 и др.). Зачастую получаемые датировки одной формации сильно растянуты во времени: так, по разным источникам датировки гранитов Торговско-Патокской площади (включая Малопатокский массив) Rb-Sr и U-Pb методами растянуты во времени от 642 до 500 млн.лет (Андреичев, 1999).

Разделение гранитов на А-, I-, S- и другие типы (Махлаев, 1996) сравнительно немного дает для геодинамики. В основу этой классификации положен характер субстрата, подвергнувшегося плавлению, а не собственно геодинамические условия, так что связь с геодинамикой представляется весьма опосредованной. В нашем обзоре мы придерживаемся на основе геологических данных традиционного деления гранитоидов на кожимскую (дохобеинскую), сальнерско-торговско-неройско-патокско-маньхамбовскую (долаптопайскую) и малопатокско-малдинско-ильязскую (послелаптопайскую) группы, хотя и подобное деление (при современной трактовке возраста этих групп) с трудом укладывается в геодинамическую картину. Возможно объяснять обилие гранитоидов на севере Урала и их растянутость по времени образования исключительно широким развитием эпиконтинентального рифтогенеза в позднем рифее и венде, сопровождавшегося обильным контрастным вулканизмом, причем часть гранитоидного материала комагматична маньинским риолитам. Последовавшая непосредственно за этим поздневендская коллизия сопровождалась дополнительным плавлением в коре, значительные масштабы которого были подготовлены разогревом при позднерифейском рифтогенезе. Такая сближенность контрастных процессов может служить объяснением тех трудностей, которые возникают при датировке, классификации и геодинамической привязке гранитоидов — тем более, что в конце кембрия рифтогенез возобновился, и это тоже способствовало формированию растянутого во времени позднерифейско-вендско-кембрийско-ордовикского спектра гранитоидов. В дальнейшем герцинский разогрев, метасоматоз и динамометаморфизм привели к появлению позднепалеозойских датировок, особенно калий-аргоновых, по минералам тех же гранитоидов.

Довольно четко определилось место лапчавожской формации, с ее тоналит-гранодиоритовой компонентой. Геологические взаимоотношения (рвущий контакт с базальным ордовиком) и Rb-Sr датировка  $513 \pm 9$  млн.лет (данные авторов, а также Соболевой и Андреичева, 1997) может указывать на принадлежность ее к позднекембрийско-раннепалеозойскому рифтовому событию.

Как и на юге Урала, ордовикские конгломераты и кварциты местами залегают на более древних отложениях с глубоким, многокилометровым размывом. Так, на Приполярном Урале, в районе р.Хартес и горы Лапчавож, они перекрывают западное крыло Хобеизского купола; здесь под ордовиком отсутствуют, по крайней мере, лаптопайская, маньинская и хобеинская свиты.

Таким образом, складчатая область доуралид реально существовала, что доказывается целым комплексом данных. Образованию складчатого сооружения предшествовало длительное развитие эпиконтинентальной области, с древним дорифейским метаморфическим фундаментом. Эта обширная область неоднократно подвергалась рифтогенезу, не приводившему обычно к разрыву сплошности континентальной коры и чередовавшемуся с эпохами спокойного развития, с накоплением карбонатных и терригенных толщ; в последних существенную роль играли кварциты и аркозы. В позднем рифее – раннем венде на севере Урала рифтогенез был более интенсивным и привел к образованию океанической впадины, реликты которой наблюдаются в районе поднятия Енгане-Пэ. Последовавшие субдукционные, а в позднем венде и коллизионные процессы привели к образованию складчатого сооружения доуралид.

Как уже говорилось, не все исследователи разделяют изложенные здесь идеи и аргументацию (еще раз напомним о дискуссии: Русин, 1998 – Пучков, 1999). Однако большинство исследователей, вероятно, согласятся с тем, что весь комплекс геологических и геохимических данных позволяет уверенно говорить о проявлении поздневендской фазы (эпохи) складчатости и орогенеза на Урале, в интервале 600–540 млн.лет. Сравнение изложенных данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы (Puchkov, 1998; Le Corre et al., 1991; Linnemann et al., 1998) позволяет *коррелировать* образованные в результате этой фазы складчатости *структуры доуралид с кадомидами*. Напротив, традиционная корреляция их с байкалидами не выдерживает критики: в Прибайкалье в поздневендское время не было орогенических процессов, а осадки представлены известняками и эвапоритами (Вендская система, 1985). Автор присоединяется к исследователям (Gibshner et al., 1999), которые говорят о протяженной (840–450 млн.лет) байкальской эре тектогенеза, включающей целый ряд эпох (в том числе кадомскую).

Появившиеся в последнее время новые данные позволяют не только уточнить возраст и корреляцию доуральского протерозойского орогена, но и внести определенные коррективы в глобальные реставрации континентов для поздневендско-раннекембрийского времени.

Новые данные по геологии Тимана подтверждают кадомский возраст складчатых структур его фундамента. Существенным, в частности, является определение абсолютного возраста гранитов на восточном фланге Тимана в интервале 550–565 млн.лет (Белякова, 1992; Оловянишников, 1998).

Краевой антиклинорий и краевой прогиб кадомид, выявляемые в пределах Башкирского и Кваркушского палеозойских антиклинориев, находят свои аналоги на Тимане и в Притиманье.

Не исключено, что кадомиды развиты на значительных пространствах Баренцева моря; в пользу этого говорит тот факт, что на Шпицбергене описаны предордовикские складчатые деформации и глаукофансланцевый метаморфизм (Ohta et al., 1986). Аналогичное позднепротерозойско-раннепалеозойское несогласие отмечается и на о-ве Медвежем, лежащем на полпути между Шпицбергенем и севером Скандинавии (Хаин, 1998).

Для понимания структурных связей доуралид весьма важны новые материалы по геологии Таймыра, в частности, изотопные данные о развитии там позднерифейских офиолитов и проявлении поздневендского (573–626 млн.лет) метаморфизма (Vernikovsky, 1997).

Еще большее значение имеют глобальные реконструкции континентов для конца протерозоя, приведшие к идее о существовании одностороннего кадомского орогена на периферии Гондваны (McKerrow, 1994; Erdtmann, 1996). Согласно новейшим палеомагнитным построениям (Torsvik et al., 1997), Восточно-Европейский и Сибирский континенты располагались в южном полушарии, напротив кадомской Перигондваны, но на изрядном расстоянии от нее. Вместе с тем Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды располагались, согласно этим же данным, на очень близких широтах. Имея в виду, что палеомагнитные данные не дают ограничений по долготам, можно откорректировать реконструкцию (Torsvik et al., 1997) таким образом, что Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды образуют компактный, более крупный ороген в составе суперконтинента, включавшего, по крайней мере, Гондванский, Сибирский и Восточно-Европейский континенты, отделившиеся затем в ордовике вследствие рифтогенеза, пререшедшего в спрединг (Puchkov, 1998).

**Рифтовый этап в развитии уралид.** Мысль о том, что на западном склоне Урала широким распространением пользуются раннепалеозойские рифтовые формации, высказывалась уже давно (Голдин, Пучков, 1972, 1974, 1978). В дальнейшем она была поддержана в ряде работ и вплоть до настоящего времени развивается многими исследователями (Иванов, 1979; Пучков, 1979; Перфильев, 1979; Дембовский и

др., 1990; Петров, Пучков, 1994; Руженцев, Аристов, 1998; Иванов, 1998 и др.). Обычно принято считать, что заложению Палеоуральского океана предшествовало формирование эпиконтинентального рифта в конце кембрия – начале ордовика. Рифт характеризовался развитием разноглубинного, преимущественно базальтоидного магматизма и формированием груботерригенных толщ, отличавшихся очень нестабильными мощностями. В дальнейшем процесс привел к разрыву континентальной коры и океаническому спредингу. Таким образом, на западном Урале эпиконтинентальные рифтогенные формации должны были принадлежать флангу активной рифтовой системы, образуя зону, более или менее параллельную контуру образовавшейся затем пассивной континентальной окраины.

На севере Урала рифтовая стадия, соответствующая началу послекадомского растяжения земной коры, имела место в позднекембрийско-раннеордовикское время и характеризуется, наряду с груботерригенными толщами, развитием траппов и глубинных базальтоидов.

**Структуры и этапы развития.** Здесь будут кратко рассмотрены основные структуры палеоконтинентального сектора уралид (к западу от Главного Уральского разлома) в рифее и раннем палеозое.

**Структуры доуралид.** В составе структурного ансамбля доуралид на севере Урала наиболее крупными являются (Пучков, 1997, рис. 8): краевая прогиб, заполненный верхневендской молассой (D), краевые антиклинории:

Восточно-Башкирский (E), Кваркушский (F) и Тиманский (G); синклинии: Вишero-Ильч-Чикшинский (H), Денисовско-Саблинский (I); антиклинории: Маньхамбовский (K), Колвинско-Хобеизский (L); Лаптопайская межгорная впадина (J), Лемвинско-Хорейверская недифференцированная зона (M), Енганепэйская офиолитовая структура (N), Оченырская зона субдукционного вулканизма (O); Марункеу-Харбейский антиклинорий (P). На севере Урала эти структуры имели первоначально северо-западное простираение. Наложившиеся позднее рифтовые и орогенные деформации уралид частично исказили их. Более подробное описание морфологии части из перечисленных структур, обнаженных в пределах Центрально-Уральской зоны севера Урала, содержится в ряде работ (Перфильев, 1968; Пучков, 1975; Кейльман и др., 1973).

**Рифтовые структуры начального этапа развития уралид на севере Урала.** Выделенные нами на севере Урала формации глубинных базальтоидов размещаются вдоль двух ветвей рифтовой системы: западной и восточной, тем самым маркируя их. Восточная (Торговско-Лемвинская) следует более или менее параллельно Главному Уральс-

кому разлому. Его направление, в свою очередь, было задано осью рифтовой системы, эволюционировавшей в срединно-океанический хребет, существование которого документируется офиолитами, предположительно ордовикскими (Симонов и др., 1998). Западная же (Седьюско-Саблинская) ветвь несколько уклоняется на запад от этого, основного направления. В обеих зонах развита трапповая формация. Щелочные базальтоиды различного типа развиты в западной ветви. Сивъягинско-Манарагская габбро-монцонит-сиенитовая формация тяготеет преимущественно к западной ветви, но известна и на фланге восточной. В восточной ветви, помимо траппов, развиты Парнукско-Лапчавожская перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовая, Нижнепогурейская базанит-трахибазальт-фонолитовая и Погурейско-Кокпельская субщелочная базальт-риолитовая формации. Наложённые палеозойские деформации сильно затушевывают первичную структуру, однако ассоциация с грубоотриггенными базальными комплексами, наиболее выраженная в Лемвинской зоне Полярного Урала, позволяет предполагать здесь наличие большого и протяженного раннепалеозойского грабена, тогда как в более южных районах магматические породы либо локализовались в зонах разломов растяжения, либо заполняли относительно мелкие грабенообразные структуры.

**Позднепалеозойские и раннемезозойские структуры, развитые к западу от Главного Уральского глубинного разлома,** монографически описаны в ряде работ (Пучков, 1979; Юдин, 1994 и др.). При этом надо иметь в виду, что описанные в этих и других работах сложные крупноамплитудные покровно-складчатые структуры развиты в палеозойском структурном этаже, и их образование связано по преимуществу с послонными тектоническими срывами в этом же этаже, имевшими место в позднепалеозойско-раннемезозойскую эпоху коллизионных процессов. Деформации, которым подверглись нижние горизонты палеозойского чехла совместно с комплексами доордовикского фундамента, достаточно просты. Примером являются открытые складки на северной периферии Ляпинского антиклинория, в хребтах Обей-Из, Мадды, Саледы, сложенные палеозойскими отложениями, но имеющие в ядрах комплексы позднего рифея. Надо заметить, что палеозойско-мезозойские коллизионные деформации, которым подверглись докембрийские комплексы Центрально-Уральской зоны на севере Урала, по-видимому, не ограничиваются такими простыми случаями. Здесь, однако, мы вступаем на довольно зыбкую почву предположений. Так, например, С.В.Руженцев и В.А.Аристов (1998) предполагают, что в Лемвинской зоне, вслед за формированием океанического бассейна и пассивной океанической окраины в конце тремадока, на территории пос-



ледней возник краевой вулканический пояс над зоной субдукции. Существование последнего привело в конце аренига к коллизии Восточно-Европейского континента с Манитаньрд-Пайпудынским микроконтинентом. Надо сказать, что наиболее слабым местом этой гипотезы, что признают и сами ее авторы, является отсутствие здесь доказанных фрагментов раннеордовикской океанической коры. Была сделана попытка подкрепить эту гипотезу палеомагнитными данными (Лубнина, 1998). Следуя вышеупомянутым авторам, Н.В.Лубнина доказывает обособленность Лемвинской зоны и Манитаньрд-Пайпудынского «микроконтинента» от Восточно-Европейского континента на рубеже кембрия – раннего ордовика и присоединение их к континенту в конце аренига – начале среднего ордовика. Однако следует заметить, что различия в широтах Лемвинской зоны и Восточно-Европейского континента очень невелики и близки к интервалу ошибки метода, а палеомагнитные направления для Манитаньрд-Пайпудынского микроконтинента получены усреднением данных Н.Ф.Данукалова, и их разброс (этих данных) в работе не анализируется. Что же касается геологических фактов и предположений о столь крупноамплитудных перемещениях указанных блоков в раннем ордовике, то они также требуют еще очень тщательной проверки и обдумывания.

На серьезные размышления наталкивают, кроме того, данные по геологии Неркаюского и Марункеуского блоков, подвергшихся эклогит-глаукофансланцевому метаморфизму, а также аналогии между ними и Максютовским комплексом Южного Урала, о чем нами уже говорилось ранее (Пучков, 1993). Высказанное тогда предположение о палеозойском возрасте эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма на севере Урала подтверждается каменноугольными Ar-Ar датировками этих метаморфитов как в неркаюско-парусшорском (Л.А.Карстен, устное сообщение), так и в Марункеуском (Шацкий и др., 1999) комплексах. Продолжая аналогию с Урал-Тау, можно предположить, что вышеупомянутые комплексы не образуют одного целого с кристаллическим фундаментом Восточно-Европейского континента, а присоединились к нему позже, в ходе позднепалеозойской коллизии.

## Глава 2

### **Геологическая характеристика магматических формаций западного склона севера Урала**

Геологические данные и результаты формационного анализа досилурийских магматитов севера Урала позволили выделить следующие группы формаций (рис. 1): рифтовые, субдукционные, коллизионные формации доуралид и рифтовые формации уралид. В состав доуралид входят формации: нижне-среднерифейская толеит-базальтовая верхнекожимская ( $R_{1-2}$ ), среднерифейская (?) риолит-гранитная кожимская ( $R_2?$ ), позднерифейско-ранневендская базальтовая манарагская ( $R_3-V_1$ ), поднерифейско-ранневендская габбро-диоритовая народнинская ( $R_3-V_1$ ), позднерифейско(?)-вендская гранитная сальнерско-маньхамбовская ( $R_3-V$ ), позднерифейско-ранневендская риолитовая малдинская ( $R_3-V_1$ ), позднекембрийская изьяхойская базальтовая ( $E_3$ ), венд-кембрийская гранитная малопатокско-ильязиская ( $V-E$ ), позднерифейская енганепейская офиолитовая ассоциация ( $R_3$ ), позднерифейско-ранневендская андезитовая бедамельская ( $R_3-V_1$ ).

В состав рифтогенных формаций уралид входят позднекембрийско-ордовикская трахибазальт-трахириолитовая сивьягинско-лемвинская ( $E_3-O_{1-2}$ ), позднекембрийско-ордовикская щелочно-базальтоидная вангырьюско-сedyюско-погурейская ( $E_3-O$ ), позднекембрийско-ордовикская перидотит-габбро-монцонито-сиенитовая сивьягинско-манарагская ( $E_3-O$ ), ордовикская толеит-базальтовая трапповая саблинско-севернародоитыгинская ( $O_{1-2}$ ), позднекембрийско-ордовикская перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовая парнукско-лагчавожская ( $E_3-O_1$ ), позднекембрийско-ордовикская диабаз-пикритовая сивьягинская ( $E_3-O$ ). Ниже дается последовательное описание выделенных формаций доуралид и уралид от древних к молодым.

## 2.1. Рифтовые, субдукционные, коллизионные формации доуралид

### 2.1.1. Нижне-среднерифейская толеит-базальтовая верхнекожимская формация (R<sub>1-2</sub>)

Представлена парагенетически связанными эффузивными и гипабиссальными породами, входящими в состав отложений пуйвинской и щокурьинской свит нижне-среднерифейского возраста (Голдин и др., 1973; Пучков, 1975). Породы формации в основном обнажаются на северо-западном крыле Хобеизского доордовикского антиклинория (среднее и верхнее течение р.Николайшор, истоки рек Большого Патока, Щокурьи, Маньи, Парнука). Вулканиды встречаются в средней части пуйвинской (ассоциация с кварцевослюдяными и кварцево-слюдяно-хлоритовыми апоалевролитопсаммитовыми сланцами) и верхах щокурьинской (ассоциация с карбонатными породами) свит. Они образуют маломощные покровы, составляющие 10–20% от общего объема свит. Мощность лавовых покровов, простирающихся на 1–2 км, не превышает 10–25 м. Они представлены диабазами и базальтами. Лаво-пирокластический материал играет подчиненную роль.

Комагматичные эффузивам субвулканические интрузии габбро-диабазов и габбро-диоритов слагают sill, линзообразные залежи и небольшие по площади массивы, приуроченные к разломам как субмеридионального (Ниженкузьяусский массив, 4×1,5 км), так и субширотного направлений (Кузьяусский массив, 5×2 км) и др.

В большинстве случаев породы этой формации превращены в хлоритовые, эпидот-хлорит-рогообманковые сланцы и амфиболиты, отвечающие мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации. Характер метаморфизма в основном изохимический. В пределах субширотного габбрового тела (среднее течение р.Кузьяуа) отмечается серия пикритовых и диабазовых даек, сопровождающаяся фукситовой минерализацией (с золотом).

При петрохимических пересчетах установлено присутствие нормативного кварца, что позволяет отнести породы нижне-среднерифейской базальтовой формации к пересыщенным толеитам (по Йодеру и Тили, 1965). Согласно классификации эффузивных пород Н.А.Румянцева (1977), вулканиды соответствуют базальтам, среди которых 60% смешанных калиево-натриевых и по 20% — чисто калиевых и натриевых разновидностей (n=54).

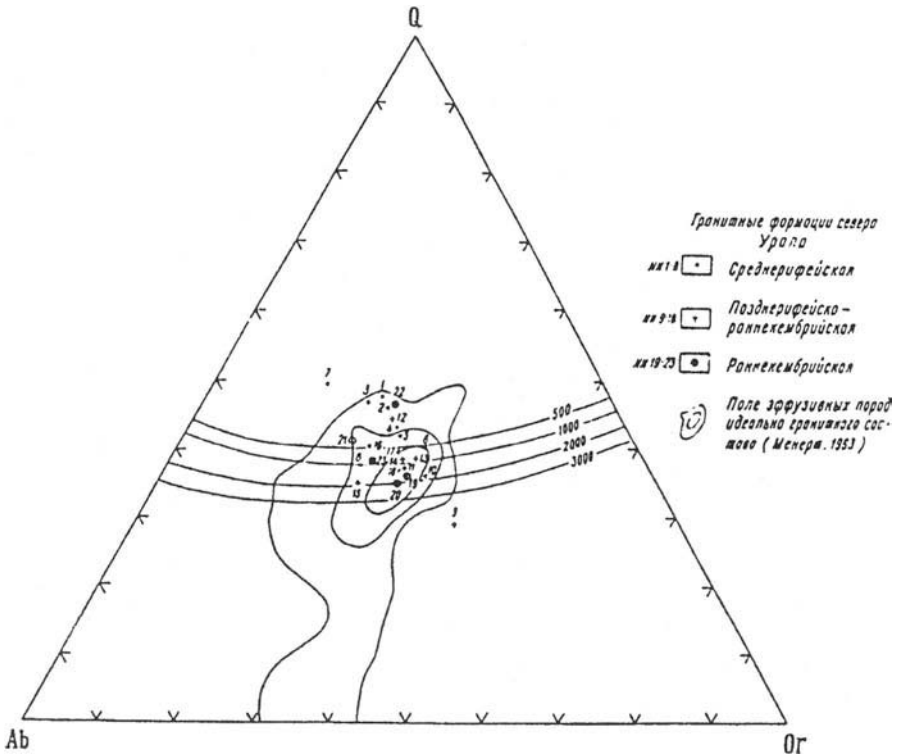
### 2.1.2. Среднерифейская кожимская риолит-гранитная формация (R<sub>2</sub>?)

В последние годы в низах комплекса доуралид среди отложений николайшорской, пуйвинской и щокуринской свит (реки Народа, Маньхобею, Хобею, Игнатий-Шор, Николай-Шор, Кожим, Хасаварка и др.) Я.Э.Юдовичем описаны метариолиты и кислые метатепфы (Юдович и др., 1992), что дает основание выделить среднерифейскую риолит-гранитную формацию.

Возрастное положение гранитов этой формации определяется тем, что продукты разрушения их наблюдаются в составе отложений хобеинской свиты (PR<sub>3</sub>) (Львов, 1957; Калинин, Пучков, 1971, 1978). Массивы среднерифейской гранитной формации (Кожимский, Хаталамбо-Лапчинский, Игшорский, Николайшорский, Маньинский) обычно имеют пластообразную форму, вытянутую как в субмеридиональном, так и в субширотном направлении, в соответствии с очертаниями Хобеизского купола. В основном недифференцированы. Они часто располагаются в пределах сильно эродированных карельских (николайшорских) структур, образующих вулcano-купольные образования, которым в структуре рамы не отвечают антиклинальные складки (Пучков, 1975). Массивы сопровождаются значительными контактовыми ореолами, представленными зонами роговиков, реже — мигматитов, гранито-гнейсов и гранитизированных сланцев. В составе всех массивов преобладают двуслюдяные, мелко- и среднезернистые граниты. Весьма подчиненным распространением пользуются мусковитовые и биотитовые разности и гибридные породы, представленные кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Вмещающими породами межпластовых гранитных инъекций являются кварцито-кварцево-гранато-слюдяные (сланцевые) толщи, амфиболиты (часто рутилсодержащие), реже — мрамора и прослои основных метавулканитов, небольшие тела мафитов.

По классификации А.Н.Заварицкого, граниты этой формации перенасыщены SiO<sub>2</sub> и обогащены щелочами. В сравнении с нормальными щелочноземельными гранитоидами по Р.Дэли граниты среднерифейской формации имеют существенно пониженную на всем протяжении вариационной линии щелочность и низкую известковистость. Граниты формации отвечают по составу кварцполевошпатовой котектике при R<sub>H<sub>2</sub>O</sub> ≤ 0,5–1,0 кбар, T= 650–730°C и содержат 73–75% кремнезема (рис. 3).



**Рис. 3.** Состав гранитов на диаграмме Q–Ab–Or (Tuttle, Voven, 1958).

Поля фигуративных точек средних составов главных интрузивных фаций гранитных массивов: 1 - Кожимского; 2 - Хаталамба-Лапчинского; 3 - Банного; 4 - Неройско-Платокского; 5 - Яротского; 6 - Бадьяюского; 7 - Ишгорского; 8 - Николайшорского; 9 - Сальнерского; 10 - Маньхобюенского; 11 - Городкова; 12 - Народнинского; 13 - Хартесского; 14 - Тынаготского; 15 - Мань-Хамбо (I фаза); 16 - Вангырского; 17 - Торговского; 18 - Кефталыкского; 19 - Малдинского; 20 - Ильяизского; 21 - Малопатокского; 22 - Водораздельного; 23 - Мань-Хамбо (II фаза).

Гранитные формации севера Урала: 1, 2, 7, 8 - среднерифейская; 3–6, 9–18 - позднерифейско-раннекембрийская; 19–23 - раннекембрийская. Выделено поле эффузивных пород идеально гранитного состава (Менерт, 1963).

### 2.1.3. Позднерифейско-ранневендская манарагская базальтовая формация (R<sub>3</sub>-V<sub>1</sub>)

На Приполярном Урале породы формации приурочены к верхней половине разреза маньинской свиты, а на Полярном — входят в состав няровейской, лядгейской и очетьвисской свит. Развиты на большой площади либо по периферии крупных структур байкальского возраста, либо слагают ядра варисцийских антиклиналей. В нижних горизонтах разреза формации вулканыты переслаиваются с кварцево-серицитовыми, филлитовидными и другими сланцами, а также карбонатными породами, иногда содержащими онколиты и катаграфии поздне-рифейско-вендского возраста (Фишман, 1967, Белякова, 1972, Пучков, 1975). В пределах Оченырдского антиклинория А.И.Шмидт выделил четыре разновозрастных и разнодифференцированных комплекса основных вулкаников (Шмидт, Коган, 1972). По своей стратиграфической приуроченности эти эффузивные базальтовые образования входят в состав лядгейской и очетьвисской свит. Здесь, в нижних частях разреза, развиты осадочные метаморфизованные породы — черные филлиты, кремнисто-глинистые и кремнисто-углистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники. Породы вулканогенно-осадочного комплекса локализируются в линейных палеопрогихах, разделяющих сложные палеоподнятия.

Вулканические образования развиты от Хадатинского озера и р. М.Кары на юге до горы Константинов Камень на севере, занимая площадь около 1000 км<sup>2</sup> (рис. 1). Восточная граница вулкаников ограничена зоной рассланцевания, а западная — Карским надвигом. Породы комплекса приурочены к приядерной части Оченырдского антиклинория, слагая ядра Борзовской, Очетьвисской, Лядгейской и Кызыгейской антиклинальных структур, осложненных более мелкими складками и многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Среди манарагской базальтовой формации выделяются две субформации: собственно манарагская — приполярноуральская и нярминская — полярноуральская.

Среди вулканических образований этой базальтовой формации выделяются три генетических типа: эффузивный, субвулканический и пирокластический. Эффузивы образуют покровы в виде пачек, разделенных маломощными (1–3 м) прослоями осадочных пород. Мощность пачек колеблется от 100 до 250 м. Набор петрографических типов весьма однообразен. Это исключительно породы основного ряда — базальты, реже — диабазы, андезитобазальты и их туфы. Широко развита афирровая разность вулкаников. Иногда (южно-очетьвисская зона) отмечаются отчетливые порфиритовые выделения плагиоклаза (1–4 мм) и зеле-

ного пироксена (до 2 см). Довольно часты миндалекаменные разности, размер миндалины от нескольких миллиметров до 3–5 см в поперечнике. Более крупные миндалины имеют удлинённо-вытянутую форму. Инкрустированы миндалины кальцитом, кварцем, хлоритом и эпидотом. Миндалекаменные разности так же, как и гематитизированные, тяготеют к верхним горизонтам или толще в целом. Все другие разновидности пород не имеют определенной приуроченности к какому-либо горизонту.

Субвулканические образования — габбро-диабазы, диабазы и габбродiorиты — значительного распространения не имеют. Они представлены дайками и небольшими sillами. Размер тел от 250 м до 2,5 км в длину при мощности до 150 м. Тела согласны с вмещающими их покровными образованиями, а также с подстилающими породами метаморфической толщи.

Пирокластический генетический тип широкого распространения также не имеет, о чем свидетельствует низкий коэффициент эксплозивности ( $E=0-2\%$ ). Он отмечен в районе гор Лядгей, Лымбат-Пэ, среднем течении руч. Тиз-Неза-Шор и др.

Основные вулканы манарагской формации слагают крупные подводные полигенные вулканы трещинного типа. По характеру фаций среди них преобладают в основном лавовые вулканы, тогда как смешанные и рыхлые вулканы распространены весьма ограниченно.

Продукты метаморфизма пород позднерифейско-вендской базальтовой формации представлены образованиями с переменным содержанием альбита, актинолита, эпидота, хлорита и кварца (кварц-серицит-альбит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев, реже эпидот-амфиболитовая фация).

Базальты Оченырского поднятия по содержанию двуокиси титана, суммарного железа в пересчете на закись (1,5–1,8), окиси магния (10–10,5), кальция (4,6–5,3) и щелочей в пересчете на окись натрия (4,5–4,9 масс.%) соответствуют производным маложелезистой и малоизвестковистой разностей толеитовой магмы повышенной щелочности (приложение 1). Наиболее щелочными являются породы, отвечающие по кислотности андезитам (Шмидт, Коган, 1972). Петрохимические пересчеты в большинстве случаев обнаруживают присутствие нормативного кварца и гиперстена, что указывает на пересыщенные толеиты по Йодеру и Тилли (1965). Реже встречаются гиперстен и оливин (оливиновые толеиты). Породы формации на классификационной диаграмме Н.А.Румянцевой (1977) попадают в поле трахибазальтов и смешанных базальтов, тефритов, базанитов и пикрито-базанитов (рис. 4). В пределах хребта Оче-Нырда ( $n=40$ ), района горы Манараги ( $n=16$ ) развиты

существенно натриевые вулкани́ты (65–80%), в области верховий р. Еркусей — калиево-натриевые, а на левобережье р. Торговой и горы Педы (n=15) — существенно калиевые.

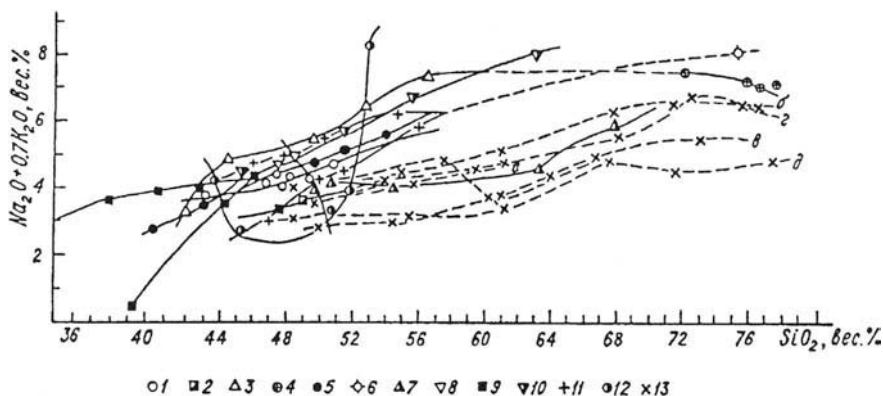


Рис.4. Химический состав пород вулканических формаций.

1, 2 - малоглубинные базальтовые формации: 1 - вендские, 2 - ордовикские, 3, 4, 6 - контрастные формации: 3 - трахибазальтовая, 4 - риолитовая малдинская, 6 - трахириолитовая пайпудынско-лемвинская, 5 - базальтовая манарагская, 7 - бедамельская андезитовая, 8 - саблинская трапловая, 9 - щелочно-(нефелин)-базальтоидная вангырьюско-седьюская, 10 - лорцемпейская субформация, 11 - тельпосская субформация, 12 - нижнепогурейско-пагинская субформация, 13 - формации магнитогорского синклинория (по Фроловой, Буриковой, 1977): а - силурийская базальтовая поляжковская, б - силурийская базальт-риолитовая баймак-бурибаевская, в - нижнедевонская базальт-андезит-базальтовая ирендыкская, г - среднедевонская базальт-риолитовая карымалыташская, д - среднедевонская базальт-андезит-дацит-риолитовая улутауская.

#### 2.1.4. Позднерифейская енганепэйская офиолитовая ассоциация

Помимо крупных офиолитовых массивов палеозойского возраста, широко представленных на севере Урала и детально описанных в ряде работ (Савельева, 1987, Строение..., 1990 и мн. др.), на территории Полярного Урала имеется большое количество мелких блоков гипербазитов, габбро, базальтов, которые залегают среди докембрийских толщ и которые можно было бы считать принадлежащими докембрийским офиолитам, однако есть лишь одно место, где докембрийский возраст офиолитов можно считать доказанным — это антиклиналь Енгане-Пэ. Первоначально все гипербазиты хр. Енгане-Пэ выделялись в качестве енганепэйского комплекса базальтоидных гипербазитов. Затем прак-



тически одновременно часть этих гипербазитов, приуроченная к зоне разлома С-3 простирается, была описана Р.Г. Язевой и В.А. Душиным в их докторских диссертациях в составе офиолитовой ассоциации. В частности, В.А. Душин указывал на развитие в узкой приразломной зоне, наряду с серпентинитами, также габброидов, подушечных лав с кремнями, плагиогранитов и флишевых отложений, принадлежащих энганепэйской свите (т.е. к аналогу лаптопайской). Принадлежность этой ассоциации пород к офиолитовому меланжу, маркирующему сутурную зону доуралид, предполагалась В.Н. Пучковым (1993). Более неопределенно по этому поводу высказывались А.А. Алексеев и др. (1996). С одной стороны, ими приводятся геологические и петрохимические данные, позволяющие относить гипербазиты, развитые в зоне вышеупомянутого разлома северо-западного простираения, к «дунит-гарцбургитовой альпинотипной формации» и говорится о том, что серпентиниты местами играют роль матрикса меланжа; с другой — высказывается мнение о том, что «нет достаточных оснований быть уверенными в рифейском и вендском возрасте рассматриваемых апоперидотитовых серпентинитов».

В последнее время в результате тематических работ и последующей международной экскурсии, проведенных на хр. Енгане-Пэ специально в связи с вопросом о формационном характере и возрасте пород серпентинитового меланжа, появились новые данные, позволяющие более уверенно говорить о докембрийском возрасте офиолитов (Gee, Pease, 1997; Хаин и др., 1999). Было показано, что ордовикские отложения ложатся на структурно-вещественные комплексы ядра энганепэйской антиклинали с угловым и азимутальным несогласием, и это можно продемонстрировать в обнажениях. Плагиограниты из зоны меланжа датированы U-Pb и Rb-Sr методами как  $670 \pm 5$  млн. лет.

### **2.1.5. Позднерифейско-ранневендская габбро-диоритовая народнинская формация ( $R_3-V_1$ )**

В докембрийской структуре породы этой формации (Голдин, Пучков, 1970) приурочены к северо-западному крылу Хобеизского и к периферии Ханмейского и Марункеуского антиклинорий, вдоль разломов, там, где эрозионный срез достигает определенной глубины (в основном — уровня хобеинской, няровейской и верхов пуйвинской свит).

Нижняя возрастная граница этой формации определяется интрузивными контактами габброидов с глубокометаморфизованными отложениями позднерифейско-вендского возраста. Верхняя возрастная граница устанавливается по взаимоотношениям с гранитоидами венд-

раннекембрийской сальнерской субформации, породы которой содержат ксенолиты габбро и диоритов.

Вокруг таких крупных массивов, как Хобеинский, наблюдаются резкие отклонения простирания метаморфических сланцев, которые как бы обтекают массив. Подобное явление может рассматриваться как признак активного внедрения интрузий в условиях пластического течения вмещающих пород при подъеме магмы. Довольно часто массивы группируются в протяженные пояса. Нередко породы формации прорваны гранитами и представляют собой изолированные тела в полях гранитов. В этом случае тела габброидов следует рассматривать как бескорневые плутоны (терминология А.П. Лебедева, 1964). Главная интрузивная фаза габбро-диоритовой формации представлена габбро, габбро-диабазами, диоритами и кварцевыми диоритами, реже встречаются горнблендиты и пироксениты, образующие среди габбро линзовидные тела. Вторая фаза — гранодиориты, плагиограниты и тоналиты в виде небольших вытянутых тел (1–0,3 км<sup>2</sup>).

В пределах Оченырдынского антиклинория интрузии габбро-диоритового ряда представлены небольшими (1–3 × 0,5–1,0 км) согласными с вмещающими толщами массивами габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов полнокристаллического строения в центральных частях с эндоконтактовыми оторочками диабазового облика шириной в сотни метров.

По особенностям химического состава породы формации аналогичны манарагской базальтовой формации, в то же время отличаются низким содержанием щелочей (в базальтах Na<sub>2</sub>O — 2,9, в габбро — 3,3), более высокой известковистостью (СаО соответственно 7 и 10%).

В целом особенности химизма выражаются в низких содержаниях титана, повышенной глиноземистости и известковистости по сравнению со средними типами по Р.Дэли. Отмечается нормальное содержание щелочей (K<sub>2</sub>O в габбро 0,8–0,9, в диоритах и кварцевых диоритах — 1,6–2,6%) (приложение 2).

### **2.1.6. Позднерифейско(?)-вендская сальнерско-маньхамбовская гранитная формация (R<sub>3</sub>–V)**

Выходы гранитов этой формации приурочены в основном к водораздельной части Североуральского (Исследовательского) хребта, в зоне разлома древнего заложения. Возрастное положение гранитов определяется тем, что они прорывают и метаморфизируют рифейско-вендские отложения вплоть до маньинской свиты включительно. Верхняя возрастная граница устанавливается на основании определения абсолютно-

го возраста в 650–550 млн.лет ( $\alpha$ - Pb и K/Ar метод) и наличия продуктов разрушения гранитов в конгломератах и песчаниках лаптопайской свиты позднего венда (реки Торговая, Кожымью).

Гранитами формации сложены крупные массивы: Маньхобеюский, Народнинский, Городкова, Сальнерский, Хартесский, Неройско-Патокский, Вангырский, Торговский, Кефталыкский, часть полихронного Маньхамбовского и ряд полярноуральских, имеющих как неправильную, так и пластообразующую форму, а также мелкие тела в области истоков рек Парнука, Маньи, Щокурьи и Б.Паток. В составе крупных массивов, обычно окруженных ореолами роговиков (часто дистенсодержащих) и гранито-гнейсов, резко преобладают биотитовые и двуслюдяные граниты с циркон-апатит-монацитовая ассоциацией акцессорных минералов для сальнерской группы массивов, и циркон-фергусонит-ортитовой для неройско-патокской. Мелкие тела обычно сложены мусковитовыми флюоритсодержащими гранитами с танталит-колумбитовой акцессорной минерализацией. Породы жильной серии редки и представлены аплитами и кварцевыми жилами. В области экзоконтактов массивов развиты турмалиновые (реки Манья, Щокурья, Парнук) и ортитовые пегматиты (р. Б.Паток), жилы магнетитов, тремолит- и хризотил-асбеста.

Термодинамический режим формирования гранитов данной формации характеризуется наибольшими вариациями  $P_{H_2O}$  от 0,5 до 4 кбар и выше (более «водные» граниты Сальнерского, Маньхобеюского и Городковского массивов) и  $T=650-800^{\circ}C$ , что определяется особенностями геологического положения того или иного гранитного массива. На примере торговых и кефталыкских гранитов (они отражают усредненный режим формирования) видно, что главная масса гранитов формировалась на небольших глубинах (1–2 км и более) при термодинамических условиях, близких к низкотемпературной гранитной эвтектике ( $P_{H_2O} \approx 1$  кбар,  $T=640-650^{\circ}C$ ). Это подчеркивается также и тем, что фигуративные точки состава изучаемых гранитов на рис. 3 попадают в поле эффузивных пород идеально гранитного состава (Менерт, 1963). Гипабиссальные граниты торгового типа являются интрузивными образованиями с нормальным ходом кристаллизации порообразующих минералов с широко развитыми процессами гибридизма на контакте с основными породами. Граниты апикальной фации (кефталыкский тип) характеризуются лейкократовым обликом, микропегматитовыми и графическими структурами, как первично магматическими, так и наложенными.

Особенностью гранитов описываемой формации по сравнению со среднерифейскими является несколько меньшее количество кремне-

кислоты, равное 69–71%, большее содержание MgO, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O (в среднем Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=9,6%).

### **2.1.7. Позднерифейско-ранневендская малдинская риолитовая формация (R<sub>3</sub>-V<sub>1</sub>)**

Породы этой формации тесно связаны с областями распространения позднерифейско-ранневендской манарагской базальтовой формации, тяготея к верхам маньинской, няровейской, лядгейской и очетьвисской свит. Абсолютный возраст риолитов, развитых к востоку от Малопаатокского гранитного массива, по U-Pb методу — 642 млн. лет (V<sub>1</sub>) (Червяковский и др., 1992). Для малдинских риолитов имеются более поздние датировки (V<sub>1</sub> и E<sub>3</sub>), но по геологическим наблюдениям они доордовикские (Голдин, 1963; Ефанова и др., 1997).

Вулканические образования характеризуются сравнительно низким коэффициентом эксплозивности (E=1–10%), что объясняется широким развитием среди них субвулканических пород, а также относительно слабой насыщенностью магмы летучими.

Кислые вулканы риолитовой формации подразделяются на несколько генетических типов: эффузивный, субвулканический, вулканокластический и жерловый, резко различающиеся своими количественными соотношениями. Эффузивные образования распространены ограниченно и представлены лавами и лавобрекчиями. Лавы образуют отдельные потоки или встречаются в виде серии потоков протяженностью от 15–25 м до 1,0–1,5 км с колебаниями мощности от 0,5–1,5 до 15–20 м. В боковых и фронтальных частях потоков эффузивов постепенно появляется брекчиевидная текстура — благодаря треугольным обломкам лавы и лавового цемента (правобережье рек Лядгей и Торговая). Лавовые брекчии отчетливо фиксируются в вулканических разрезах, переслаиваясь с лавами и породами пирокластической фации. Мощность таких горизонтов достигает 60–70 м. По простиранию они довольно невыдержанные, с резкими фаціальными переходами в лавовые и пирокластические разности.

Субвулканические образования распространены широко, особенно в пределах древних вулканических построек, где они локализируются в их верхних частях, сложенных одноименными или близкими им по составу эффузивами (истоки р.Нярмы, хребет Малды-Нырды, р.Капканвож и т.д.). Субвулканы слагают небольшие по размерам тела, частью конкордантные с вмещающими породами, частью имеют с ними секущие контакты. Иногда в одной и той же залежи согласное залегание в пределах верхнего и нижнего контакта сменяется секущим на

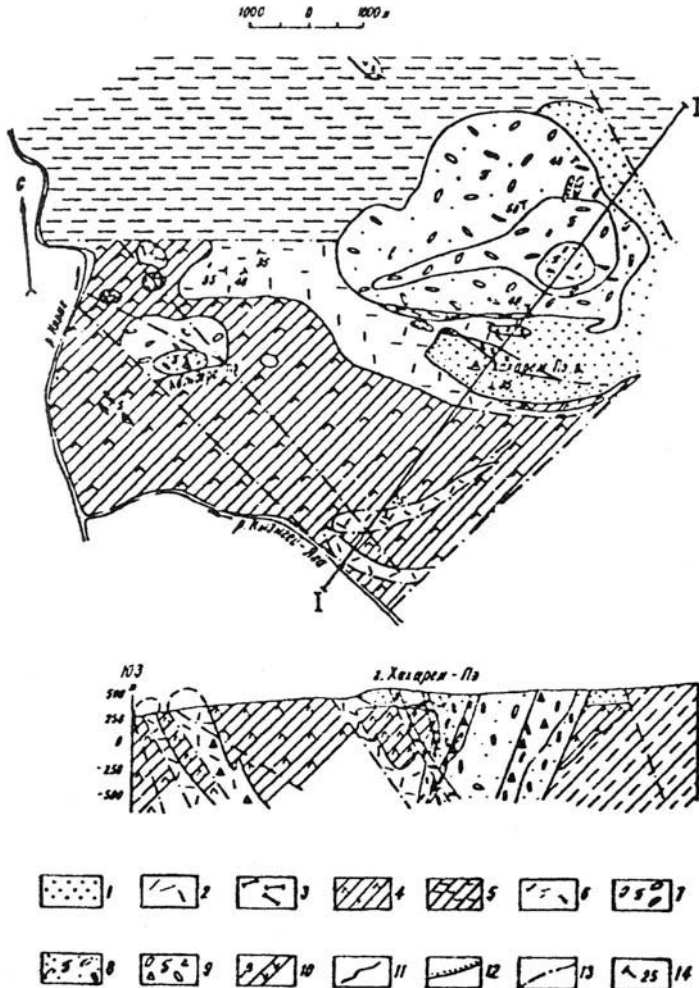
флангах, с образованием апофиз. Мощность большинства тел 70–100, при длине 500–1000 м. Форма — штоки, силлы, дайки и неправильные тела. Экструзивные образования выделяются в пределах крупных вулканических построек или образуют цепочки небольших тел в диаметре 80–120 м вдоль тектонических нарушений.

**Палеовулканизм.** Кислые вулканы маддинской риолитовой формации слагают крупные (подводные, а на завершающей стадии — наземные) полигенные вулканы центрального типа (стратовулканы) до 15–25 км в диаметре. Нередко они осложнены провалами типа вулканотектонических депрессий. Значительно реже образуют моногенные вулканические постройки в виде правильных единичных конусов (выжатые и выдавленные экструзивные тела).

Полигенные вулканы образуются в процессе ряда сильных извержений, следующих друг за другом через определенные промежутки времени, и характеризуются нормальной эволюцией исходной магмы. Их формирование сопровождается часто перемещением магмовыводного канала с изменением в целом плана строения (симметричные и асимметричные) и завершается иногда кальдерой обрушения с выжатым по периферии экструзивным телом. Моногенные вулканы центрального типа как самостоятельные постройки чрезвычайно редки. Обычно они формируются у подножья больших полигенных, длительно живущих вулканов в виде паразитических конусов и рассматриваются как элемент более крупных вулканических построек. По характеру фаций они относятся к лавовым вулканам, в то время как крупные стратовулканы — преимущественно к смешанному типу. Постройки, сложенные рыхлыми отложениями, практически отсутствуют (Мизин, 1988, рис. 7, 8).

Наиболее крупный палеовулкан, исследованный И.Л. Лучининым (1972, 1975), размещается в районе гор Хахарем-Пэ (рис. 5) и Константинов Камень в пределах южного крыла антиклинальной складки.

Массив (5,5×6,5 км) риолитов, обладающий овальной формой и концентрически-зональным строением, выполняет, по-видимому, кальдеру опускания вблизи основного жерла. Кальдера расположена севернее горы Хахарем-Пэ, в зоне широтного разлома. Центральная часть кальдеры сложена риолитами с большим (30–60% от общего объема породы) количеством вкрапленников, а периферические части — риолитами с редкими вкрапленниками кварца и калишпата, образующими прерывистую кайму шириной от 50 до 1500 м. В самой южной части кальдеры установлены афировые риолиты. В прикратерной части выделяется кольцевая зона кластолав с преимущественно фельзитовым кластическим материалом риолитового состава. Полоса кластолав разделяет



**Рис.5.** Геологическая схема горы Хахарем-Пз. Составил И.Л. Лучинин.

1 - нижний ордовик. Тельпосская свита. Кварцито-песчаники. 2-3, 6-9 - малдинская риолитовая формация (борзовская субформация). Экструзивно-эффузивные образования: риолиты и их туфы, риолиты с вкрапленниками кварца. Субвулканические образования: 6 - риолиты; 7 - кварцевые порфиры, невадиты; 8 - невадиты, автомагматические брекчи; 9 - кластолавы риолитов. 4-5 - верхний рифей - нижний кембрий: базальты и андезито-базальты (нярминская субформация манарагской базальтовой формации); 5 - кварцево-графитистые, известково-серицитовые сланцы с прослоями известняков; 10 - дайка диабазов; 11 - стратиграфические и интрузивные контакты; 12 - границы трансгрессивного налегания пород; 13 - дизъюнктивные нарушения; 14 - элементы залегания слоистости, флюидалности и контактов пород.

массив риолитов на ядро и внешнюю кольцевую часть. В разрезе он имеет грубоцилиндрическую форму. Риолиты, выполняющие кальдеру, в северной части структуры прорывают полосу сланцев лядгейской свиты. Здесь они обогащены углистым материалом сланцев и содержат их многочисленные ксенолиты.

В южном обрамлении кальдеры отчетливо выделяются три концентрические полукольцевые полосы кремнистых вулканитов и их туфолов. Первая полоса расположена в непосредственной близости к южной краевой части кальдеры. Вторая и третья отстоят соответственно на 2,5 и 4,5 км к югу от ее края. Ширина этих полос достигает 500, длина — 2000–5000 м. На существующем уровне эрозионного среза структуры отличить интрузивное тело от корневой части экструзии не представляется возможным. Дайкообразное тело кислых вулканитов круто падает на север, к центру кальдеры. Риолиты третьей полосы слагают линейно-вытянутый экструзивный купол, круто падающий на север, навстречу склонению основного жерла. Купольная форма экструзии отчетливо фиксируется по формам залегания флюидалности вулканитов. Последняя падает в стороны от осевой части купола. Апикальная часть купола сложена пирокластическими образованиями.

Описанная структура интерпретируется И.Л.Лучининым как крупный вулканический купол с кальдерой опускания и серией экструзий-сателлитов, внедрившихся по системе конических разломов вблизи основного жерла. Асимметрия в расположении куполов-сателлитов кислых вулканитов относительно центральной кальдеры, по-видимому, объясняется отклонением основного канала к югу и преимущественным развитием связанных с ним трещинных структур в его висячем боку.

В 3-х км к западу от описанной кальдеры размещается массив горы Кальдера-Пэ, представляющий собой овальное тело зонального строения размерами 2000×900 м. Ядро его слагают полифировые риолиты, а периферию — кислые вулканиты с редкими порфиоровыми выделениями кварца и калишпата, их кластолавы и ксенокластолавы. Массив интерпретируется как крупная вулканическая постройка, сопровождаемая по периферии, на севере и северо-западе, паразитарными вулканическими жерлами. Последние представляют собой небольшие (600×200 и 600×300 м) овальные тела риолитов с крутыми рвущими контактами. К западу от основной кальдеры располагается покров кислых вулканитов, связанный с северным жерлом. Флюидалность и контакты этих пород обладают пологим (30–35°) падением преимущественно в северном направлении.

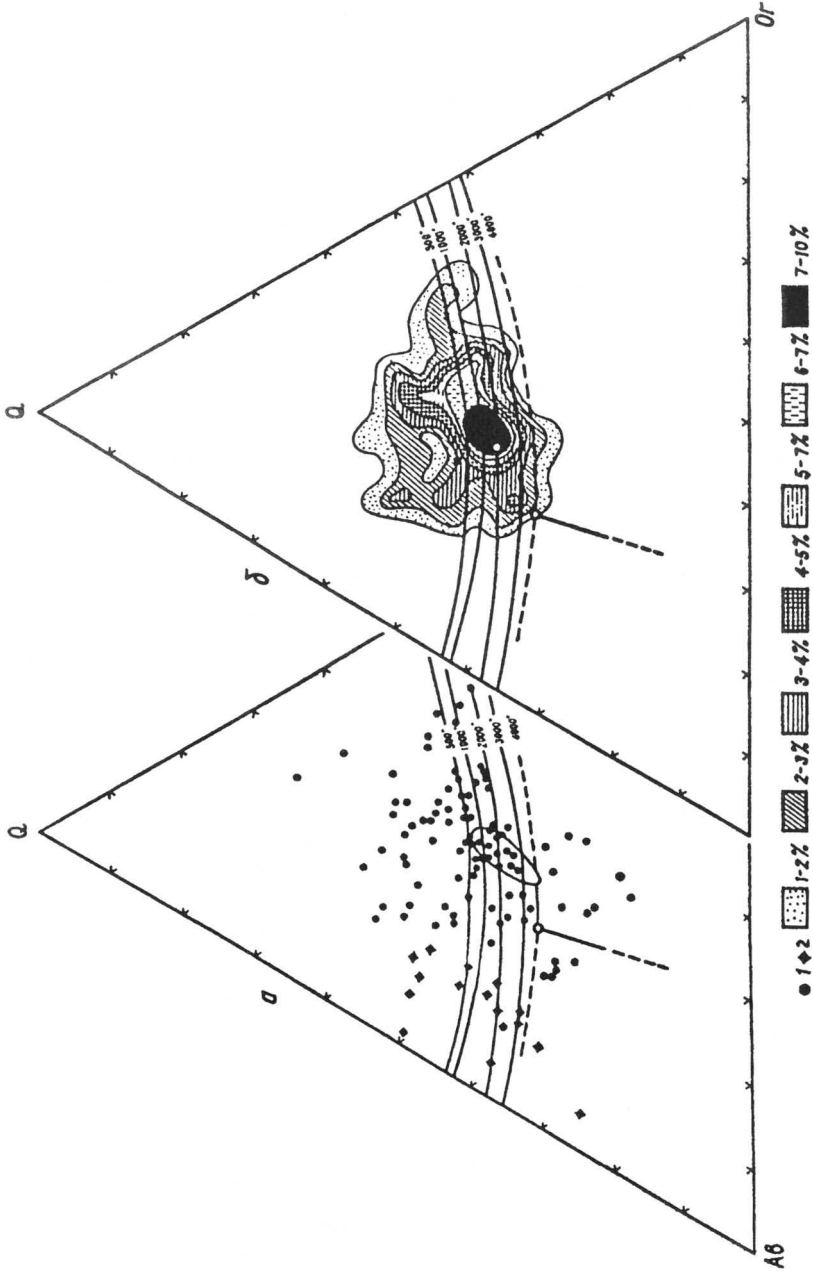


Рис. 6. Диаграмма альбит-кварц-ортоклаз для валовых составов малдинской риолитовой формации: фигуративные точки риолитов (1) дацитов (2), в контуре — область наибольшего распространения пород гранитного состава (Tuttle, 1955); б - контуры распределения нормативных Q, Af, Og, с соответствующим количеством точек.



На северном фланге поля, на западном склоне и у подножья хр. Минисей (до горы Константинов Камень на севере), прослеживается полоса риолитов и их лавокластических разностей, охватывающая северо-восточное крыло Няرمинской антиклинали. Здесь, в районе оз. Емын-Лор, среди слабо изученных тел кислых вулканиитов выделяется (Эрвье и др., 1968) крупная (7,5×2,5 км) субвулканическая интрузия риолитов.

Петрографическое изучение пород малдинской риолитовой формации указывает, что во всех петрогенетических типах первым кристаллизуется либо кварц, либо плагиоклаз, содержание которых находится в избытке против котектики. Действительно, точки составов риолитов на диаграмме  $Ab-Og-Q-H_2O$  располагаются как ниже, так и выше котектической линии: то в поле плагиоклаза, то в поле кварца (рис. 6). При этом они образуют максимальную концентрацию точек нормативных составов в центре диаграммы, соответствуя эвтектике при  $P_{H_2O} \approx 2,0-2,5$  кбар. Дациты, редко встречающиеся по сравнению с риолитами, образуют максимальные концентрации точек, смещенные относительно изобарического минимума гранитной системы влево к ребру  $Ab-Q$  ( $P_{H_2O} \approx 0,5-2,0$  кбар). По-видимому, эти различия минерального и химического составов риолитов и дацитов объясняются разными уровнями генерации исходных магм (Бурикова, 1972; Фролова, Бурикова, 1977). Случаи преобладания кварца над полевыми шпатами во вкрапленниках связаны с тем, что магна образовалась путем плавления либо кислого субстрата, обогащенного свободным кремнеземом, либо субстрата с повышенным отношением плагиоклаза к щелочному полево-му шпату.

Породы формации характеризуются высокими содержаниями  $SiO_2 = 72-76$  масс.% (приложение 1), большей долей натрия в балансе щелочей ( $n=50$ ), значительно меньшим содержанием полевошпатовой извести ( $c = 0,7$ ). В целом вулканииты малдинской формации по классификации Н.А.Румянцевой (1977) относятся к риолитам и щелочно-полевошпатовым риолитам.

### **2.1.8. Позднекембрийская (?) изъяхойская базальтовая формация ( $\epsilon_3?$ )**

Вулканические образования этой формации литологически связаны с песчаниками и алевролитами хойдышпорской свиты, очень часто сменяющимися зеленовато-серыми серицито-кварцевыми сланцами. Терригенно-вулканогенная толща несогласно перекрывается лиловаты-

ми крупно- и среднезернистыми кварцито-песчаниками (истоки р. Изьяшор — Мизин, 1988, рис. 9, р. Б.Паток, руч. Зеленый и т.д.).

Среди вулканитов формации выделяются эффузивный, субвулканический, пирокластический и жерловый генетические типы. Эффузивные образования в Усватинско-Хадатинском, Нярминском, Вангырском, Потымъюско-Сивъягинском районах представлены потоками, невыдержанными по простиранию и мощности. В разрезе преобладают базальты, преимущественно афировой структуры. Породы обычно обладают сланцеватой и миңдалекаменной текстурой, реже — массивной. Суммарная мощность лавовых потоков составляет около 800–900 м.

Субвулканические образования развиты как среди эффузивной толщи, так и в серицито-кварцевых сланцах, филлитах и песчаниках. Они имеют разнообразную форму и представлены габбро-диабазам.

**Палеовулканизм.** В качестве примера рассмотрим вулканическую постройку, размещенную к югу от Хадатинских озер, являющуюся полигенным палеовулканом центрального типа с нормальной последовательностью эволюции магмы. Эта постройка выделена нами на основании локального развития вулканитов, характеризующихся неравномерным распространением мощностей в центральной части и по периферии участка, а также закономерным изменением фаций от грубых пирокластитов и эффузивов (жерловых и субвулканических) в центре до туфов и вулканогенно-осадочных — в краевой части. В современном эрозионном срезе эта постройка представляет собой конус асимметричного строения. Восточный склон, сложенный вулканитами основного состава, круто падающий под углом 50–60°, в то время как западный — довольно пологий. В геологическом разрезе основные разности представляют нижнюю толщу мощностью 500 м, а андезитобазальты — верхнюю. Центральная жерловина занимает главную вершину современного конуса. Она имеет неправильную изометрическую форму размером 30×70 м и сложена базальтовыми брекчиями, состоящими из полуокатанных обломков размером от нескольких миллиметров до 10 см. Базальты содержат гнезда и жилы тремолит-асбеста, кварца и большое количество миңдалин, выполненных эпидотом, хлоритом, аксинитом и кварцем. Вблизи жерловины развиты лавовые породы основного состава, представляющие собой переслаивание нескольких маломощных потоков и их лавовых брекчий с песчаниками хойдышорской свиты. Лавы прорваны серией даек диабазов и ордовикско-кембрийских риолитов (сивъягинско-лемвинская трахириолитовая субформация), сконцентрированных вблизи жерловины. Вулканокластические разности довольно ограничены в своем распространении и

появляются ближе к периферии построек. Там же встречаются в разрезе редкие прослои грубослоистых туфов и туфопесчаников.

Анализ фациальных особенностей этой постройки показал, что ее формирование началось с трещинно-подводных излияний базальтовой магмы, которые завершились извержениями центрального типа. В результате был сформирован конус, сложенный вулканитами основного состава с центральной жерловиной из базальтовых брекчий. Следующий этап развития связан с накоплением толщи андезито-базальтового состава и пластообразных тел габбро-диабазов.

По составу базиты формации (приложение 1) относятся к малотитанистым (0,9%) и маложелезистым ( $\text{FeO} = 9\text{--}11\%$ ) разностям с низким содержанием извести; андезиты отличаются наивысшей щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} = 8,6$  масс.%) и ненасыщенностью кремнеземом ( $Q = -7$ ).

Согласно классификации Н.А.Румянцевой (1977) петрографические типы изъяхойской формации представлены андезит-тефрит-пикрит-трахибазальтовой ассоциацией (рис. 4). При этом вулканиты Лемвинской зоны — существенно натриевые образования. В породах Изъяхойского хребта из 41 анализа 41% — натриевых, 41% — калиево-натриевых и 18% — калиевых разностей.

### **2.1.9. Венд-кембрийская малопатокско-ильязиская гранитная формация (V–Є)**

Гранитные массивы венд-кембрийской гранитной формации: Малдинский (5×9 км), Водораздельный (2×4 км), Малопатокский (15×5 км), Ильязиский (10×15 км), часть Мань-Хамбовского (20×32 км) и его южные сателлиты, небольшие массивы: Сотчемельзиский, Косизский, Ыджыдыгский. Полярноуральская группа небольших гранитных массивов имеет преимущественно неправильную форму, обладая в основном простым строением.

Возрастное положение этой формации определяется тем, что граниты прорывают отложения лаптопайской свиты позднего венда, а продукты их разрушения содержатся в базальных горизонтах ордовика (юго-западный экзоконтакт Водораздельного массива, западный экзоконтакт Ыджыдыгского массива — южное окончание Мань-Хамбо и др.).

В пределах южного обрамления Малдинского (истоки р. Манарага), юго-западного контакта Малопатокского (в каре) и в западной части Маньхамбовского массивов отчетливо наблюдаются интрузивные взаимоотношения гранитов с песчаниками лаптопайской свиты. Цифры абсолютного возраста Малопатокского массива по цирконам U-Pb

методом распределяются следующим образом: гранодиориты — 606 млн. лет, граниты — 508, 506, 496 млн. лет (Червяковский и др., 1992). Абсолютный возраст Малдинского массива по цирконам методом термоэмиссии свинца —  $584 \pm 9$  млн. лет (Соболева, 1998).

Сложены массивы крупно-среднезернистыми биотитовыми гранитами с циркон-ортитовой акцессорной специализацией. Жильная серия представлена аляскитами, аплитами, субинтрузивными кварцевыми порфирами, кварцевыми жилами (дайками диабазов, габбро-диабазов — ордовикская трапповая формация).

Повышенная известковистость лаптопайских песчаников в истоках р. Манараги обусловила формирование овоидных порфиroidных разностей гранитов в эндоконтакте Малдинского массива и волластонит-гроссуляровых (иногда с аксинитом) скарнов в области его экзоконтакта. Кварцевые жилы здесь часто содержат обильную вкрапленность флюорита. Широкое развитие флюорита отмечается также в эндоконтактных зонах гранитов массива Мань-Хамбо (истоки р. Шугор) и в южной части массива, где зона тектонического разлома контролирует процесс метасоматических изменений гранитоидов; флюоритизация гранитов сопровождается наложенной редкометальной минерализацией (Nb, Ta).

Термодинамический режим формирования гранитов данной формации (рис. 3) характеризуется  $P_{H_2O} = 0,5-2,0$  кбар и  $T = 700-730^\circ\text{C}$ . В целом граниты сформировались из кислых магм (от маловодных до умеренных) в гип- и мезоабиссальных условиях при  $P_{H_2O} < 2$  кбар. В ряду гранитных интрузий (учитывались термодинамические параметры гранитов главных интрузивных фаций) установлены следующие глубины их становления, подтвержденные петро- и геохимическими данными: Ильяизский массив — 1,5–2,0 км, Малдинский — 4–5 км.

Наиболее полно петрохимически изучены Малдинский и Ильяизский массивы, содержание  $\text{SiO}_2$  в которых соответственно равно 72,7 и 74,3%. Тип щелочности калий-натриевый (сумма щелочей до 8%) с отчетливо выраженным калиевым уклоном (приложение 2). Ассоциацию гранитных интрузивов раннекембрийской формации в смысле проявления процессов дифференциации следует считать завершенной. Наиболее поздние дифференциаты в них представлены ультракислыми аляскитовыми гранитами с  $\text{SiO}_2 > 72\%$ .

#### **2.1.10. Позднерифейско-ранневендская бедамельская андезитовая формация ( $R_3-V_1$ )**

Эта формация впервые установлена В.И.Мизиным в 1973 г. на крыже Енгане-Пэ (Полярный Урал). Стратиграфически породы андезито-

вой формации приурочены к бедамельской свите и ее аналогам (хр. Енгане-Пэ, Оченырда, Харбейское поднятие). Верхний возрастной предел формации определяется несогласным налеганием на нее полимиктовых песчаников енганепэйской свиты, которая коррелируется с лаптопайской (Стратиграфические схемы Урала, 1993).

Наиболее детально андезитовая формация описана В.И.Мизиным на кряже Енгане-Пэ, где им выделяются эффузивный и субвулканический генетические типы. Среди вулканитов, отнесенных в настоящее время к бедамельской свите, преобладают андезито-базальты. В подчиненном количестве встречаются дациты. Реже отмечаются базальты, обычно с миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены кварцем, кальцитом, эпидотом и хлоритом. Все разности пород стекловатого облика. Вулканиты залегают в виде лавовых потоков с мощностью от 4 до 20 м. Потоки выклиниваются как по простираанию, так и по разрезу. В андезитах, как указывает В.И.Мизин, отмечена столбчатая (шестигранные столбы с поперечником 20–35 см) и подушечная отдельность. Преобладают афировые разности пород, порфиоровые — с вкрапленниками плагиоклазов (до 1 мм) — встречаются реже.

Вулканокластические породы образуют либо небольшие поля неправильной формы, либо вытянутые в субмеридиональном направлении полосы. В лавах встречаются обломки размером от нескольких миллиметров до 5–6 см. Чаще всего обломки слегка оплавлены либо окатаны. Реже встречаются туфобрекчии. Субвулканические образования представлены многочисленными дайками меланократовых и нормальных диабазов с северо-восточным и субмеридиональным простираанием. Одиночные дайки редки, чаще встречаются узлы даек. Мощность их от первых метров до нескольких десятков метров (30–50, иногда 150), протяженность редко превышает 500 м. Иногда наблюдаются изометричные тела габбро-диабазов с площадью от 0,1 до 0,7 км<sup>2</sup>.

Пересчет химических анализов на нормативный минеральный состав выявил в преобладающей части пород наличие кварца и гиперстена (пересыщенные и насыщенные толеиты). Реже отмечаются нормативные нефелин и оливин (щелочные оливиновые базальты). Породы андезитовой формации отличаются различной щелочностью и невысокой известковистостью (приложение 1). Содержание титана в андезитах и андезито-базальтах значительно ниже, чем в средних составах аналогичных пород (Соловьев, 1970), а в базальтах чаще выше. Весьма характерной их особенностью является пониженное содержание  $Al_2O_3$  (10–14 масс.%). Это вторая формация после верхнекожимской, вулканиты которой концентрируются в полях нормальных мафитов,

образуя базальт-андезит-дацит-риолитовую, хорошо дифференцированную известково-щелочную ассоциацию.

Из 47 химических анализов натриевых вулкаников — 38,3; калиево-натриевых — 40,4; калиевых — 21,3%. При этом основная масса калиевых пород представлена базальтами, формирующимися на заключительных стадиях вулканического процесса.

## 2.2. Рифтовые формации уралид

### 2.2.1. Позднекембрийско-ордовикская сивъягинско-лемвинская трахибазальт-трахириолит-алаяскитовая формация ( $\text{Є}_3\text{—O}_{1-2}$ )

В ее состав входят две субформации — трахибазальтовая и трахириолитовая (рис. 7).

**Трахибазальтовая субформация.** Для трахибазальтовой субформации (реки Грубею, Хайма и др.) характерны преобладание лавовых фаций, высокий коэффициент эксплозивности, широкое развитие комагматичных эффузивам субвулканических силлов и даек (рис. 7). Определяющими субформацию эффузивами являются афировые или микропорфировые трахибазальты, щелочность которых проявляется в присутствии титан-авгита, оливина, калиевого полевого шпата. Рудные и аксессуарные минералы представлены титаномagnetитом, апатитом, цирконом, сфеном, алмандином. Анализы титан-авгитов указывают на дефицит кальция, свидетельствуя о высокотемпературных и неравновесных условиях кристаллизации.

Среди субвулканических пород субформации преобладают эссексит-диабазы, содержащие плагиоклаз, авгит, иногда керсутит и биотит. Характерной особенностью является присутствие длиннопризматического аксессуарного апатита. В результате дифференциации внутри отдельных тел появляются меланократовые оливиновые разности эссексит-диабазов и богатые пироксеном и магнетитом юситы.

Основными особенностями химического состава пород субформации являются узкие пределы колебаний  $\text{SiO}_2$  (40–50%), недосыщенность кремнеземом (нормативный оливин, часто нефелин), высокое содержание  $\text{TiO}_2$  (>1,2%), высокая железистость и степень окисления железа.

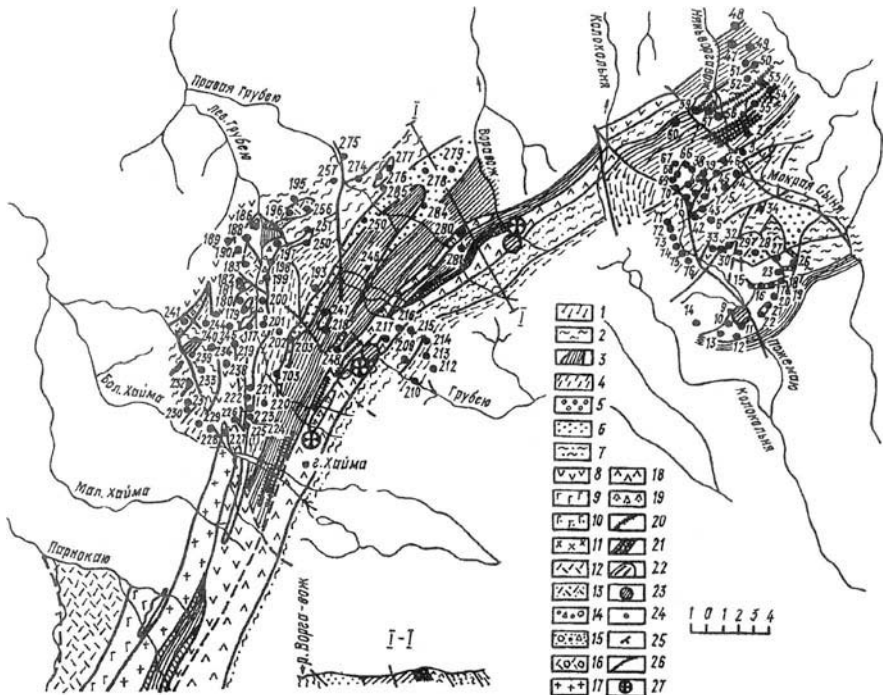
**Трахириолитовая субформация.** Эта субформация размещается в пределах Изъяхойско-Лемвинской зоны Полярного Урала и в истоках рек Седью, Потемью, Сивъяги, Тельпосью, Няртасюю в приполярной части Урала, локализуясь вдоль субмеридиональных и северо-западных разломов (рис. 1). Возрастное положение кембро-ордовикской

формации было рассмотрено во многих опубликованных работах (Петрова, 1969; Голдин, Пучков, 1976; Голдин, Каримов, 1973; Лучинин и др., 1974). Вулканиты формации в Усинско-Хадатинском районе обнаруживают тесную ассоциацию с отложениями хойдышорской свиты (Є), в Лемвинском — с красноцветной терригенной прибрежно-континентальной формацией (O<sub>1-2</sub>) и терригенными породами погурейской свиты (O<sub>1-2</sub>), прорывая их, а в Сивъягинско-Потемьюском — с пестроцветной молассоидной толщей, аналогом хойдышорской свиты (Є<sub>3</sub>). Абсолютные возраста риолитов по цирконам в основном верхнекембрийские (Соболева, 1998).

Среди пород формации выделяются пять главнейших генетических типов: эффузивный, экструзивный, субвулканический, жерловый и вулканокластический. При этом отличительной особенностью формации является сравнительно высокий коэффициент explosивности (E = 30–80%), что связано с высокой насыщенностью магмы летучими компонентами и взрывным характером вулканизма.

**Эффузивные образования** (рис. 7, 8) выделяются вблизи вулканических построек, а также тяготеют к зонам глубинных долгоживущих разломов (район истоков рек Изъяшор, Кокпелы и Грубею). Они представлены лавами и лавовыми брекчиями, которые образуют или самостоятельные тела в форме потоков, или встречаются среди вулканокластических и жерловых образований. Среди потоков различаются:

- а) короткие, в виде туповыклинивающихся языков, протяженностью не более 50–70 и мощностью в 3–5 м. Они имеют однородное массивное строение;
- б) небольшие расслоенные потоки с четко выраженной флюидалной текстурой. Мощность 50–60 м. Флюидалность развита по всей мощности и имеет параллельно-полосчатый облик (водораздел левобережья р. Лево́й Грубею). В нижней части потока встречаются редкие окатанные обломки кислых вулкани́тов из подстилающей толщи. Текстура отдельных полос массивная, очень редко — миндалекаменная;
- в) протяженные мощные потоки или серии потоков однородного массивного строения, сложенные риолитами и щелочными риолитами, часто сильно окварцованными (водораздел рек Левая и Правая Грубею). Они представляют собой в разрезе туповыклинивающие линзы протяженностью до 2,5 км и мощностью в местах раздува от 400 до 700 м. В верхней части потока выделяется зона развития пузыристых (миндалекаменных) разностей. В ряде случаев потоки



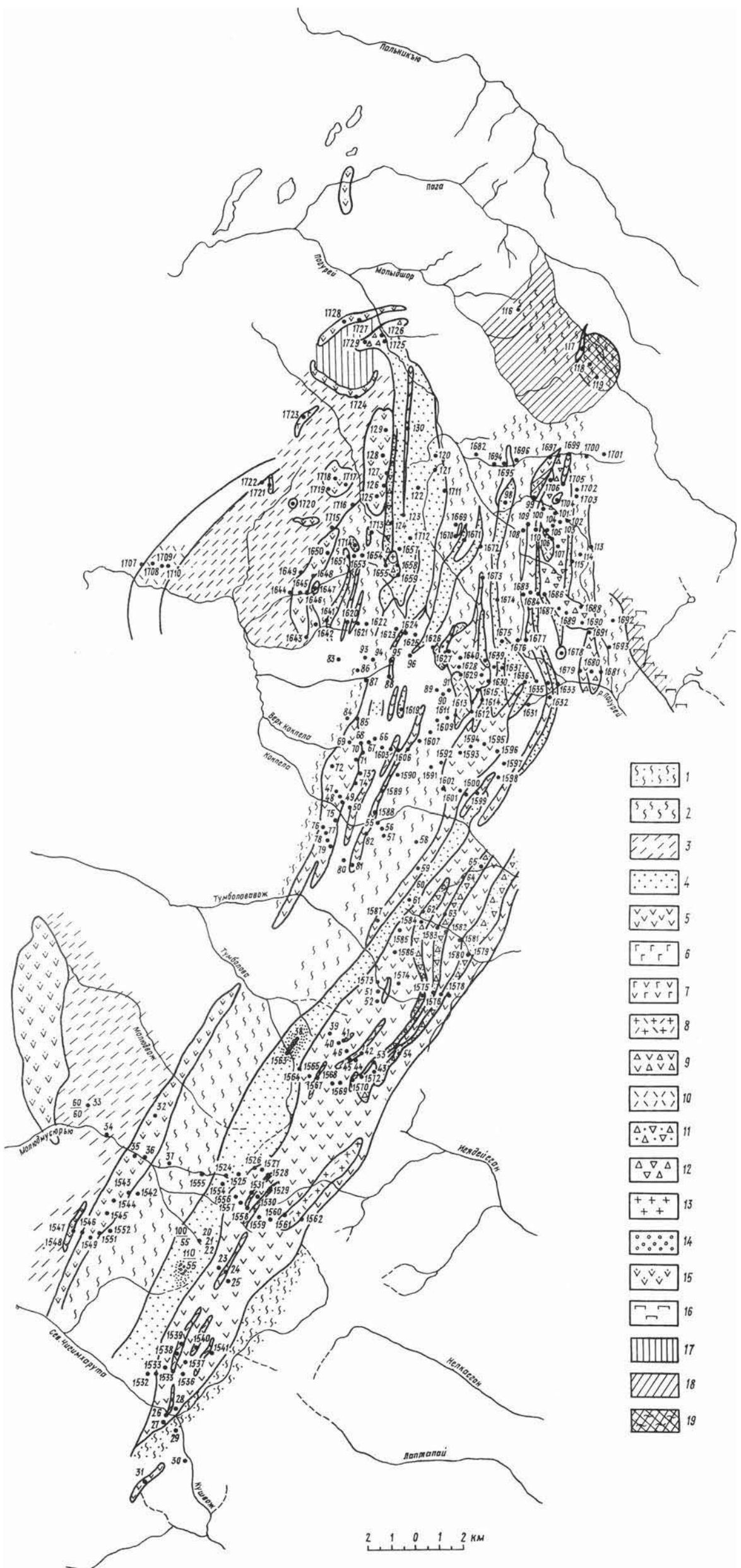
**Рис.7.** Схема геологического строения северной части Народоитынского хребта.

1 - кварцево-серицитовые сланцы; 2 - пестроокрашенные филлиты; 3 - кварцево-хлоритовые сланцы; 4 - черные алевролиты, иногда известковистые; 5 - конгломераты, гравелиты; 6 - песчаники, полимиктовые песчаники; 7 - графитосодержащие сланцы (O); 8 - базальты, андезито-базальты; 9 - габбро, габбро-диабазы, диориты; 10 - габбро.

Лемвинско-пайпудынская субформация (O): 11 - риолиты; 12, 13 - щелочные риолиты, игнимбриты; 14 - агломераты и туфобрекчи; 15 - туфоконгломераты, туфы, туфобрекчи с прослоями песчаников; 16 - туфиты; 17 - граносиенит-порфиры, аляскитовые граниты (Лемвинский массив).

Лемвинская (Северонародоитынская) трапповая формация (O): 18 - базальты, андезитобазальты и их туфы; 19 - пикрито-габбро-диабазы, габбро-диориты, конга-диабазы, пегматоидное габбро; 20 - многоярусные дайки и силлы габбро-диабазов, эссекито-диабазов, рудоносных диабаз-пикритов; 21 - столбчатая отдельность (в базальтах и габбро-диабаззах), с минерализацией окисно-сульфидного типа (Pt, Co, Cu, Ni); 22 - трахибазальтовая субформация (Є-O); 23 - остатки древних вулканических аппаратов; 24 - точки наблюдений; 25 - элементы залегания; 26 - зоны тектонических нарушений; 27 - коренная пентландит-халькопиритовая минерализация с Pt и Au.





**Рис. 8.** Схема размещения рифтогенных магматических формаций в верхьях рек Паги, Погурей, Кокпели, Молыдвож.

1—серцит-кварцевые сланцы (С-); 2—филлиты (красноцветы) (О); 3—кремнистые образования, радиолариты (D<sub>3</sub>); 4—песчаники, полимиктовые песчаники (O<sub>1</sub>); 5, 6, 7—трахибазальтовая субформация: 5—диабазы, базальты, трахибазальты (O<sub>1</sub>); 6 — габбро, габбро-диабазы; 7 — базальт-габбро-диабазовая ассоциация; 8, 10, 11, 13—трахириолитовая субформация: 8—риолиты, трахириолиты; 9—туфы, туфобрекчи основных вулканитов; 10—риолиты, трахириолиты субвулканической фации; 11—туфы трахириолитов; 12—брекчии, туфобрекчии смешанного состава; 13—алюкситы, монцонито-граниты; 14—конгломераты (O); 15—пикрит-трахибазальтовая нижнепогурейско-пагинская субформация (O-D<sub>1</sub>); 16 — гипербазиты (S); 17 — трубка кимберлитовая; 19 — графитосодержащие сланцы (O-S<sub>1</sub>); 19 — графитовая руда.

разделяются горизонтом туфовых брекчий. Текстура пород обычно массивная, участками миндалекаменная. Миндалины имеют неправильную, овальную форму. Туфолавы содержат большое количество вкрапленников и обломков розовых и красных полевых шпатов, реже — кварца, а также флюидалных фельзитов и фельзит-порфиров размером от долей миллиметров до 5–6 см. По флюидалности туфолав нередко располагаются линзочки розового фельзита.

**Экструзивные образования** сложены наиболее щелочными рзностями, отличающимися повышенной вязкостью расплава, и принимают участие в строении куполовидных построек. В современном эрозионном срезе последние сохранились в наиболее полном виде по сравнению с лавовыми потоками (истоки р. Погурей). Форма экструзии определяется характером подводящего канала, в результате чего выделяются:

- а) экструзивные тела, выполняющие линейные жерловины, имеющие форму протяженного изометрического в плане тела, как, например, в районе истоков р. Левая Грубею. Обычно они имеют вертикально-параллельную флюидалную текстуру, с образованием в краевых частях гофрированных складок, возникших вследствие эффекта волочения при выжимании вязкой, расслоенной кислой лавы сквозь субмеридиональную трещину. По периферии экструзии ограничены зоной лавовых брекчий;
- б) экструзивные тела, выполняющие трубообразные жерловины и имеющие в плане овальную форму (водораздел рек Хаймы и Левая Грубею), представляют собой округлые или эллипсоидные тела в плане, среди которых выделяются:
  - 1) выжатые и застывшие в форме лавового «каравая» экструзии;
  - 2) экструзии с вытекающими из них очень короткими вязкими лавовыми потоками;
  - 3) переходные между этими типами.

По составу и строению экструзивные тела также подразделяются на несколько типов:

- 1) однородные лавовые колонны с четко ориентированной флюидалной текстурой;
- 2) неоднородные лавовые колонны, отличающиеся концентрическим зональным строением, с образованием внешних зон брекчиевых лав, сменяющихся пузыристыми (миндалекаменными) лавами и массивным центром с вертикально направленной текстурой.

Серии экструзивных тел, окруженных агломератами, постепенно сменяются псефитовыми туфами риолитов (в истоках р. Погурей).

Более сложные тела, образованные многофазными залежами, на отдельных участках имеют секущие контакты. В ряде случаев наблюдаются следы контактового воздействия на вмещающие породы, выраженные в ороговикании основных эффузивов, песчаников и сланцев. Иногда отмечаются тонкие инъекции и апофизы трахириолитов во вмещающие породы. Все это указывает, что внедрение экструзий произошло в несколько фаз при неоднократном приоткрывании трещин.

**Субвулканические образования** весьма различны в пределах отдельных районов. В большинстве своем субвулканические тела локализованы вблизи центров вулканической деятельности, принимая участие в строении древних построек.

Среди них распространены небольшие по размерам штоки и дайки. Дайки, контролирующиеся дугообразными разломами субмеридионального направления, представлены приповерхностными интрузиями эффузивного облика, образование которых связано с вулканической деятельностью. Они имеют однообразный облик, однотипное строение, одинаковые структурно-текстурные признаки, выдерживающиеся в пределах одного тела. Их распределение зависит от глубины эрозионного среза отдельных тектонических блоков и зон. Наибольшее количество маломощных даек (до 30 м) сосредоточено среди кварцево-серицитовых и хлоритовых сланцев (истоки рек Чигим-Хароты, Пожемаю, Молюдмусур). Более мощные тела трахириолитов размещаются среди вулканогенно-терригенных ордовикских молассоидов. Эти дайкообразные тела обычно имеют крутое падение и прослеживаются в длину до 5 км. Иногда они образуют четко выраженные кулисообразные линейные пояса длиной от 5 до 10 км. Встречаются дайки сферолитовых и фельзитовых риолитов и гранит-порфиров. Иногда отмечаются субщелочные дугообразные гранитоидные массивы длиной до 15 км при ширине 2 км (Лемвинский массив). По времени формирования среди субвулканических образований выделяются несколько фаз внедрения.

**Жерловые образования** приурочены к крупным разломам и главным образом к местам их пересечения. Обнаружено значительное количество жерловин самых различных размеров, заполненных кислыми лавами, туфо- и лавобрекчиями. Форма жерловин округлая или овальная. Размер их обычно не превышает 100–150 м в поперечнике, иногда достигая 300 м.

**Вулканокластические образования** составляют в районе рек Левая и Правая Грубею (истоки р. Лемвы) иногда около 80% от общего

объема вулканитов. По гранулометрическому составу и степени однородности обломков они условно подразделяются на две группы: пирокластические и вулканогенно-осадочные (туффитовые) породы. Среди вулканокластических образований кислого субщелочного состава выделяются вулканические брекчии однородного и неоднородного (эруптивного) состава, игнимбриты (спекшиеся туфы), тефрогенные однородные туфы и отложения, удаленные от центров активной вулканической деятельности (туфы неоднородные по составу, перемытые туффитовые типы пород).

По условиям формирования они подразделяются на наземные игнимбритовые и пизолитовые туфы, вулканические брекчии, возникшие в результате деятельности агломератовых и лахаровых потоков (Дьяченко, 1973) и подводные образования (слоистые туфы и туффитовые породы, сформированные в прибрежных условиях). В целом образования наземного генезиса резко преобладают над подводными.

**Спекшиеся игнимбриты и туфы** развиты в истоках рек Сивьяга, Парнокаю, Левая Грубею. Образуют покровы площадью в 10–12 км<sup>2</sup> или отдельные пласты или линзы, чередующиеся с лавами и туфами, слагающими древние конусы вулканических построек центрального типа. Мощность покровов колеблется от нескольких до 100–150 м. По составу обломков, структурным и текстурным особенностям, степени спекания материала толща туфов отчетливо подразделяется на три горизонта, связанных между собой постепенными переходами.

Внешнюю краевую часть этой толщи слагают мелкообломочные туффиты и туфопесчаники, сменяющиеся песчаниками ордовикской молассы. Средняя часть, протягивающаяся по правобережью р. Левая Грубею, пересекая ее в 11 км выше устья р. Правая Грубею, сложена преимущественно агломератовыми и лапиллиевыми ксенотуфами, содержащими большое количество разновеликих угловатых и овальных обломков (от долей сантиметров до глыб диаметром 0,5–1,0 м). Следующая, внутренняя часть толщи, совпадающая с русловой частью р. Левая Грубею, сложена грубообломочными ксенотуфами, содержащими крупные куски до 15 см. В составе обломков и бомб преобладают розовые, часто флюидалльные трахириолиты, микропегматитовые граносиениты, а также разнообразно окрашенные серицитито-кварцевые сланцы. Цементом агломератовых ксенотуфов является тонкозернистая масса «стекловатых» трахириолитов. В целом брекчии представляют собой несортированные образования и внешне выглядят как хаотичное нагромождение обломочного материала различной размерности. Изучение пород этой зоны по площади и в разрезах показывает, что в ряде случаев внутри ее встречаются отдельные, достаточно мощные (1–3 м)

прослой грубослоистых мелкообломочных игнимбритоподобных пород, флюидальных туффитов, обнаруживающих следы водной переработки. Участками отмечается сильное окварцевание брекчий.

В области левобережной части р. Левая Грубею и в верховьях р. Сивьяга залегают лавы трахириолитов, чередующиеся с игнимбритоподобными образованиями и туфами риолитов. Эта часть толщи достигает мощности 70–80 м и имеет лилово-коричневую, сиренево-серую, реже темно-серую окраску. В плоскости напластования обломки игнимбритов имеют неправильную остроугольную форму и размеры в среднем 1–2 см. В направлении, перпендикулярном сланцеватости, наблюдаются чрезвычайно уплощенные формы при соотношении длины к толщине в среднем 5:0,5. Такая форма обломков характерна для наиболее сваренных типов пород.

Среди игнимбритоподобных пород встречаются разности, существенно различающиеся по структурным и текстурным признакам, что определяется различной степенью спекаемости. Игнимбриты отличаются очень пестрой, яркой окраской. Наиболее распространены коричневые, зеленые и фиолетовые цвета различных оттенков. Большая пестрота игнимбритов определяется пестрой окраской цементирующей массы и включенных в нее обломков. Эффектнее выглядят следующие образцы этих пород: ярко-зеленые с красно-бурым оттенком, кирпично-красные с темно-зелеными и голубоватыми включениями и т.д. Главную роль в составе игнимбритов играет фельзитовое вещество. Постоянно присутствуют обломки и резорбированные зерна минералов: калиево-натриевого полевого шпата, кварца, реже — плагиоклаза и биотита, по составу и свойствам однотипных с вкрапленниками в риолитах, ассоциирующих с игнимбритами. В игнимбритах всегда присутствуют линзочки («фьямме») белых, розовых и желтоватых риолитов. Фьямме имеют неправильную изогнутую линзовидную форму, вытянутую до нескольких сантиметров в длину.

Псевдофлюидальные разности туфов постепенно сменяются более рыхлыми, грубослоистыми образованиями, приближающимися по внешнему облику к кристаллокластическим туфам, мощностью 10–15 м. Эти разности отличаются отсутствием сваренности обломков. По составу различаются мелкие угловатые осколки стекла, кислых и основных эффузивов, а также обломки кристаллов полевых шпатов и кварца. Цемент составляет незначительную часть объема по сравнению с обломками и представляет собой тонкоструктурный, значительно перекристаллизованный кристаллопепловый материал. Отдельные слои туфов характеризуются определенной грубой сортировкой обломков, что придает этой пачке слоистый вид.

Таким образом, устанавливается следующее:

- 1) образование достаточно протяженного площадного покрова, перекрывающего и нивелирующего неровности вулканического рельефа;
- 2) однообразие петрографического и химического составов в вертикальном разрезе толщ;
- 3) наличие постепенных переходов между отдельными горизонтами внутри толщи, характеризующимися различной степенью сваренности обломков и цемента;
- 4) отсутствие лавобрекчий и шлаковых пород;
- 5) наличие слоистых рыхлых туфов в верхах толщи.

Эти признаки определенно свидетельствуют о пирокластической природе данных образований и отложении их из раскаленных лавиноподобных потоков, свободно распространявшихся по площади и возникших при взрывах из многочисленных трещин в связи с ростом экструзивных куполов. Под действием давления и температуры туфы спекались в различной степени, с образованием лавовидных разностей в нижней и центральной частях толщи и рыхлой — в верхней.

**Эруптивные брекчии** образуют тела разнообразной формы, среди которых выделяются три морфологических типа:

- 1) трубообразные тела, выполняющие вулканические жерловины;
- 2) пластообразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами;
- 3) дайко- и жилообразные тела, секущие напластование пород.

Трубообразные тела распространены наиболее широко, часть из них хорошо вскрыта эрозией и имеет в плане овальную или изометричную форму диаметром от нескольких до 50–60 м. В контакте с ними находятся либо экструзии лав трахириолитового состава с вертикальной флюидалностью, либо игнимбритоподобные породы того же состава с отчетливо выраженной обломочной и в то же время псевдофлюидальной текстурой.

Пластообразные, дайко- и жилообразные тела менее распространены. Эруптивные брекчии представляют собой очень плотную сцементированную желтовато-серую или серовато-зеленую, часто вишневою породу с неравномерно распределенными обломками разного состава и генезиса размером от нескольких миллиметров до 5–10 см в ди-

амере. Соотношение обломочного материала и цемента в эруптивных брекчиях различно. В случае трубчатых и пластовых тел цемент составляет до 40% от общего объема породы, а в дайкообразных телах находится в равных количествах с обломками.

Петрографический состав обломков весьма разнообразен. Среди них выделяются обломки как эффузивов, так и субвулканических образований. По количественному соотношению существенно преобладают вулканы кислого состава, аналогичные вмещающим породам. Меньшую часть составляют обломки пород из нижележащих толщ, не вскрытых на поверхности.

Цемент брекчий лавовый или туфовый, состоящий из множества мелких осколков кристаллов кварца и калишпата, погруженных в лавовый агрегат кварц-полевошпатового состава с фельзитовой структурой.

В лавовом цементе хорошо видна флюидалность, выражающаяся в чередовании полос фельзитовой основной массы различного состава и зернистости. Флюидалность также часто подчеркивается направленным ростом чешуек серицита. Наличие лавового цемента, аналогичного по составу вмещающим породам, приближает эти образования к лавовым брекчиям, но разнообразный состав обломков и секущий характер контактов тел брекчий говорит о более позднем их формировании по сравнению с вмещающими вулканидами.

Таким образом, формирование эруптивных брекчий, с одной стороны, находится в неразрывной связи с вулканическим процессом, с другой — имеет форму проявления интрузивного процесса, т. е. эти брекчии являются образованиями более поздними, сформировавшимися в заключительную стадию вулканического цикла, давшего основную массу вмещающих вулканидов.

Механизм формирования эруптивных брекчий определенным образом зависел от состава исходной магмы и степени обогащения ее летучими компонентами. Первичные извержения кислой магмы, вязкость которой препятствует легкому выделению газа и растеканию ее в стороны, принимали характер экструзий, рост которых периодически сопровождался взрывообразным отделением летучих вдоль краев растущих куполов. Такие эксплозивные взрывы большой силы привели к формированию игнимбритов, которые в виде покровов и интрузий формировались вокруг куполов. Потеря летучих изменила в той или иной степени физические свойства поднимающейся магмы, резко увеличив вязкость и тем самым затруднив ее дальнейшее продвижение к поверхности. Освободившаяся при этом часть жерла закупоривалась этой вязкой лавой. Однако поднимающаяся расплавленная магма, не

имея выхода на поверхность, постепенно обогащалась газами и парами воды, что вызывало в конечном итоге повторные, умеренные до сравнительно сильных взрывы, которые освобождали путь проникающему вверх расплаву. Эти взрывы происходили на определенном уровне подводящего канала, когда сопротивление вмещающих пород не превышало парциального давления газа. В результате взрывов во фронтальной части поднимающихся расплавов сформировалась эруптивная брекчия, состоящая из обломков и магматического материала.

Образование игнимбригов в большинстве районов мира обычно происходит на земной коре субконтинентального или континентального типа, характеризующейся резкими дифференцированными движениями и развитием вулканизма в наземных условиях. Лавы концентрируются у центров извержения, на удалении от них роль лав снижается и резко возрастает объем игнимбригов. Падение вулканитов крутое близ центров извержений и постепенно выполаживается на удалении от них.

**Палеовулканизм.** Субщелочные кислые вулканиты позднекембрийско-ордовикской трахириолит-аляскитовой субформации слагают как моногенные, так и полигенные постройки центрального, реже линейного типа, возникшие в результате извержений, сопровождавшихся иногда на завершающих этапах фреатической фазой взрыва.

По характеру фаций все постройки, за исключением нескольких, относятся к вулканам смешанного типа.

**Лавовые вулканы** сложены вулканитами риолитового и щелочно-риолитового состава, но как самостоятельные постройки практически не встречаются. Обычно они приурочены к подножьям сложных и длительно развивающихся вулканов центрального типа или завершают формирование трещинных игнимбриговых интрузий, образуя вдоль разрывов отдельные экструзии кислого состава. В качестве примера вулканитов этого типа приведем описание экструзивных куполов в истоках руч. Изъяшор, сформировавшихся в завершающую стадию развития более сложной вулканической постройки. Главный нект, находящийся в истоках руч. Изъяшор, имеет изометрично-овальную форму в плане, приурочиваясь к зоне нарушения, которая хорошо прослеживается на север, и причем, видимо, постепенно затухает на юг. Этот нект размерами 300×200 м обладает рвущими контактами, имеющими различные углы падения и всегда направленные к центру тела. Контактные изменения боковых пород выражаются в ороговиковании песчаников хойдышорской свиты и основных эффузивов изьяхойской субформации. В песчаниках появляется глаукофан, широкое



развитие получают кварцевые жилы с гематитом, ильменитом, реже — давидитом.

Внутреннее строение очень сложно и выражается в грубой зональности: центральная часть — граносиенит-порфиры, периферическая — трахириолиты с переменным соотношением калишпата и кварца. Последние сменяются кластолавами, состав обломков которых соответствует составу цементирующей массы. К востоку и западу наблюдаются маломощные (до 6 м) дайки кислых вулканитов, по-видимому, непосредственно отходящие от основного тела.

Несколько севернее (в 2,5 км) расположено второе тело, которое в широтном направлении имеет два неравных по размерам канала (некка). Эти некки, соединяясь, образуют единый массив, имеющий в плане овальную форму. Главная масса пород представлена фельзитовыми трахириолитами и кластолавами того же состава. В центральной части восточного тела лавы имеют вертикально направленную флюидалность, которая в краевой части образует микроплойчатость. В западной части тела в риолитах наблюдаются многочисленные миндалины, выполненные микроклином, кварцем, баритом и лучистым ортитом. К северу от главного некка кулисообразно расположены серии и свиты даек, прорывающие эффузивно-осадочную толщу хойдышорской свиты, а к югу наблюдаются небольшие, короткие лавовые потоки. В сложении этих тел принимают участие сложнофлюидалные афировые риолиты. Контактные изменения их выражаются в ороговикании, развитии кварцевых и кварц-полевошпатовых жил и пиритизации.

В южной части Полярного Урала (Лемвинский Урал) проявления кислого субщелочного вулканизма наблюдаются как в форме вулканических покровов (околожерловая зона), так и в форме экструзий, жерловых и субвулканических интрузивных тел. Последние образуют подавляющее большинство вулканитов рассматриваемого типа в районе руч. Мольдшор, истоках р. Погурей, восточном склоне горы Идягей-Тай-Кеу. Причем наиболее крупное тело (8×1,5 км в плане) размещается в верховьях рек Идягей-Юган и Средней Кокпелы. Тела эти имеют четкие интрузивные контакты с отложениями кокпельской свиты, содержащей тремадокские конодонты (Пучков, 1973), и образуют отчетливые апофизы в терригенных отложениях погурейской свиты верхнего кембрия – нижнего ордовика. Отмечается зональность строения многих тел с преобладанием афировых разностей в краевых частях и возрастанием роли порфиритовых — в центральных частях интрузивов.

Экструзивные купола сложены исключительно лавами риолитов с характерной вертикально направленной флюидалностью. Повышенная вязкость этих лав в известной мере определила и форму образую-

щихся куполов. Обычно они представляют собой округлые или эллипсоидальные в плане тела. В некоторых постройках отмечается полосчатый характер лав, сохраняющийся и на периферии. Однако угол наклона (до 45°) флюидалности меняется с образованием типичных веерообразных структур. Более сложные формы возникают в случае прорыва оболочки купола, когда образуются короткие лавовые потоки.

Группа палеовулканов отмечается в истоках рек Погурей и Левая Грубею. В современном эрозионном срезе они сохранились в виде отдельных небольших вулкано-купольных поднятий.

В верховьях р. Левая Грубею, по ее левому берегу, в полосе разлома субмеридионального простириания длиной 6–7 км установлено четыре вулканических некка, продукты трех из которых перекрывают друг друга. Первый, наиболее южный некк, слагает водораздельную часть рек Левая Грубею (ее истоки) и Большая Хайма, протягиваясь на 2,5 км при ширине 700–800 м в субмеридиональном направлении, с образованием в плане овала. Он сложен туфолавами щелочных риолитов. В центральной части тела характерны флюидалная текстура и розовато-бурая окраска, а краевые зоны представлены светло-серыми кварцевыми порфирами и туфолавами того же состава. Некк разбит сбросом субмеридионального простириания, по которому наблюдаются осветление, пиритизация и окварцевание пород. Он рассечен дайками трахириолитов, а в южной части кластолавы интродуцируются граносиенитами с четко выраженной микропегматитовой структурой. В этой же зоне, но несколько восточнее отмечаются небольшие по размерам, многочисленные пластовые и секущие тела с крупными вкрапленниками калишпатов, представляющих собой субвулканическую фацию.

Второй некк расположен в 1,0–2,5 км к северу от первого. Он заключен в тектоническом блоке среди деформированных пачек слоистых туффитов, ксенотуфов и лавобрекчий риолитов и щелочных риолитов, с одной стороны, и базальтов — с другой. В центральной части некк сложен сиреневыми, розовыми лавами риолитов и щелочных риолитов, которые перекрываются туфолавами, игнимбритоподобными породами и небольшой мощности покровами риолитов. В восточной части тела наблюдаются брекчиевые лавы того же состава. В нижней зоне преобладают вулканические брекчии кислого состава с угловатыми обломками риолитов размером 5–10 см, сцементированными мелкообломочным материалом этого же состава. В переслаивании с брекчиями находятся массивные лавовые потоки риолитов и щелочных риолитов. Такой поток мощностью 30 м и протяженностью около 800 м, сложенный массивными калишпатовыми риолитами, перекрывает толщу

вулканических брекчий, тупо выклиниваясь при удалении от постройки на запад.

Наиболее плотные и протяженные по размерам тела субвулканических пород приурочены к нижней части разреза, сложенного кислыми вулканитами, где они образуют серию соединяющихся пластовых залежей. Иногда в контакте с субвулканическими риолитами находятся эруптивные брекчии, характеризующиеся разнообразным составом обломков из вмещающих пород и пород субстрата и цементированные кислым лавовым материалом, реже — туфовым цементом. В окложерловой зоне брекчии нередко играют роль самостоятельных тел, образуя дайки и трубообразные тела наподобие трубок взрыва. С удалением от центра постройки постепенно меняется характер фаций слагающих их вулканитов. Уменьшается количество лав и грубых брекчий и увеличивается количество туфового материала, среди которого выделяются разности, приближающиеся по облику к пемзовым игнимбритоподобным туфам. В разрезе толщи преобладают литокристаллокластические туфы риолитового состава с пеплово-мелкообломочной массой, переслаивающиеся с прослоями сваренных или спекшихся туфов игнимбритового облика. Мощность отдельных туфовых пачек — от 20–25 до 50–70 м. По периферии изученного участка лавобрекчии и литокластические (иногда пемзовые) туфы слагают субгоризонтально лежащие небольшой мощности (около 70 м) покровы, трансгрессивно перекрытые полимиктовыми конгломератами. Покровы от перекрывающей толщи отделяются горизонтом континентальных кор выветривания мощностью до 10 м, с обломками брахипод, характерных для низов ордовика (Лучинин, 1975).

Третий неkk имеет в плане округлую форму с диаметром около 1200 м. Он сложен лилово- и розовато-коричневыми массивными туфоловами риолитов. От некка отходят несколько даек, сложенных вулканитами, идентичными лавам некка. Мощность каждой дайки 10–15 м. К северо-востоку от некка наблюдается дайка мощностью 8 м северо-западного простирания. Контакт некка с игнимбритовой толщей четкий, рвущий.

Наиболее северный неkk находится приблизительно в 2 км от предыдущего. Этот неkk сложен агломератовыми и лапилиевыми туфоловами риолитов. Контакты четкие, рвущие, форма его в плане неправильная, эллипсоидальная, несколько вытянутая в субмеридиональном направлении. В северо-восточной части неkk окаймляется песчаниками ордовика и прорван дайкой афировых риолитов. К северу от него наблюдаются две полосы, сложенные лиловыми и розовато-коричневыми флюидальными лавами и кластолавами риолитов и щелочных

риолитов с преобладанием первых в восточной полосе, а вторых — в западной.

В 30 км от описанной вулканической структуры, в зоне той же ветви Приосевого структурного шва, отмечается вулканическая постройка, представляющая собой тектонический блок, приподнятый над полем нижнеордовикских отложений (Лучинин, 1975). Здесь, в верхнем течении р. Парнокаю, кислые вулканогенные образования обнажаются в пределах участка, вытянутого в субмеридиональном направлении на 2500 м при ширине 500 м. Вулканическое жерло картируется по концентрической зональности обнаженной части массива кислых вулкаников. В западной, по-видимому, ядерной части, граничащей с вулканиками кокпельской свиты, развиты автомагматические брекчии темно-лилового цвета, с востока окаймленные концентрической полосой риолитов светло-лилового цвета шириной 70–100 м. Далее к востоку расположено поле серых и светло-серых фельзитов, содержащих прослойки игнимбриков.

Гранит-порфиры центральной части палеовулкана имеют граносиенитовую структуру, идентичную структуре гранитоидов Лемвинского массива. Небольшие поля игнимбриков среди поля афировых риолитов в восточной части Парнокского массива сохранили реликты сильно спекшихся пепловых частиц, не обнаруживают зонального строения и могут быть отнесены к «негетеролитным игнимбрикам» (Лучинин, 1975).

Концентрически-зональный массив в западной части поля кислых вулкаников, очевидно, представляет собой жерло палеовулкана. Поле трахириолитов и игнимбриков к востоку от него интерпретируется как вулканический покров.

В области правобережной части р. Большой Хаймы, в 3 км к западу от северного окончания Лемвинского гранитоидного массива, расположен неск размерами 1000×300 м, имеющий зональное строение и состоящий из двух зон — внешней и внутренней. Внешняя зона (5–10 м) сложена светло-серыми или светло-желтовато-серыми риолитами или их туфами, содержащими в большом количестве обломки кислых вулкаников. Цементом является раскристаллизованное стекло, заключающее выделения кварца и реже калишпата. Внутренняя зона, размер которой достигает в ширину 80–90 м, сложена эруптивной брекчией, состоящей из различных, совершенно несортированных (от 0,1 до 5 см), самой разнообразной формы обломков тех же риолитов, сцементированных туфогенным материалом. Содержание последнего подвержено существенным изменениям.

Более десятка вулканических некков установлено нами в истоках р. Погурей, здесь же в истоках рек Погурей и Северной Кокпелы — жерловины, прорванная штоком аляскитовых гранитов (рис. 8).

Накопление столь мощных вулканических толщ кислого состава (1000 м) связано с извержениями небольших вулканов центрального типа, характеризующихся ареальным распространением. Начальный период извержений сопровождается неоднократными довольно сильными эксплозиями и редкими излияниями потоков лав. По мере развития вулканической деятельности эксплозивный характер извержений слабеет и сменяется спокойными лавовыми излияниями с образованием более мощных потоков. В завершение формируются лавовые экструзии, заполняющие жерловины и субвулканические тела. При закупоренном жерле подпирающая расплавленная магма постепенно обогащается растворенными в ней газами и парами воды, что приводит в конечном итоге к повторным взрывам с образованием брекчий смешанного состава (эруптивных), формированием которых завершается цикл.

Таким образом, анализ фактического материала позволяет считать, что кислые субщелочные вулканы возникли не сразу, а в несколько этапов, причем часть риолитов и щелочных риолитов образовалась до внедрения аляскитовых гранитов и граносиенитов, а другая, большая, после них. Игнимбриты, участвующие в строении некков, даек и линзообразных тел, местами служат цементом крупнолыбовых eruptивных брекчий. Туфолавы часто связаны постепенными переходами с туфами, агломератами и eruptивными лавобрекчиями.

Ведущая роль принадлежит вулканогенным отложениям, осадочные породы имеют подчиненное значение. Экструзивные купола, некки и субвулканические образования концентрируются вдоль кальдеры обрушения, в результате чего поля развития пород ордовикской трахириолитовой субформации имеют полукольцевую структуру, а их границы совпадают с обрамляющими дугообразными разломами. Следует возможным также считать, что:

- а) центров извержений щелочно-кислых лав и туфолав было много;
- б) установлены извержения как центрального, так и трещинного типа;
- в) главные тектонические линии, к которым приурочены извержения, имели субмеридиональное дугообразное направление, возможно, что часть вулканических центров находилась на пересечении указанных линий с северо-восточными;

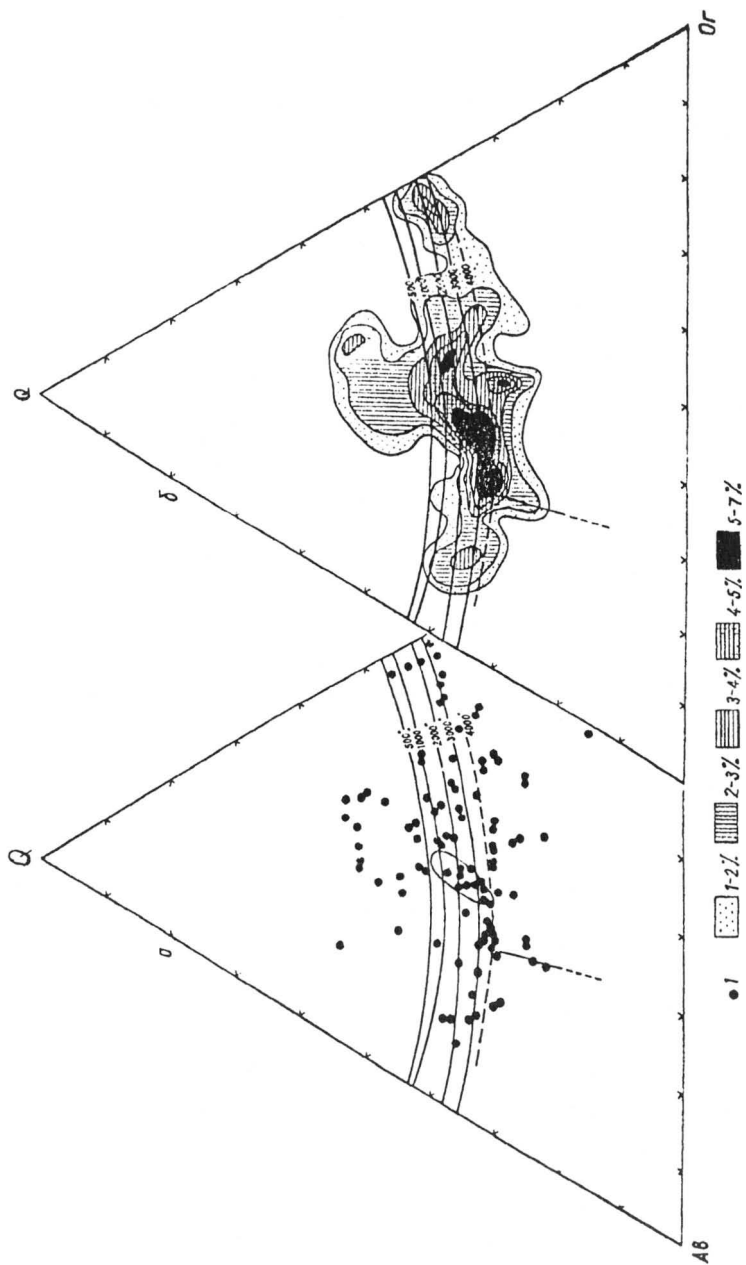
г) центры извержений возникали не одномоментно, а в несколько этапов, и их размещение как в пространстве, так и во времени было не одинаковым.

Петрохимическое изучение пород кембро-ордовикской трахириолит-аляскитовой субформации обнаруживает, что все они отвечают по составу кварц-полевошпатовой котектике, образуя несколько максимумов (рис. 9). Изучение минеральных парагенезисов вкрапленников свидетельствует об их большом разнообразии. Анализ этих парагенезисов указывает, что составы расплавов характеризуются относительно высоким химическим потенциалом  $K_2O$  (при равных значениях  $Na_2O$ ). Повышенная активность калия отчетливо фиксируется расширением поля кристаллизации калишпата в системе  $Ab-Ot-Q-H_2O$ . Для всех пород характерна многоэтапная кристаллизация с наличием двух или трех поколений вкрапленников кварца и калишпата. Сравнение последовательности кристаллизации минералов в кремнекислых вулканитах данной формации с экспериментальными данными (Хитаров и др., 1969) позволяет предположить, что они формировались при давлении водяного пара около 3 кбар, а исходный расплав содержал сравнительно большое количество летучих компонентов и, в первую очередь, воды. Подтверждением этому является широкое развитие эксплозий, связанных с начальными фазами щелочно-кислого вулканизма. Среди вулканитов по содержанию кремнекислоты выделяются более кислые (76,0–83,0 масс.%) и менее кислые (71–76 масс.%) разновидности (приложение 1). Среднее содержание  $SiO_2 = 74,3\%$ . Суммарное количество щелочей колеблется от 3,8 до 13,0 масс.% и составляет в среднем 9,14 масс.%. По содержанию калия эти риолиты в большинстве случаев относятся к калиевым риолитам, а по  $Al_2O_3$  — как к пересыщенным глиноземом, так и нормальным. Они отличаются низкой железистостью ( $FeO = 0,29–4,25$ , в среднем 1,54 масс.%) при относительно высоком содержании  $TiO_2$  (0,1–0,57 масс.%), которое находится в зависимости от количества  $MgO$ . По классификации Н.А.Румянцевой (1977), это в основном щелочно-полевошпатовые риолиты.

С этой субформацией возможно ассоциируют проявления баритов, марганца, железа и боратов.

### **2.2.2. Позднекембрийско-ордовикская вангырьюско-сedyюско-погурейская щелочно-базальтоидная формация ( $E_3-O$ )**

Позднекембрийско-ордовикская щелочно-базальтоидная формация фиксирует ветви краеплитной рифтовой системы в Полярной (Лемвинской) и Приполярной частях севера Урала. В ней выделяются ще-



**Рис.9.** Диаграмма альбит-кварц-ортоклаз для валовых составов пайпудинско-сивьягинско-лемвинской трахириолитовой субформации:

а - фигуративные точки; в контуре — область наибольшего распространения пород гранитного состава (Tuttle, 1955);

б - контуры распределения нормативных Q, Ab, Or, с соответствующим количеством точек.

лочно-(нефелин)-базальтовая тельпосско-вангырьюско-большепатокская (рис. 10) и пикрит-трахибазальтовая кокпело-пагинская субформации (рис. 8).

**Щелочно-(нефелин)-базальтовая субформация.** Породы этой субформации входят в состав ассоциации рифтогенных глубинных базальтов, протягивающихся от северного окончания хр. Сабля на севере до горы Кожим-Из на юге (рис. 1). Эти ассоциации отличаются большим разнообразием щелочных и нещелочных (трапповых) формаций, дифференцированных по составу и обычно связанных территориальной близостью и единой магмоконтролирующей структурой. Здесь устанавливаются латеральные ряды ассоциаций: пикрит-авгитит-базальтовая и щелочно-ультраосновная в районе рек Седью, Большого Патока, Вангырью и Сивьяги; трахиандезит-трахибазальтовая и базальтовая на хр. Лорцемпе; трахиандезит-трахибазальтовая и щелочно-ультраосновная в районе горы Тельпос-Из (р. Няртасюю).

Указанные ассоциации приурочиваются к западной ветви континентальной рифтовой системы непосредственно к востоку от полосы выходов карбонатных отложений позднего ордовика, силура и девона и связаны с песчано-сланцевыми толщами венда и ордовика. Дайки тешенитов прорывают песчаники лаптопайской свиты (обн. 1738), входя в тешенит-пикритовую ассоциацию.

В пределах хр. Лорцемпе развита сложная ассоциация базальтов, андезитов-базальтов и трахибазальтов, а также лаво- и пирокластических образований. Широко проявлены миндалекаменные разности. Миндалины обычно выполнены кварцем, эпидотом, калишпатом, олигоклазом, пренитом, кальцитом и цеолитами (Голдин и др., 1973). Отмечаются лавы субщелочного состава с краснокаменным характером изменений, отвечающие наземной фации. Субвулканические образования (штоки, дайки, силлы) представлены диабазами и эссексит-диабазами.

В нормативном минеральном составе основных разностей ( $\text{SiO}_2 < 50,0$  масс.%) присутствуют, главным образом, гиперстен и оливин (оливиновые толеиты по Йодеру и Тилли, 1965), а в более кислых разностях ( $\text{SiO}_2 > 50,0\%$ ) — нормативный кварц и гиперстен (насыщенные и перенасыщенные толеиты). Субвулканические породы содержат нормативный оливин, реже — кварц и классифицируются как оливиновые и кварцевые толеиты. Петрохимические типы пород хр. Лорцемпе образуют дифференцированный базальт-андезит-трахиандезит-трахибазальт-базанит-трахитовый ряд. По щелочности они классифицируются следующим образом ( $n = 30$ ): натриевые — 40, калиево-натриевые — 47, калиевые — 13%.



Район развития собственно щелочных базальтоидов, впервые выделенный нами в 1973 г. (Голдин, Пучков, 1974), ограничен на севере р. Седью, на юге — р. Вангырью, на востоке — меридиональным отрезком р. Потемью (рис. 10). К югу они сменяются лорцемпейской трахиандезито-базальтовой ассоциацией (район хр. Лорцемпе), а к северу — саблинской высокоглиноземистой (трапповой) базальтовой субформацией (хр. Сабля). Анализ площадного распределения вулканических образований, их фаций и мощностей указывает, что в изученном районе следует выделить две автономные вулканические зоны: юго-западную и северо-восточную, в пределах которых образование пород комплекса шло по-разному.

Породы юго-западной вулканической зоны отделены от северо-восточной полосой развития кварцево-серицитовых сланцев и полимиктовых песчаников лаптопайской свиты (Голдин, Пучков, 1974). Западным ограничением этой зоны служит крупный разлом, по которому вулканические образования приведены в соприкосновение с отложениями лаптопайской свиты венда, кварцито-песчаниками ордовика и карбонатными породами силура.

Для юго-западной зоны характерны большее разнообразие, сильная фациальная изменчивость и резкие колебания мощностей отдельных покровов, в строении которых принимают участие базальты, андезитобазальты, авгититы и их туфы. Реже отмечаются пикриты, трахиты, фонолиты и риолиты. Пикриты обычно образуют либо штокообразные тела, либо дайки мощностью до 30 при длине 200–1300 м. Иногда они входят в состав дифференцированных пикрит-лерцолит-габбро-диабазовых тел (обн. 1788).

Вулканические породы северо-восточной зоны слагают лавовые покровы мощностью 10–25 м. В их строении в разных количественных соотношениях принимают участие нефелиновые базальты, нефелиниты, трахибазальты и базальты, иногда обладающие шаровой отдельностью и содержащие эллипсоидальные шпинелевые образования (15×30 см). В верхних частях покровов породы обычно имеют миндалекаменную текстуру. Миндалины трахибазальтов, как правило, выполнены кальцитом и натролитом, а нефелинитов — хлоритом, кальцитом и альбит-олигоклазом. Значительную роль среди вулканогенных толщ играют также пирокластические образования, слагающие обычно линзо- и трубообразные тела мощностью от 0,5 до 5–6 м, выполненные округлыми обломками базанитов, авгититов, пикритов. Встречаются горизонты лавобрекчий и туфобрекчий.

Породы гипабиссальной фации (сиенит-порфиры, фонолиты, авгититы, альнеиты, эссекситовые габбро-диабазы) слагают дайки, sillы

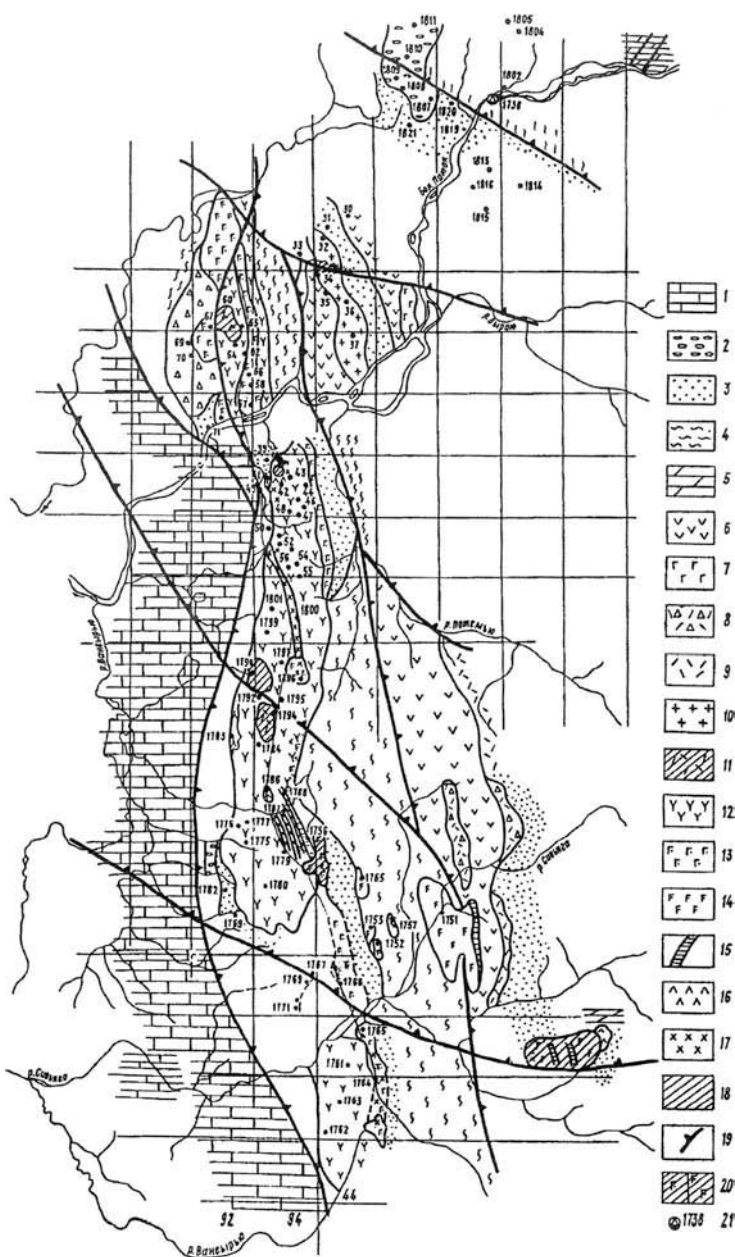


Рис. 10. Схема размещения рифтогенных магматических формаций в бассейне Большого Патока. М. — 1:100 000 (основа).

1 - карбонатные породы ( $O_2-S$ ); 2 - конгломераты, кварцито-песчаники, кварциты тельпосской свиты (O); 3 - песчаники, редкогалечниковые конгломераты (тиллиты) лаптопайской свиты (V-С); 4 - кварц-серицитовые, филлитовые сланцы (V); 5 - доломиты (V); манарагская формация; 6 - базальты и их туфы; 7 - габбро-диабазы, габбро; трахириолитовая субформация (сивьягинско-пайгудыинско-лемвинская формация); 8 - игнимбриты, лапиллиевые туфы; 9 - трахириолиты, риолиты; 10 - граносиениты, трахириолиты субвулканические (O-С); 11 - фонолиты и их туфы; 11, 12, 13 - вангырьюско-седьюская щелочно-(нефелин)-базальтоидная субформация (O); 13 - габбро-диабаз-долериты, пикрито-лерцолит-долериты; 14 - перидотит-габбро-сиенит-монцонитовая формация с Pt (O); 15 - пикрито-лерцолиты с Pt, Au; 16 - скарны эпидот-гранатовые, эпидот-шпинельные; 17 - пирротин-халькопирит-пентландитовая минерализация с Pt и Au; 18 - жерловая фация (трубчатые интрузивные тела из обломков базанитов, авгитов, лимбургитов), перспективная на алмазы, Pt и Au; 19 - разломы; 20 - габбро-сиениты, монцониты; 21 - тешениты с Pt и Au.

Краткое описание минерагении обнажений на рис. 10:

1738 - тешенит-пикритовая субформация с Pt, Ag, Au, U;

1807 - гематитовые метасоматиты с наложенной сульфидной минерализацией;

39, 41, 42, 43 - пентландит-пирротиновое прожилково-вкрапленное оруденение с Pt и Au;

42, 49 - шпинель-эпидотовые скарны;

48 - шаровая отдельность, шпинель до 20 см в поперечнике;

71, 1764, 1765 1796, 1800 - титаномagnetит-пирит-пентландит-халькопирит-пирротиновое оруденение с Pt и Au;

1790 - обломок алмаза;

1786 - скарн по габбро;

1788 - пикриты, пикрито-долериты с Cu, Ni и самородным Au и Pt;

1756 - пикрито-лерцолиты с Pt в халькопирите и пентландите, самородное Au;

1779, 1780 - авгититы с пентландит-халькопирит-пирротиновым оруденением;

50, 51 - нефелиниты.

и штокообразные тела, среди которых отмечается богатая вкрапленность ильменита, сульфидов и апатита. Кроме того, в верховьях р. Б.Паток отмечаются калиевые щелочные базальтоиды, представленные, главным образом, слюдяными лампрофирами (тешенитами). Эти существенно калиевые базальтоидные породы образуют серии даек, развитые среди лаптопайских отложений. Локализованы дайки в мелких разломах, в основном северо-восточного простирания. Мощность их от нескольких сантиметров до 3–5 м.

В пределах рифтовой зоны в области Вангырьюских озер отмечаются жерловые фации, трубки взрыва и субвулканические тела. Здесь же наблюдаются покровные, околожерловые и экструзивные фации. Для вулканических поясов характерна зона активизации вулканотектонической депрессии. Такая обширная кальдера приурочена (на значительной площади) к водоразделу рек Седью и Б.Паток (рис. 10). По нашему мнению, наблюдается наложение вулканодепрессионных структур второго типа на вулканотектонические депрессии первого типа. Вначале, при погружении рифейских блоков, формируются сложные вулканотектонические депрессии, выполненные мощными толща-

ми вулканитов толеит-базальтовой магмы. Затем, в связи с опусканием кровли близповерхностных магматических очагов, сопровождающимся эксплозивной деятельностью вулканов, возникают кальдеры проседания, усложняющие первоначальную структуру. Такие депрессии выполнены обычно двумя формациями — трапповой и щелочно-базальтоидной, каждая из которых образуется в соответствующий этап вулканизма и представляет собой совокупность покровных, жерловых, экструзивных и субвулканических фаций. Их становление происходило в определенный вулканический этап в соответствии с закономерной эволюцией состава этих формаций. Вулканические жерла имеют разнообразную форму (цилиндрическую, дайкообразную и более сложную), обладают вертикальным или крутым залеганием. Размеры в поперечнике колеблются от нескольких метров до нескольких километров (обычно 0,5–2,0 км). Они выполнены вулканическими брекчиями, лавами и лавобрекчиями. Субвулканическая фация слагает различные по составу и форме тела — силлы, лакколиты, штоки, дайки. Субвулканические фонолиты (составная часть жерловой фации щелочных базальтоидов) образуют изометричное в плане тело в центральной части экструзии (купола). Периферическая часть купола сложена туфами, переходящими в пористые, пузыристые лавобрекчии и бомбовые туфы.

**Палеовулканизм.** Один из палеовулканов расположен на южном склоне горы с абс. отметкой 660,6 (истоки ручья, впадающего в южное Вангырьюское озеро). В его строении принимают участие вулканиты основного – щелочно-основного состава. В современном эрозионном срезе отчетливо выделяются жерловая и прижерловая фации, а также субвулканические тела. Центральная жерловина диаметром 870 м сложена плотными щелочными базальтоидами и окружена концентрической зоной лавобрекчий того же состава, образующих полузамкнутый контур шириной около 100 м. Брекчии характеризуются однородным составом обломков, размером до 25 см, но имеющих весьма разнообразную форму: овальную, угловатую и т.д. Лавобрекчии сменяются туфами, которые локализуются в понижениях древнего вулканического рельефа. Мощность туфовых образований колеблется от нескольких до 120 м. Строение их неоднородное, выделяется, по крайней мере, три горизонта: нижняя часть тела — 30–50, центральная — 30–60 и верхняя — 10 м. Нижняя часть тела отличается хаотическим строением, обусловленным беспорядочным расположением отдельных обломков и глыб щелочно-базальтоидных вулканитов и пород субстрата. Центральная часть тела туфов изобилует кальцитовыми и гематитовыми прожилками, содержащими вкрапленность граната. Верхняя часть тела сложена

кристаллокластическими туфами, рассеченными прожилками прени-та.

В пределах конуса туфов базальтов и щелочных базальтов локализуется серия даек диабазов, габбро-диабазов и пикрито-диабазов (обн. 2100, 1788). Отмечаются необычные породы, выделяющиеся как эруптивные брекчии и состоящие из разнообразных по форме и размерам обломков вмещающих и нижележащих пород, сцементированных лавовым материалом щелочно-основного состава. Эруптивные брекчии в этом случае образуют трубчатые тела, выполняющие жерловины, или представлены в виде даек. Их образование, по-видимому, тесно связано с формированием даек пикрито-диабазов.

Другой палеовулкан расположен к северо-востоку от оз. Сигового (самого северного из Вангырьюских озер). В его строении принимают участие лавы трахибазальтов, рассеченные большим количеством эпидотовых и кварц-эпидотовых жил. Удаленные от жерла фации представлены довольно разнообразным комплексом пород: базальты, трахибазальты, нефелиниты и их туфы. По восточному склону постройки на трахибазальтах залегают спилитизированные трахибазальты с типичной шаровой отдельностью, мощностью 110 м, которые перекрываются пачкой (70 м) вулканокластических пород основного состава. С севера на спилитизированных трахибазальтах залегают эффузивные и вулканокластические образования трахибазальтов и базальтов, прорванные дайкой эссекситовых габбро-диабазов. Они, по-видимому, формировались из более мелких трубообразных вулканических аппаратов, которые обрамляли этот стратовулкан с севера (крупные оплавленные обломки тешенитов, базанитов, мельтейгитов, авгититов).

Начальный период развития вулкана характеризовался трещинными излияниями основных лав повышенной щелочности в подводных условиях. В дальнейшем над одной из глубинных трещин формируется вулканический очаг с центральным жерловым аппаратом. Излияния лав периодически сменялись эксплозивной деятельностью с образованием вулканических фаций щелочно-основного состава. Одновременно действовали побочные вулканы, за счет которых сформировались потоки нефелинитов. В заключительную стадию действия стратовулкана произошло заполнение центральной жерловины эруптивными брекчиями. Широкое развитие получили эпидотизация, карбонатизация и пренинизация. На отдельных участках проявились процессы сульфидизации и корундизации. Вулканические жерловины сохранились также в виде реликтов в правобережной части р. Б.Паток, где их местоположение отчетливо фиксируется развитием глыбовых вулканических брекчий, представляющих собой прижерловые образо-

вания. Они состоят из полукатанных обломков, сцементированных сильно пузыристым материалом. О близости центра извержения говорит обилие субвулканических тел, образующих отдельные цепочки вдоль разломов. Среди них выделяются пикрит-диабазы и эссексит-габбро-диабазы.

**Пикриты и диабаз-пикриты** — плотные, крепкие, черные, иногда с пятнисто-зеленоватым оттенком породы. Под микроскопом устанавливаются обычно отчетливые выделения, судя по вторичным минералам, бывшего оливина. Кроме порфириковой структуры изредка отмечаются пойкилитовая и диабазовая. В составе пород наблюдаются авгит, керсутит и плагиоклаз. Вторичные минералы представлены серпентином (волоконистым хризотилом и пластинчатым антигоритом), боулингом, хлоритом и тремолитом, образуя, возможно, (судя по кристалломорфологическим очертаниям) псевдоморфозы по оливинолу. Акцессорные минералы — ильменит, перовскит, платина, пентландит, халькопирит, муассанит, циркон, пирит, самородное золото и гранат.

Авгит (4,5–22,5%) имеет длинно- и короткопризматическую форму, светло-зеленоватый, бледно-розовый и буроватый цвет. Реже отмечаются бесцветные разности. Пироксены представлены рядом авгититанавгит и диопсидом, содержат пойкилитовые вросстки овальной формы «скоплений» боулингита, антигорита, хлорита и хризотила. Керсутит встречается исключительно редко. Обычно образует удлиненные кристаллы. Цвет его коричневый;  $2V=78^\circ$ ,  $cN_g=10^\circ$ ,  $n_g=1,699$ ,  $n_p=1,666$ . Плагиоклаз представлен длинновытянутыми кристаллами размером 0,4×2–3 мм. Замещается мелкочешуйчатым агрегатом цеолитов и бесцветной слюдой. Основная масса состоит из хлорит-серпентиновой ткани и незначительного количества актинолита, талька, кальцита и ильменита.

**Авгититы, нефелиновые базальты и нефелиниты** — плотные, тонко-мелкозернистые породы серого, темно-серого и серовато-голубого цветов, иногда с порфирированными выделениями плагиоклаза или пироксена. Они имеют между собой много общего. Главными минералами всех этих пород являются титан-авгит, реже — нефелин или содалит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, вторичные — цеолиты, хлорит, кальцит и боулинцит. Акцессорные минералы представлены ильменитом, апатитом, пирротинитом, пентландитом, платиноидами, цирконом и гранатом.

Нефелин встречается в виде реликтов очень редко, чаще наблюдаются характерные для него псевдоморфозы цеолитов по нему с сохранением кристаллографических очертаний нефелина как во вкраплениях, так и в основной массе.

Для контроля из тех же образцов в иммерсионных жидкостях с показателем преломления  $n = 1,541$ , реже  $n_g = 1,551$  определен интервал, в котором заключены показатели преломления плагиоклаза. В псевдоморфозах альбита в 75% случаев зафиксировано двойникование по карлсбадскому закону, почти в 15% — по альбитовому и в остальных — по альбит-карлсбадскому. Углы оптических осей (32 замера) колеблются от  $-70^\circ$  до  $+70^\circ$  и тяготеют к величинам, характеризующим низкотемпературные и упорядоченные альбиты.

Пределная альбитизация плагиоклазов в основных вулканических породах изученных ассоциаций имеет, очевидно, массовый, общерегиональный характер. Этот процесс прошел за редким исключением до конца, независимо от особенностей первичного химизма пород, в том числе от содержания тех петрохимических компонентов, которые участвуют в образовании альбита. Сохранность объема плагиоклазовой фазы находится в прямой зависимости от первичного количества натрия и глинозема в породе и в обратной — от содержания извести и магнезии.

**Туфобрекчии и кластолавы** трахибазальтов и базальтов состоят из угловатых или окатанных их обломков, заключенных в туфовый материал того же состава.

**Габбро-диабазы, эссекситовые габбро** представлены темно-зелеными, иногда черными породами и состоят из следующих породообразующих материалов: плагиоклаз, пироксен, реже — оливин или микроклин. Из акцессорных наблюдаются ильменит и апатит. Из вторичных минералов широким развитием пользуются актинолит, кварц, эпидот, хлорит, лейкоксен, кальцит и биотит.

Плагиоклаз образует разноориентированные таблицы размером от 0,1 до 2 мм, иногда отмечаются зерна длиннопризматической формы с размером по удлинению до 0,3 мм в поперечнике.

Пироксен (20–25, реже 40–50%) бесцветный или буроватой окраски, представлен хорошо ограненными длиннопризматическими и неправильной формы кристаллами около 2,0 мм. Иногда содержит пойкилитовые вроски плагиоклаза и включения апатита. Обычно свежий, реже по трещинкам и спайности развиваются голубовато-зеленый актинолит и хлорит.

Калинатровый полевой шпат встречается редко (до 2%). Образует либо тонкую оторочку лейст плагиоклаза, либо вместе с кварцем в виде микропегматитовых сростаний располагается в интерстициях между лейстами.

Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом, по которым обычно развивается бесцветная слюда.

**Оливиновые базальты** наблюдаются в виде даек, плотных, черного, темно-зеленого цветов, с глыбовой отдельностью. В эндоконтактовой зоне породы сильно изменены, карбонатизированы. Иногда макроскопически устанавливаются отчетливые порфириновые выделения относительно свежего бархатно-темно-зеленого оливина (1–5 мм) и зеленого пироксена (до 3 мм). Вкрапленники составляют 15–70% от объема породы. В экзоконтактовой зоне породы обычно испытывают сильное расланцевание, сопровождаемое интенсивной карбонатизацией и хлоритизацией.

**Базальты и андезито-базальты** — массивные, с глыбовой отдельностью, связаны постепенными переходами и внешне отличаются пестрой окраской — серого, темно-серого с зеленоватым оттенком, зеленого с фиолетовым оттенком цветов. Во вкрапленниках этих пород присутствуют альбитизированный и микроклинизированный плагиоклаз ( $An_{5-12}$ ) и пироксен — авгит. Иногда вкрапленники представлены, судя по кристалломорфологическим очертаниям, оливином, т.е. полностью выполненным по нему агрегатом карбоната, хлорита, серпентина и магнетита.

Основная масса — пилотакситовая, микролитовая, гиалопилитовая и трахитовая — состоит из переменного количества авгита ( $n_g=1,708$ ,  $n_p=1,684$ ) и плагиоклаза ( $An_{6-8}$ ), обычно замещенного бесцветной слюдой и магнетитом.

**Трахибазальты** — породы темно-зеленой до черной, иногда темно-серой окраски. Состоят из вкрапленников пироксена и плагиоклаза, иногда отмечается калишпат. Под микроскопом они имеют порфировую структуру с интерсертальной, пилотакситовой, трахитовой и гиалопилитовой основной массой. Иногда отмечается лепидобластовая структура, обусловленная интенсивным развитием тонко-чешуйчатой, богатой калием слюды (фенгита) по первичному стеклу и полевым шпатам.

Плагиоклаз имеет форму удлинённых узких таблиц (лейст) размером от 0,1 до 0,4 мм. На некоторых участках шлифа фенокристаллы ориентированы длинной осью по сланцеватости. Плагиоклаз сдвойникован в полисинтетические двойники, серицитизирован и содержит включения тонкопризматического апатита. По составу относится к альбиту, реже олигоклазу, состав которого, оцененный по максимальному углу погасания в зоне (010), колеблется  $An_{7-25}$ .

Таким образом, породы щелочно-(нефелин)-базальтовой субформации весьма разнообразны по составу, структуре и текстуре. Среди них выделяются следующие группы:



- 1) пикриты, лерцолиты и диабаз-пикриты;
- 2) тешениты, авгититы, нефелиниты и нефелиновые базальты, их эруптивные брекчии и туфолавы;
- 3) трахибазальты и трахиандезиты;
- 4) базальты и андезито-базальты;
- 5) фонолиты и их туфы;
- 6) габбро-диабазы, эссекситовое габбро.

Модальный минеральный состав пород приведен в табл. 1, а химические составы — в приложении 1. Наблюдаются широкие колебания породообразующих окислов. Так, (масс.%):  $\text{SiO}_2$  — от 30 до 72;  $\text{TiO}_2$  — от 0,92 до 3,80;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — от 5,45 до 19,17;  $\text{CaO}$  — от 0,67 до 16,00. Значительные колебания обнаруживают также окислы железа и магния. Особенно широким колебаниям подвержены щелочи (масс.%):  $\text{Na}_2\text{O}$  — от 0,06 до 5,5 и  $\text{K}_2\text{O}$  — от 0,02 до 5,0%. Наряду с низкой железистостью (29–36 мол.%) вулканиды характеризуются высокой щелочностью и низким содержанием Si и Al (приложение 1).

Пересчет пород на нормативный минеральный состав (табл. 1) указывает в половине случаев на присутствие оливина и гиперстена (оливиновые толеиты) и в 1/3 анализов — нефелина (щелочные базальты). Реже в них отмечается нормативный кварц наряду с гиперстеном (насыщенные и перенасыщенные толеиты), количество которых не превышает 1,5%. В целом щелочно-(нефелин)-базальтовая субформация представлена двумя петрохимическими ассоциациями:

- 1) мелилитовый нефелинит + пикрито-базанит + тефрито-базанит + трахибазальт;
- 2) пикрит + тефрит-базанит + трахибазальт (рис. 4).

Из 58 химических анализов: 12,5 — натриевых, 63 — калиево-натриевых и 24,5% — калиевых вулканигов.

**Пикрит-трахибазальтовая субформация (О).** Породы данной субформации прослеживаются нами в области верховий рек Б.Хаймы, Левого Грубею, Паги, Погурей, Кокпелы, Молюдмосюрью, Тумболова и локализованы среди пестроокрашенных филлитов, песчаников и конгломератов ордовика (рис. 8). Образования пикрит-трахибазальтовой субформации и вмещающие их породы местами перекрыты кремнистыми отложениями, содержащими остатки радиолярий позднедевонского возраста.

Наблюдается широкое разнообразие фаций: эффузивных, субинтрузивных, жерловых и кимберлитовых. Породы эффузивной фации

**Таблица 1**  
**Модальный минеральный состав пород щелочно-(нефелин)-базальтовой субформации, объем. %**

Номер шлифа	Название породы	Основн. масса	Оливин	Пироксен	Амфибол	Плагиоклаз	Кварц	Кальцит	Хлорит	Эпидот	Серпентин по оливину	Рудные
1788	Пикрит	46.9	41.6	9.8	-	-	-	-	-	-	-	1.7
1756	"-	23.0	61.5	11.2	-	-	-	-	-	-	-	4.3
XI	"-	56.9	34.9	4.6	-	-	-	-	-	-	-	3.6
1871	Оливиновый базальт	68.1	3.3	23.6	-	5.0	-	-	-	-	-	-
1871a	"-	65.2	9.8	13.7	-	-	-	-	-	-	-	11.3
2016a	"-	57.7	5.1	25.3	11.9	-	-	-	-	-	-	-
1793a	Грахибазальт	81.1	-	-	-	-	-	По оливину 3.8	-	-	14.6	0.5
1841	"-	83.8	-	1.8	-	9.7	-	-	-	-	4.6	-
1841a	"-	64.2	-	10.6	-	-	-	14.2	11.0	-	-	-
1848a	Туф трахибазальта	81.6	-	2.5	-	1.4	-	12.2	2.1	0.2	-	-
2100a	Пикритобазальт	34.5	-	8.5	-	-	-	-	-	-	49.5	7.5
1788a	"-	75.9	-	5.3	-	18.8	-	-	-	-	-	-
1881-I	Базальт	69.9	-	7.7	-	-	-	17.3	3.2	-	-	2.0
1881-II	"-	74.9	-	-	-	-	-	12.4	1.5	11.2	-	-
1884г	"-	88.0	-	-	3.1	8.9	-	-	-	-	-	-
1885a	"-	85.2	-	+	-	14.8	-	-	-	-	-	+
1885б	"-	81.2	-	3.1	-	-	-	По платиоклазу 15.8	-	-	-	-
1851	Нефелинит	63.8	-	-	-	15.0	-	21.2	-	-	-	-
1850	"-	80.2	-	-	-	-	-	15.8	-	4.0	-	-

прослеживаются как в субмеридиональном направлении, так и выполняют кольцевые разломы, формируя кольцевые структуры. В эффузивном разрезе мощностью 500–600 м участвуют трахибазальты и пикритобазальты, а также их туфы, туфобрекчии, обломки которых размером от долей миллиметров до 15–20 см представлены авгититами, пикритами и трахибазальтами.

Субинтрузивные образования — габбро-диабазы, пикрито-диабазы, эссекситовые габбро, трахиты, карбонатиты (истоки р. Кокпелы, обн. 1648; верховья р. Сивъяги) — слагают силлы, дайки, штоки и межпластовые тела.

Эруптивные брекчии и кимберлиты зафиксированы в виде трубообразных тел, диатрем и силлов. Эруптивные брекчии в области водораздела рек Погурей и Кокпелы, представленные кимберлитами, сформировались также по кольцевым разломам (рис. 8). Здесь, под радиоларитовым плащом, возможно сохранилась крупная кимберлитовая трубка, реликты которой фиксируются в виде полукольцевых полос брекчий. Их обломки обычно сцементированы кальцит-серпентинитовой массой. Кимберлиты содержат обильные выделения кальция, прозрачные светлые, хорошо ограниченные кристаллы коэсита и, предположительно, алмаза (?) (обн. 1725, 1729).

Отмечается перекрытие эруптивных брекчий туфоконгломератовой толщей и широкое развитие латеритных кор выветривания.

В долине руч. Северная Кокпела (обн. 1647) наблюдается разрушенная жерловина, выполненная породами трахибазальтового и пикритобазальтового состава, однородного брекчиевого и флюидального сложения. Форма тела в плане округлая, размеры 0,3–0,4 км. Жерлу свойственно неоднородное строение, обусловленное перемежаемостью пород с различной текстурой. Жерловые брекчии имеют ярко выраженное обломочное строение, неравномерную карбонатизацию, эпидотизацию и окремнение. Обломки остроугольной и неправильной формы. В экзоконтакте жерлового образования (левый борт ручья) наблюдаются жилы, пятна, линзы «струй» трахибазальтов и пикрито-диабазов, рассеченные сериями жил кварца. Породы здесь приобретают голубоватый цвет.

Химический состав кимберлитов характеризуется высоким содержанием двуоксида титана (2–3 масс.%), щелочей (3–4%), пятиоксида фосфора (0,3–0,9%). Кимберлиты и эруптивные брекчии щелочно-ультраосновного состава от типичных кимберлитов отличаются более высоким содержанием титана, глинозема, высокой железистостью и умеренной магнезиальностью (приложение 1).

В целом породы субформации характеризуются повышенной щелочностью при высоком значении калия в балансе щелочей, а также понижением показателя полевошпатовой извести. В пикритовых габбро-диабазам и трахибазальтам отмечаются нормативный оливин и нефелин.

### **2.2.3. Позднекембрийско-ордовикская сивъягинско-манарагская перидотит-габбро-монцонито-сиенитовая формация (Є<sub>3</sub>-О)**

Породы этой формации (рис. 10, 14) слагают овально-округлые массивы, приуроченные к местам пересечения разломов северо-западного и субширотного простирания. Кварцевые монцониты и сиениты наблюдаются в экзоконтактах в виде неправильной формы участков среди тералитов и щелочного цеолитизированного габбро. Для пород этой формации характерна ультрамафитовая фация, представленная керсутитовыми пикрито-перидотитами.

Среди массивов габбро-монцонит-сиенитовой формации (Сивъягинский, в истоках р. Сивъяга; Олений, в бассейне р. Манараги; Косьюский, в 8 км выше устья руч. Капканвож, по правому берегу р. Косью) наблюдается сульфидная минерализация (с Pt), а в экзоконтактах массивов — слюдяные лампрофиры (тешенит-пикритовая субформация) с флюорит-сфалерит-галенитовым оруденением с Ag (руч. Олений).

В пределах русловой части р. Б.Паток широко развит дайковый комплекс тешенит-пикритовой субформации среди песчаников лаптопайской свиты (Є) с платиноидами (Pt, Jr) в ассоциации с пиритом, сидеритом, серебром, золотом и уранинитом (в 8 км выше устья р. Выраю).

Хорошо дифференцированный габбро-кварц-монцонитовый массив расположен в верховьях р. Сивъяги и представляет собой дискордантное тело, прослеживающееся в длину до 4 км при максимальной ширине 1–2 км и тяготеющее к разлому северо-западного направления. Породы первой интрузивной фазы наиболее распространены в пределах самого массива и представлены габбро, габбро-диоритами, сиенито-диоритами, монцонитами и кварцевыми монцонитами, связанными между собой постепенными переходами. Вторая интрузивная фаза представлена средне- и мелкозернистыми кварцевыми сиенитами и кварцевыми монцонитами. Они слагают дайки, в основном развитые в южной части массива, а также достаточно крупное тело овальной формы, расположенное в северо-западной эндоконтактовой области.

В истоках р. Сивъяги наблюдается вытянутый в широтном направлении массив, являющийся другим представителем этой формации

(площадь  $\approx 3 \text{ км}^2$ ). В центральной части отмечаются керсутитовые пикрито-периidotиты.

К этой же формации относится группа массивов концентрически-зонального строения, сложенных средне-мелкозернистым габбро, сиенито-габбро в верховьях р. Кожымью (Кожымизский район).

По классификации А.Н.Заварицкого габбро относится к классам 4 ( $6 > Q > -6$ ) и 5 ( $-6 > Q > -15$ ) пород, насыщенных и слабо насыщенных кремнекислотой, к группам 15, 19 — бедных щелочами и 13, 18 — умеренно богатых ими, к подгруппам лейко-меланократовых и меланократовых ( $v > 20$ ) пород. Сиенито-диориты соответствуют классу 3 ( $15 > Q > 6$ ) слабо пересыщенных  $\text{SiO}_2$  пород, группам 9, 8 — преимущественно богатых щелочами. Кварцевые монцониты относятся к классу пород, пересыщенных  $\text{SiO}_2$ , к группам умеренно богатых и богатых щелочами (приложение 1). Сиениты принадлежат к категории пород, слегка недосыщенных кремнекислотой и умеренно богатых щелочами (класс 5, группа 18).

Пересчет анализов на нормативный минеральный состав указывает на наличие кварца и гиперстена, позволяя относить их к насыщенным толеитам; реже отмечаются оливин и нормативный нефелин, содержание которых увеличивается в керсутитовых пикрито-периidotитах (щелочные ультрамафиты).

#### **2.2.4. Кембрийско-ордовикская саблинско-северонародоитынская трапповая формация ( $\text{Є}_3\text{—O}_{1-2}$ )**

Толеит-базальтовые траппы размещаются вдоль двух ветвей краеплитной рифтовой зоны: тельпосско-большепатокско-саблинской и северо-народоитынской, образуя соответственно две субформации.

**Патокско-саблинская субформация** проявлена в виде эффузивной и субинтрузивной фации (гора Сабля, реки Седью, Вангырью, Потемью и др.). Возрастное положение субформации определяется тем, что ее вулканы залегают на пестроокрашенных филлитах (V) и песчаниках лаптопайской свиты и содержат ксенолиты кварцитов ордовика (Фишман, 1956). На хр. Сабля эта формация описана М.В.Фишманом как порфирировая петрографическая формация (рис. 1, 14).

Ее эффузивная фация представлена в основном покровами трахибазальтов, базальтов, андезитов-базальтов, гиало- и меланобазальтов, а также лаво- и туфобрекчий базальтового состава. Нижние горизонты состоят из агломератовых лавобрекчий базальтов. Затем следуют полевошпатовые авгитовые базальты и их туфы, чередующиеся с миндалекаменными пузыристыми афировыми базальтами, которые соответ-

ствуют верхним горизонтам лавовых покровов. Здесь же отмечаются небольшие пачки кварцево-серицитовых сланцев и редкогалечниковых тилитоподобных конгломератов. Верхняя часть разреза обычно представлена лавобрекчиями базальтов и андезитов, которые с незначительным перерывом прослеживаются во многих местах хр. Сабля, на водоразделе рек Седью и Б. Патока.

Породы субинтрузивной фации (силлы и дайки) в разной степени дифференцированы. Дифференцированные интрузии имеют, как правило, следующее строение (снизу вверх): пикриты – пироксениты – лерцолиты – пикритовые габбро-диабазы – конга-диабазы. Размеры и протяженность тел колеблются от первых сотен метров до 2–3 км, при мощности от 2–5 до 100–3000 м. Максимальная мощность пород формации — 1800 м.

По кислотности породы в равной мере распределены в двух интервалах значений:  $\text{SiO}_2 = 42\text{--}50$  и  $50\text{--}54$  масс.%. Содержание щелочей в вулканитах в среднем довольно низкое, в сумме редко превышает 4 масс.% при  $n = 80$ . Для них характерна большая известковистость и глиноземистость (высокоглиноземистые базальты). Согласно классификации Н.А.Румянцевой (1977) породы формации образуют пикрит-базальт-трахибазальтовую ассоциацию, среди которой 35% натриевых, 60% — калиево-натриевых и 5% калиевых разновидностей.

**Севернородоитыинская субформация** прослеживается в северной части Народоитыинского хребта, совпадая с водораздельной частью, в зоне краеплитного рифта (рис. 7). В пределах субформации выделяются восточная, средняя и западная зоны проявления толеит-базальтового вулканизма. Восточная зона протяженностью около 40 км прослеживается в основном в верхнем течении восточных рек Колокольня, Грубею, Хаймы. Центральная зона имеет такую же протяженность и размещается в истоках одноименных рек. Породы западной зоны развиты в области рек Парнокаю, Большой и Малой Хаймы,левой Грубею, Грубеювож, Воравож.

Среди пород этой трапшовой субформации выделяются эффузивная, субвулканическая, пирокластическая и жерловая фации. В составе эффузивной фации лавовые потоки сложены пикрито-базальтами, базальтами, диабазами, трахибазальтами. Их суммарная мощность колеблется от 300 до 2000 м. Здесь, в истоках руч. Пожемаю (обн. 4, 5, 45) и р. Мокрая Сыня (северная часть восточной полосы), на темно-серых филлитах залегает первый покров, основание которого сложено мелкозернистыми, массивными пикрито-диабазами с единичными миндалинами, выполненными кальцитом, хлоритом, стильномеланом и пиритом. Кровля потока представлена миндалекаменными андезито-базаль-

товыми афиритами с массой кварцевых, стильпно-мелановых и кальцитовых миндалин. Мощность потока 35 м. Второй и третий потоки по своему составу и строению близки. Общая мощность потоков — 75 м. Во всех покровах отмечается равномерная вкрапленность сульфидов: пирит, пирротин, реже — халькопирит и пентландит.

Выше основных эффузивов залегают песчаники, кварцево-серицитовые сланцы, темно-бурые филлиты моллюдмусюрской свиты, которые обычно сильно метаморфизованы, с зеркалами скольжения.

В пределах западной полосы, в истоках р. Грубеювож, выше зеленых песчаников залегают потоки и покровы основных лав (обн. 216, 217), размещенные параллельно Народоитыинскому рифту. Наблюдается не менее восьми потоков общей мощностью 1100 м. Лавовые покровы в основном сложены афанитовыми толеит-базальтами и пикритобазальтами. Кровлю покровов слагают миндалекаменные диабазы и базальтовые лавобрекчии, имеющие вид пенистой лавы. При этом первый лавовый покров обычно сложен меланобазальтами со столчатой отдельностью, а остальные, представленные базальтами и диабазами, обладают пластово-глыбовой отдельностью.

По направлению на юг, в истоках рек Правой илевой Грубею, строение лавовой тощи значительно изменяется. Происходит выклинивание песчаников, которые вновь появляются только в истоках р. Хаймы. Мощность формации увеличивается. Сильно возрастает роль субвулканических образований (обн. 248).

Верхняя граница лавовой толщи относительно более ровная, она выражается согласным залеганием графитоносных сланцев (метаугленосная формация) на лавобрекчиях и пузыристых лавах диабазов.

Лавовые излияния, судя по крайне низкому коэффициенту палеоэкссплозивности, равному 0,5–1,5%, носили спокойный характер.

Субвулканические образования развиты как среди эффузивной толщи, так и в серицито-кварцевых сланцах, филлитах и песчаниках грубеинской и погурейской свит ордовика. В истоках руч. Грубеювож наиболее западный силл габбро-диабазов имеет хорошо выраженную столчатую отдельность (обн. 204). Его мощность 70–80 м. Затем после километровой пачки кварцево-серицитовых сланцев залегает силл оливин-двупироксеновых габбро, пикритовых габбро-диабазов также со столчатой отдельностью (обн. 248). Диаметр столбов достигает 7–8 м в первом теле и 3–4 м — во втором. В нижней экзоконтактовой зоне вмещающие этот силл кварцево-серицитовые сланцы (аз. пад.  $100^\circ \angle 30^\circ$ ) подвергнуты ороговикованию и сульфидизации. В его кровле залегают песчаники, мощность которых достигает 400–600 м.

К югу субинтрузивные тела имеют морфологически разнообразную форму и представлены пятнистыми габбро, габбро-диабазами, часто с ультрамафитами, эссексит-диабазами, иногда с пегматоидными образованиями. Они обычно обнаруживают тесную пространственную сопряженность с центрами вулканической деятельности (обн. 248). В этих центрах их количество резко увеличивается, а морфология усложняется (дифференцированные тела пикрито-габбро-диабазов мощностью до 700 м). Линейно вытянутые тела по простиранию прослеживаются на расстоянии до 3–5 км. Это позволяет предполагать наличие единого подводящего канала как для поверхностных лавовых полей, так и межпластовых силлов. Силлы габбро-диабазов обычно несут сульфидное оруденение — пирит, пирротин, реже — пентландит, халькопирит (с Pt и Au).

Севернее, в районе р. Няньворгавож, широко распространены только силлы (многоярусные), дайки и пластообразные тела, в пределах полосы шириной до 20 км. Структурно они приурочены к системе мелких разломов северо-восточного простирания в пределах Северонародитынской ветви краеплитного рифта, чередуясь каждые 10–30–50 м. Отмечается несколько наиболее насыщенных участков, приуроченных, по-видимому, к тектонически активным узлам повышенного развития трещиноватости вмещающих пород и сопряженных дизъюнктивных структурных элементов различных направлений.

Изучение палеовулканов позволило установить районы (рис. 7) предполагаемого расположения центров вулканических извержений (руч. Пожемъю), обнаружить реликты древнего вулканического аппарата (истоки р. Правая Грубею). Доступная в настоящее время непосредственному наблюдению вулканическая постройка в истоках р. Левая Грубею представляет собой лавовый конус и, вероятно, часть побочного кратера — вулканической трубки взрыва. Лавовый конус палеовулкана образован несколькими залегающими друг на друге лавовыми покровами, при полном отсутствии каких-либо пирокластических образований. Лавовый поток, лежащий в нижней части вулканического конуса, сложен массивными темно-зелеными, почти черными брекчированными базальтами, обнаруживающими тесную связь, с одной стороны, с эруптивными брекчиями толеит-базальтов, а с другой — с породами слабодифференцированного силла.

Второй и последующие потоки хлоритизированных, карбонатизированных и эпидотизированных базальтов и диабазов содержат большое количество кварц-эпидитовых жил. Тектурная зональность потоков заключается в наличии в основании зон стилиномеланизации, а в кровле — миндалекаменных брекчированных пород. Миндалины



обычно выполнены кальцитом, на который наложилась более поздняя эпидотизация.

В нижней части вулканической постройки, реже — в средней, широко развиты кальцит-эпидотовые брекчии, имеющие в основном вытянутую в северо-восточном направлении жилообразную (до 1–5–6 м) или овальную (15–40 м) форму. Эруптивные брекчии имеют массивное сложение, темно-зеленый цвет и состоят из обломков диабазов, базальтов и пикритов размером до 1,0 м, сцементированных небольшим количеством лавового цемента. Вокруг обломков и жил эруптивных брекчий наблюдаются темные реакционные, почти мономинеральные стильпномелановые каймы (оторочки). Вдоль этих зон установлена интенсивная стильпномеланизация, альбитизация, магнетитизация и сульфидизация (пирит, пирротин, реже пентландит с Pt, халькопирит и самородное золото).

Изучение разрезов трапповой формации в пределах Северонародотинского района показало, что его формирование происходило в результате трещинных извержений, а сами вулканические аппараты принадлежали к щитовым полигенным палеовулканам (платовулканам) центрального исландского типа, контролирующимся крупным разломом и его ответвлениями.

Общей чертой эруптивных брекчий, развитых в пределах вулканических аппаратов, является первоначально высокая температура их образования и текучесть. Мелкораздробленный материал содержал большое количество летучих. Об этом свидетельствуют миндалекаменная текстура как в обломках, так и в цементе, а также мощные зоны пропаривания (1–3 м) и реакционного разъедания краевой части обломков, результатом чего является их округлая форма.

Особенностью эффузивно-эксплозивных образований вулканических построек является исключительно сильное проявление поствулканических пневматолито-гидротермальных изменений пород, заключающихся в порфиробластовой, гнездовой и прожилковой стильпномеланизации и окварцевании, а также в последующей карбонатизации, эпидотизации, гематитизации и сульфидизации.

С трапповой формацией связаны проявления Co, Ni, Pt, Au, Cu, образующие кобальт-никелевый рудный пояс.

Пересчет на нормативный состав пород трапповой формации указывает наличие кварца. При этом даже субщелочные вулканы содержат в составе нормативный кварц. В более кислых дифференциатах содержание кварца возрастает (до 11%). Нормативный оливин появляется в пикритах и пикритовых габбро-диабазлах, в среднем составляя 12% с соотношением Fo:Fa = 6:1. Связь с базальтовой магмой несом-

ненна. На это указывают постепенные переходы в пределах серий от габбро-диабазов и диабазов через диабаз-пикриты к пикритам, повышенная железистость (18% и выше) в отличие от производных ультраосновной магмы, повышенные содержания Al, Ca, Fe и пониженные — Mg (приложение 1). Все это типично для пород трапповой формации.

### **2.2.5. Позднекембрийско-ордовикская парнукско-лапчавожская перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовая формация (Є<sub>3</sub>–О<sub>1</sub>)**

Породы этой формации (рис. 1,14) и сопровождающие их ультрамафит-мафитовые тела диабаз-пикритовой субформации сформировались вдоль ослабленной дугообразной тектонической зоны в коре континентального типа (истоки рек Кобылаю, Пуйвы, Щекурью, Маньи, Парнука, Вангыра, Маньхобею, Николайшор, Лапчавож, Пеленгичей, Балбанью).

Возрастное положение перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовой ассоциации определяется тем, что габбро Парнукского массива содержат отдельные «блоки и останцы» кварцито-песчаников ордовика (тельпосская свита), а гранодиориты (р. М.Хатамба) прорывают и метаморфизируют (горячий контакт в коренном обнажении) хьдейские отложения нижнего ордовика, а также инъецируют граниты Маньхобеюсского и Вангырского массивов.

K/Ar определения биотита из тоналитов и гранодиоритов Лапчавожского массива дают возраст  $395 \pm 14$  млн.лет, а роговой обманки из гранодиорита —  $497 \pm 25$  млн.лет. Абсолютный возраст гидротермального рудообразования в этом районе 262–290 (горный хрусталь) и  $278 \pm 12$  млн.лет (молибденитовая минерализация) (Калинин, 1985). Более поздние Rb-Sr определения этих же гранодиоритов указывают на возраст  $494 \pm 9$  млн.лет (Андреичев, 1999),  $513 \pm 9$  и  $535 \pm 10$  млн.лет (Соболева, Андреичев, 1997). Мы считаем достаточно обоснованным Є<sub>3</sub>–О<sub>1</sub> возраст данной формации.

Парнукский (18×3–8 км) и Лапчавожский (10×0,5–2,5 км) дифференцированные массивы — это неправильной формы или протяженные тела. К югу от Парнукского массива в области правобережья руч. Банного установлен расслоенный перидотит-клинопироксенит-габбровый массив, а на водоразделе рек Парнука, Маньи и на р. Николайшор (среднее течение) — пикрит-диабазовые тела (рис. 14).

Главная интрузивная фаза этой формации представлена габбро и диоритами; реже встречаются апоперидотитовые серпентиниты, пироксениты и горнблендиты, образующие линзовидные тела среди габбро (Голдин, Фишман, 1967). Вторая фаза — кварцевые диориты, гра-

нодиориты, тоналиты, плагиограниты, которые слагают небольшие вытянутые тела (0,5×2,0 км) или участвуют в строении относительно крупных массивов (0,5–2,5×10 км), составляя в этих случаях более 50% обнаженной поверхности массива.

Жильные породы представлены габбро-диабазами, пикритами, диабазами, реже — плагиоаплитами. Среди гранодиоритов, чередующихся с габбро, отмечаются кварцевые жилы лестничного строения с крупными (10–15×2–3 см) кристаллами турмалина.

Гранодиориты часто содержат переработанные округлые, овальные и угловатые ксенолиты (до 5–10 см в поперечнике) эпидотизированных габбро-амфиболитов, мелкозернистых биотит-роговообманковых габбро-диоритов, микродиабазов, кварц-серицит-турмалиновых сланцев.

В химическом отношении апоперидотитовые серпентиниты и клинопироксениты парнукско-лапчавожской формации отличаются от альпинотипных офиолитовых ультрамафитов Тагило-Магниторской мегазоны большим количеством  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  и меньшим содержанием  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$ . В габбро больше  $SiO_2$ ,  $FeO$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$ , меньше  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ . Кварцевые диориты характеризуются минимальными содержаниями (до 58 масс.%) и суммой щелочных металлов ( $K_2O+Na_2O = 5,6$  масс.%), но максимальными —  $Al_2O_3$ ,  $\Sigma Fe$  и  $MgO$ . Тоналиты и гранодиориты отличаются от кварцевых диоритов более кислым составом и содержат больше  $SiO_2$  (63,0–69,0 масс.%), щелочей ( $Na_2O+K_2O = 6–7$  масс.%) и меньше  $Al_2O_3$ ,  $Mg$ ,  $\Sigma Fe$  и  $CaO$ . Тоналиты несколько основнее и содержат в среднем больше  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , а гранодиориты, в свою очередь, большие количества  $SiO_2$  и  $Na_2O$ . Плагиограниты с  $SiO_2 = 70\%$  в наименьших количествах содержат фемические компоненты и  $CaO$ . Несмотря на значительно более высокую кислотность по сравнению с породами группы гранодиорит – тоналит ( $SiO_2 = 65–71$  масс.%), общее количество щелочей остается на том же уровне ( $Na_2O+K_2O = 6–6,5$  масс.%). Устанавливается четкая обратная зависимость большинства породообразующих окислов от  $SiO_2$ . Для  $K_2O$  и суммы щелочей прослеживается слабовыраженная зависимость от  $SiO_2$ .

Породы гранодиорит-тоналитового ряда формировались в среднем при  $P_{H_2O} = 2–3$  кбар и  $T = 700^\circ C$ . Эти данные подтверждаются диаграммами фазового соответствия роговой обманки и биотита, которые определили режим их существования в достаточно широких пределах ( $P_{H_2O} = 1–3$  кбар,  $T = 690–800^\circ C$ ).

Набор пород составляющих описываемую ассоциацию: апоперидотиты, пироксениты, горнблендиты, габбро, тоналиты, гранодиори-

ты. Их петрохимическая и металлогеническая специфика напоминает набор некоторых рифтогенных зон. Породы перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовой формации внедрялись по ослабленной линейной тектонической зоне в кору континентального типа (отложения тельпосской свиты представляли собой пляжные пески, сформировавшиеся в условиях жаркого гумидного климата). Внедрение сопровождалось активными процессами контаминации. Присутствие крупных ксеногенных включений ультрамафитов, окруженных реакционными каймами в габбро, может указывать на глубинность зарождения магмы и их первичную мантийную природу, как и в рифтах.

### **2.2.6. Позднекембрийско-ордовикская сивъягинская диабаз-пикритовая формация (Є<sub>3</sub>–О)**

Породы диабаз-пикритовой формации в пределах западного склона севера Урала пользуются ограниченным распространением. По времени внедрения они являются не самыми древними, как это считалось ранее (Фишман и др., 1969; Фишман, Голдин, 1963), а, наоборот, в основном наиболее молодыми среди рифейско-раннепалеозойских магматитов. Они приурочены к зонам рифтов и прорывают породы всех вышеописанных магматических формаций или входят в состав кембро-ордовикских рифтогенных формаций.

Морфологически представлены крутопадающими дайками, штоками или небольшими расслоенными телами (массивами), в строении которых принимают участие пикриты, пикрито-лерцолиты, пикритовое габбро и габбро-диабазы, иногда превращенные в серпентиниты, актинолиты и амфиболиты (с фукситом).

Нормативные пересчеты указывают, что основной объем ультрамафитов представлен ферромагнезиальными минералами: оливином (25,0–41,0% с соотношением fo:fa от 5:1 до 9:1) и гиперстеном (24–51%). Реже отмечается диопсид. По сравнению с гарцбургитами пикриты отличаются меньшим содержанием SiO<sub>2</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O и большим — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO (приложение 2).

### **2.2.7. Средне-верхнепечорская трапповая формация (D<sub>2</sub>)**

По составу формация включает ассоциацию небольших тел основных магматических пород, развитых на западном склоне складчатого Урала и прорывающих ранне- и среднепалеозойские отложения, вплоть до среднедевонских включительно. Выделяются две области распространения трапповой формации: 1) правобережье средней и верхней Печоры; 2) хр. Пай-Хой (Трапповые формации..., 1972).

В районе верхней и средней Печоры трапповая формация локализовалась в пределах известняковой зоны и сложена исключительно интрузивной фацией. На Пай-Хое породы трапповой формации развиты в обеих палеоструктурных зонах и состоят из эффузивов и гипабиссальных тел, с преобладанием последних; в осевой части Пай-Хоя развиты исключительно породы интрузивной фации.

Траппы интрузивной фации залегают среди отложений разного возраста — от рифея до верхнего девона, располагаясь чаще в местах пересечения глубинных разломов и приурочиваясь к поверхностям раздела терригенных (песчаники, кварцево-серицитовые и другие сланцы) и карбонатных (известняки) пород.

Интрузивные траппы образуют, главным образом, согласные пластообразные залежи — силлы (простые, многоярусные), реже дайки; иногда встречаются хонолитообразные тела. Все тела, за исключением маломощных, в той или иной степени дифференцированы, но резкая дифференциация с отслоением ультраосновных и рудных разностей характерна лишь для хонолитов (независимо от их размера) и очень крупных силлов (типа Сопчи-Мыльк на Пай-Хое и Столбовской на верхней Печоре). Дифференцированные интрузии имеют в основном следующее строение (снизу вверх): пикритовые — оливин-биотитовые — безоливиновые габбро-долериты (или диабазы), конга-диабазы, эссекит-диабазы, кварцевые долерито-монцониты. Последние обычно образуют неправильной формы участки среди рудоносных интрузивов.

Дифференцированные интрузии, как и в большинстве районов развития трапповых формаций (Урванцев и др., 1964), внедрились в процессе формирования валообразных поднятий и прогибов. В то же время недифференцированные интрузии сформировались в более спокойной обстановке, внедряясь по трещинам и выполняя плоскостные пустоты. Размеры и мощности тел колеблются в широких пределах. Их длина от первых сотен метров до 5–10 км, мощность — от 2–5 до 100–250 м.

С дифференцированными интрузиями на Пай-Хое, реже на средней и верхней Печоре пространственно и генетически связано магматическое вкрапленное титаномагнетитовое (хр. Тима-Из и др.) и сульфидное оруденение (центральный Пай-Хой). Пирротин-пентландит-халькопиритовая минерализация на центральном Пай-Хое приурочена к относительно меланократовым разностям габбро-диабазов, образующим линзообразные тела преимущественно в подошвенных частях хонолитов.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород на верхней Печоре обычно слабы и выражаются в перекристаллизации и некотором

ороговиковании. Экзоконтактовые зоны (до 300 м) на Пай-Хое всегда резко выражены. Здесь встречаются роговики по глинистым сланцам без рудной вкрапленности, скарноподобные породы с гранатом и пирротин-халькопиритовым инъекционно-метасоматическим орудением — по известнякам.

По петрографическому составу среди интрузивных траппов выделяются пикритовые габбро-долериты, габбро-долериты, диабазы (палеотипные) и долериты (кайнотипные), габбро-диориты, конга-диабазы и кварцитовые долерито-монцониты.

Состоят они на 80–95% из плагиоклаза и пироксена; реже отмечаются оливин, роговая обманка и биотит. К минералам, занимающим второстепенное место, частично эпимагматическим и вторичным, относятся микропегматит, мусковит, актинолит, хлорит, боулинит, калиевый полевоый шпат, кварц, эпидот, карбонаты и лейкоксен. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, магнетитом, апатитом, пиритом, пирротином, пентландитом, халькопиритом и цирконом.

Структуры пород — офитовая, пойкилоофитовая, толеитовая, габбро-офитовая, порфировая. Для них характерен резко выраженный идиоморфизм удлинённых таблитчатых кристаллов плагиоклаза по отношению к пироксенам. В ряде случаев отмечается приблизительно равный их идиоморфизм. Все остальные минералы являются ксеноморфными и заполняют интерстиции между плагиоклазами и пироксенами.

Средний состав пикрито-долеритов занимает промежуточное положение между пикритом и платобазальтом по Р.Дэли, а средний состав габбро-долеритов и долеритов располагается рядом с платобазальтом и идентичен с ним по всем основным петрохимическим показателям. В целом рассматриваемая серия пород верхней Печоры относится к слабодифференцированной и близка к известным трапповым сериям бывшего Советского Союза и мира.

Породы центрального Пай-Хоя по классификации А.Н.Заварицкого относятся к классам 4 и 5, насыщенным и слабо насыщенным  $\text{SiO}_2$  породам и в единичных случаях к пересыщенным  $\text{SiO}_2$  (классы 2 и 3), к группам бедным и очень бедным щелочами (редко умеренно богатым).

Средние составы пород Пай-Хоя близки к средним аналогам: мировым типам пород по Р.Дэли, траппам Сибирской платформы, долеритам Карру и т.д.

По основным петрохимическим показателям траппы верхней Печоры и Пай-Хоя очень сходны. Некоторые различия наблюдаются в коэффициенте окисленности 100 (в долеритах первых — 68,4, во вто-

рых — 41,6), что, возможно, связано с характером рудоносности: титано-магнетитовым — верхней Печоры и сульфидным — Пай-Хоя.

### 2.2.8. Северноприуральская трапповая формация (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>)

Выделена и описана впервые Н.И. Тимониным (Трапповые формации..., 1972; Тимонин, 1999). В настоящее время покровы базальтов позднепалеозойско-раннемезозойской формации сохранились лишь в небольших мульдах, вытянутых в виде цепочки к востоку от гряды Чернышева и расположенных по обе стороны от поднятия Чернова. Такая подчиненность брахиструктур, выполненных базальтовыми телами, ориентировке указанных поднятий, шовная природа которых установлена, подчеркивает трещинный характер излияний базальтов. Полученные данные свидетельствуют о наличии на большей части Печорского угольного бассейна двух покровов базальтов, разделенных толщей нормально-осадочных пород. Мощность базальтовых покровов колеблется в значительных пределах. Так, мощность верхнего покрова изменяется от 26–27 м в западных районах (восточный борт гряды Чернышева, скв. 63, 458) до 35–37 м в районе Воргашорского угольного месторождения (скв. 1152–1178). Далее к востоку (реки Силова, Хальмерью) мощность верхнего покрова, по данным Л.Н.Белякова и Г.Ф.Проскурина, вновь уменьшается до 16 м.

Мощность нижнего покрова тоже колеблется, уменьшаясь от 12–14 м в скв. 63, 458 до 1–2 м в районе Воргашорского месторождения и вновь увеличиваясь до 8–12 м в восточных районах Коротаихинской впадины. Такие значительные колебания, скорее всего, вызваны интенсивным размывом нижнего базальтового покрова во время отложения межбазальтовой пачки пород. По данным К.М.Вайнера и Ю.М.Чеботарева, например, в восточной части Коротаихинской впадины в межбазальтовой пачке конгломератов до 70–80% галек представлено обломками пород, аналогичных базальтам нижнего покрова.

На западном борту гряды Чернышева (реки Адзьва и Исак-Ю) известен только один покров базальтов, вскрытая мощность которого достигает 30–40 м. Здесь базальты слагают центральную часть асимметричной Тальбейской синклинали.

Мощность и состав пород межпокровной толщи также претерпевают существенные изменения в направлении с востока на запад. Если в бассейне р. Силовы эта толща (мощность 60–70 м) представлена исключительно крупногалечными и валунными конгломератами, то в районе Воргашорского месторождения (скв. 1178) она сложена грубозернистыми полимиктовыми песчаниками (мощность 26–28 м). У восточного

борта гряды Чернышева мощность ее достигает лишь 11–13 м, причем здесь развиты исключительно аргиллиты и алевролиты.

Рассматриваемая формация в пределах Северного Приуралья известна лишь в эффузивных фациях.

В строении базальтовых покровов достаточно отчетливо наблюдается циклическое строение, выражающееся в чередовании миндалекаменных и афанитовых базальтов, причем для последних характерна отчетливо выраженная столбчатая отдельность. По чередованию зон различных типов пород в районе р. Адзвы во вскрытой части базальтового покрова наблюдается разделение его не менее чем на три потока с характерными признаками кровли и подошвы. Как правило, каждый поток начинается зоной миндалекаменного базальта мощностью 0,3–0,5 м. Выше располагается зона афанитовых базальтов с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью (2–4 м), над которой располагается зона гиабазальтов с грубошаровой отдельностью (1–3 м). Поток завершается зоной пузыристого базальта. Обычно верхняя часть этой зоны интенсивно окрашена в бурый цвет за счет окисления железа в результате выветривания перед излиянием очередного потока лавы. Мощность отдельных потоков достигает 7–10 м.

При микроскопическом изучении базальтов отчетливо проявляются признаки гравитационной дифференциации минералов в пределах потока, которая устанавливается по увеличению количества феррических минералов и уменьшению количества вулканического стекла по направлению к подошве потока.

Базальты Северного Приуралья характеризуются сравнительно однообразным минеральным составом. Порфиновые выделения представлены зернами плагиоклаза и моноклинного пироксена. Плагиоклаз во вкрапленниках присутствует в двух генерациях. Зерна плагиоклаза первой генерации таблитчатой формы с удлинением 5:1. Они, как правило, интенсивно корродированы вулканическим стеклом. Часто в центральных частях вкрапленников присутствуют мелкие обособления вулканического стекла.

Плагиоклаз второй генерации характеризуется правильными кристаллографическими очертаниями. Размеры этих вкрапленников достигают 1,1×0,1 мм. Фенокристаллы плагиоклаза являются лабрадором с количеством анортитовой молекулы 65–70% ( $N_g = 1,570$ ;  $N_p = 1,564$ ). В отличие от них микролиты плагиоклаза в основной массе представлены более кислым лабрадором (№ 55 по максимальному симметричному углу погасания).

Моноклинный пироксен в виде фенокристаллов занимает сравнительно небольшой объем в породе (1,5–5%). Он образует зерна



котороткопризматической формы с размерами  $0,8 \times 0,1$  мм. Чаще всего зерна пироксена полисинтетически сдвойникованы. По составу они, по видимому, отвечают авгиту  $Np=1,696$ ,  $Nm=1,708$ ,  $2V=45-50^\circ$ ) следующей составу:  $Wo_{36-40}En_{32-30}Fs_{32-30}$ .

Вулканическое стекло наиболее развито в верхних зонах потоков. По направлению к подошве потока темное, слабодевитрифицированное стекло постепенно сменяется буровато-зеленым, слабо просвечивающим в проходящем свете, причем в нижних частях потока широко развиты скелетные кристаллы рудных минералов (магнетита и ильменита).

Из акцессорных минералов, кроме рудных, присутствуют мелкие кристаллы апатита, отмечается пикотит.

Для мандельштейнов и пузыристых лав характерно обилие округлых миндалин диаметром 3–5 мм. Обычно они выполнены хлоритом, хлорофеитом, палагонитом, кальцитом.

Структурные особенности базальтов зависят от положения породы внутри потока. Для верхней части и подошвы потока характерны гиалобазальты с гиалопилитовой структурой и миндалекаменной текстурой. В центральных частях потоков развиты порфиоровые базальты с интерсертальной, участками долеритовой структурой основной массы.

Для базальтов Северного Приуралья характерен свежий, кайнотипный облик. Вторичные изменения в базальтах ограничиваются частичной хлоритизацией вулканического стекла и пироксена, а также частичной альбитизацией плагиоклаза. Участками отмечается замещение моноклинного пироксена карбонатами.

Петрохимические особенности и нормативные составы базальтов позволяют отнести последние к производным толеитовой магмы, для которой, по Г.Иодеру и К.Тилли (1965), характерно наличие нормативного гиперстена. Его содержание в проанализированных породах составляет 17–24%, а нормативного кварца — 3–5%. Особенности химизма данных пород (значительное содержание щелочей при пониженном содержании извести, повышенное содержание кремнезема) позволяют отнести базальты Северного Приуралья к производным кислой ветви толеитовой серии магм со слабощелочным уклоном. По этим признакам они очень близки к базальтам нижнемезозойской трапповой формации Зауралья, описанным К.П.Ивановым (Иванов, 1963; Архангельский, Иванов, 1968).

По петрохимическим особенностям базальты Северного Приуралья близки к траппам молодых платформ и в значительной степени отличаются от траппов древних платформ.

В заключение отметим, что источником траппового магматизма была толеит-базальтовая магна, в процессе подъема которой в различных тектонических условиях сформировались разные интрузивные и эффузивные серии.

Среднепалеозойский (в основном девонский) магматизм севера Урала, по-видимому, является отголоском единого тектонического этапа, особенно широко проявившегося в средне-позднедевонское время на Русской и Сибирской платформах (Гоньшакова, 1968).

Дифференцированные тела центрального Пай-Хоя обладают рядом сходных признаков — геологоструктурных, минералогических (идентичным составом пироксенов и т.д.), петрохимических — с рудоносными телами, развитыми на северо-западе Сибирской платформы, различаясь между собой масштабами оруденения.

Трапповая формация верхней Печоры по некоторым признакам занимает промежуточное положение между рудоносными и нерудоносными траппами. Здесь имеются признаки как титаномагнетитовой, так и халькопирит-пирротиновой минерализации (хр. Тимаиз, гора Столбовая) с перспективами на Fe, Ni, Pt и Au.

## Глава 3

### **Петрология, петрохимия и геохимия магматитов**

История венд-раннепалеозойского развития рассматриваемой зоны четко распадается на два этапа тектонической активности: венд-раннекембрийский (?) доуральский и позднекембрийско (?) -ордовикский уральский. Черты магматизма на каждом этапе во многом повторяются, однако есть и специфические особенности. Смена этапов подчеркивается наличием эпохи спада тектонической активности в кембрии и изменением тектонического плана на втором этапе по сравнению с первым. Особенности развития территории в венд-кембрийское время, несмотря на широкое распространение молассоидов и вулканоплутонических ассоциаций, не отвечают представлениям о классической геосинклинали или орогене. На первом этапе в пределах западного склона Урала и на северо-востоке Восточно-Европейской платформы существовал вулканический пояс, с широкими проявлениями преимущественно базальтоидного магматизма в мелководных и наземных условиях. Латеральная зональность магматизма определялась наличием трех главных ассоциаций:

- 1) недифференцированных малоглубинных базальтоидов;
- 2) контрастных серий, как калий-натриевых базальт-риолитовых, так и отчасти комагматичных им габбро-гранитных;
- 3) дифференцированных (до появления пикритов) базальтоидов с относительно повышенной щелочностью и глубиной формирования.

Особняком стоят офиолиты хр. Енгане-Пэ и дифференцированная андезитовая серия (хр. Енгане-Пэ, районы рек Лапча-Вож, Маньхобею), которые могли формироваться в условиях океанической впадины и зоны Беньюфа. Однако геодинамическая обстановка формирования трех глав-

ных серий определялась, видимо, растяжением континентальной или субконтинентальной коры без ее разрыва. Малые горизонтальные амплитуды растяжений и их длительность приводили к разогреву коры. Этот разогрев обусловил, наряду с образованием широко распространенных бимодальных ассоциаций, возникновение сопутствующих процессов гранито-гнейсового диапиризма, с продвижением фронта гранитообразования по площади от гранито-гнейсовых куполов к их периферии и по глубинности очагов от «гранито-гнейсового» слоя коры к «базальтовому». Имевшая место затем в поздневендское время интенсивная складчатость и образование лаптопайской молассы по времени проявления аналогичны кадомской орогении Западной Европы. Ни по времени проявления, ни по генезису она не может быть сопоставлена с байкальской.

Второй, позднекембрийско (?)–ордовикский этап развития территории сопровождался возникновением трех важнейших ассоциаций:

- 1) слабодифференцированных базальтоидов (траппоидов) континентального типа;
- 2) контрастных серий, развитых почти исключительно в вулканической фации, с четко выраженным щелочным, калиевым уклоном;
- 3) субщелочных и щелочных, глубинных базальтоидов.

Ведущая роль базальтоидов и определяющее значение напряжений растяжения на этом этапе видны еще более четко, чем на первом. Сравнительно быстрое и интенсивное растяжение, приведшее к раскалыванию коры и образованию океанической впадины Уральской эвгесинклинали, обусловило сравнительно слабый разогрев континентальной литосферы и как следствие — меньшее развитие контрастной ассоциации и повышенную щелочность (большую глубинность очагов) базальтоидов.

Таким образом, среди известных проявлений базальтоидного магматизма можно четко выделить три группы ассоциаций: малоглубинных базальтов, контрастных магматитов, глубинных базальтоидов. При этом нами обобщены материалы по венд-раннепалеозойскому магматизму всей зоны сопряжения Урала и Восточно-Европейской платформы.

### **3.1. Недифференцированные малоглубинные базальтоидные формации**

Эти формации — верхнекожимская и манарагская — объединяют следующие субформации\*: няровейскую, оченьрдскую, бедамельскую,

\* Субформация или конкретный комплекс.

нярминскую, кокпельскую (на Полярном Урале), большехатамбинскую и манарагскую (на Приполярном Урале), уфалейскую, суваянскую, мазаринскую, аршинскую, криволукскую, вильвенскую, прибельскую, каялинскую, анайскую, максютовскую (на Северном и Южном Урале). Во всех районах Урала существенно вулканогенные накопления мафитового состава манарагской формации первого этапа перекрывают или содержат в нижних горизонтах линзы отложений, объединяемые близкими по возрасту органическими остатками (онколиты и катаграфии), что позволяет относить базальтовую формацию к раннему венду. Продукты их разрушения содержатся в составе ашинской, лаптопайской свит и их аналогов, а также в отложениях тельпосской свиты ордовика. Вулканиды второго этапа (изъяхойская формация) обычно ассоциируют с пестроокрашенными филлитами и кварцево-серицитовыми сланцами и песчаниками кембрийско-ордовикского возраста.

Среди вулканических образований малоглубинных формаций выделяются три фации: эффузивная, субвулканическая и пирокластическая. Эффузивы образуют покровы, в разрезах выраженные пачками, иногда разделенные прослоями (1–10 м) черных углистых, кварцево-серицитовых и филлитовидных сланцев. Мощность пачек 100–300 м. Набор петрографических типов однообразен — это исключительно породы основного ряда: базальты, реже диабазы и очень редко андезитобазальты. Широко распространена афировая разность вулканидов.

Субвулканические образования (габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты) представлены дайками и небольшими sillами. Длина тел от 250 м до 2,5 км при мощности до 150 м. Тела обычно согласные как с вмещающими их покровными вулканидами, так и с подстилающими породами метаморфической толщи.

Пирокластическая фация не имеет широкого распространения, о чем свидетельствует низкий коэффициент explosивности ( $E = 0–3\%$ ), указывающий на неблагоприятные условия для проявлений взрывной деятельности. Вулканиды формации слагают крупные подводные полигенные палеовулканы трещинного типа. По характеру фаций среди них преобладают в основном лавовые вулканы, тогда как смешанные и рыхлые вулканы распространены ограниченно.

С ранневендской базальтовой формацией синхронны в фундаменте Восточно-Европейской платформы траппы иотнийской и полесской серий, габбро-диабазы Балтийского щита, диабазы и базальты Украинского щита и Вольно-Подольской плиты и др.

## 3.2. Контрастные магматические формации

В составе этой группы формаций, как правило, участвуют гетерогенные и контрастные по составу магматиты, включающие эффузивные и субинтрузивные образования. Они, по-видимому, охватывали огромные площади в пределах Центрально-Уральской зоны (Голдин, Пучков, 1976; Лучинин и др., 1974). Обычно устанавливается площадное совмещение разноглубинных и сложных по строению и составу ассоциаций, представленных трахибазальт-базальтовой (габбровой, габбро-сиенитовой), щелочно-риолит-риолитовой (гранитной, монцонит-гранитной) субформациями. Магматиты ассоциируют с молассоидами, представленными граувакками, аркозами, конгломератами (иногда с гранитной галькой), тиллитами, пестроокрашенными филлитами и пляжными метапесками ( $E_2$  или  $O$ ).

В пределах сохранившихся палеовулканов (подводные, а на завершающих стадиях наземные стратовулканы), нередко осложненных вулканотектоническими депрессиями, среди мафит-салических вулканических ассоциаций развиты эффузивные, субвулканические, экструзивные, вулканокластические и жерловые образования, различающиеся своими количественными соотношениями (истоки рек Сивъяги, Изъяхой, Погурей и т.д.). Наличие игнимбритов и лапиллей трахириолитов указывает на платформенные условия их образования.

В пределах Оченырдынского палеоподнятия и в Манарагском, Хатамбинском, Чигим-Харутском и многих других районах, где преобладающую роль играют вулканы малоглубинных базальтовых формаций, развиты дайки, штоки и субвулканические тела салических и мафических вулканических контрастных субформаций, у которых верхняя часть вместе с крупнообломочными обвальными брекчиями денудирована, но в некоторых случаях сохранились ареалы мелкообломочных пород того же состава. Для кислых образований, по-видимому, они являются купольными агломератами. Количественные соотношения контрастных интрузивных формаций по картированию (площадной подсчет) и геофизическим данным резко противоположны.

Сведения геофизиков, например, по Маньхамбовскому гранитному массиву указывают, что интрузивные породы мафитового состава значительно шире распространены на глубине от 500 до 800 м. К мафитовой интрузивной формации относятся согласные, реже секущие тела габбро-диабазов на Полярном Урале, дайки и изолированные тела в полях гранитоидов и силлы габбро-диабазов, диабазов и габбро-диоритов на Приполярном Урале, мелкие дайковые тела толеитовых габбро-диабазов в бассейне верхнего течения р. Вишеры (на Полюдовском

поднятии), силлы, дайки, реже штоки и субпластовые тела толеитовых кварцевых оливиновых диабазов, развитые от истоков р. Вишеры до р. Косьвы. В южной части Урала формация представлена габбро-диабазами, диабазами, долеритами и щелочными габброидами инзерского и мисселинского комплексов в западной структурно-формационной зоне и габбро-диабазами и диабазами юранского и звездинского комплексов в Центрально-Уральской зоне (Старков, 1972; Алексеев, 1976; Зильберман и др., 1976).

Салически-щелочносалические интрузивные формации представлены массивами различной формы, сложности и размеров. В их строении в зависимости от формационной принадлежности участвуют граниты, аляскиты, лейкограниты, монцониты, кварцевые монцониты, сиениты (Голдин, Пучков, 1976; Смирнов, 1964, 1969; Калинин, Пучков, 1978).

### 3.3. Глубинные базальтоидные формации

Глубинные базальтоидные формации отличаются большим разнообразием щелочных и нещелочных формаций, различно дифференцированных по составу и также часто связанных территориальной близостью или единой магмоконтролирующей структурой. Здесь устанавливаются латеральные ряды субформаций щелочнобазальтоидной формации: меланобазальтовая и трахибазальтовая на хр. Сабля, пикритобазальтовая, щелочно-базальтоидная и щелочно-ультрасосновная в районе рек Седью и Б.Патока, Вангырью и Сивъяги, базальтовая и трахибазальт-трахиандезитовая и щелочно-ультрасосновная в районе горы Тельпос-Из и т.д. К этой группе формаций на севере Урала, по-видимому, также относятся или примыкают пикритовая, андезитовые (енганепэйская и лапчавожская), трахибазальт-базанит-трахиандезит-фонолитовая (нижнепогурейская), перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовая (парнукско-лапчавожская). Набор пород последней ассоциации (пироксениты, горнблендиты, тоналиты и плагиограниты) напоминает набор магматических образований некоторых рифтовых зон. Образование формаций глубинных базальтоидов, как и вулканитов контрастных формаций, тесно связано с молассоидами и терригенными песчано-сланцевыми толщами платформенного типа, залегающими на пестроцветных филлитах ( $V_1$  или  $O_1$ ).

Для вулканогенных формаций севера Урала характерны большое разнообразие, сильная фациальная изменчивость и резкие колебания мощностей отдельных покровов, в строении которых участвуют различные ассоциации: базальты + андезито-базальты + андезиты + дациты;

пикрито-базальты + базальты (высокоглиноземистые) + андезитобазальты; трахибазальты + трахиандезиты + трахириолиты; пикриты + пикрито-базальты + нефелиниты + авгититы + базаниты + тефриты и их туфо- и лавобрекчии и т.д. Широко развиты некки, дайкообразные тела, трубки взрыва, распространенные или среди песчаников, или среди пестроокрашенных филлитов; сложены они обычно калиевыми тефритами, базанитами, лимбургитами, авгититами и другими щелочными ультрамафитами и их туфобрекчиями. Мощность даек изменяется от 0,2 до 20 м, протяженность достигает 200 м (Голдин, Пучков, 1978).

В пределах Полюдовско-Колчимского поднятия вулканы формаций глубинных базальтоидов представлены туфами, туффитами и лавобрекчиями трахибазальтов, стекловатых лав щелочно-ультраосновного состава. В бассейнах рек Косьвы, Усьвы и Койвы они состоят из базальтов и лимбургитов, трахиандезитобазальтов, авгититов и стекловатых лав, туфов, туффитов и лавобрекчий, а в качестве гипабиссальных образований — пикритов, щелочных титан-авгитовых пироксенитов, мельтейгитов, сиенит-порфиоров и граносиенитов (Румянцева, 1967; Леонов-Вендровский, Старков, 1968).

Вулканическая деятельность протекала как в подводных, так и в наземных условиях, обычно при центральном типе излияний.

Общая особенность глубинных базальтоидных формаций — присутствие ксеногенных включений пироксенитов, окруженных реакционной каймой в габброидах, ультраосновных нодулей и мегакристов высоких давлений (гранат, шпинель, корунд, платина, диопсид и т.д.) в вулканических образованиях — недоплавленных реликтов мантийного субстрата. Все это может указывать на глубинность зарождения магм и их первично мантийную природу.

### **3.4. Минерально-парагенетические типы вулканических пород**

Эффузивы представляют собой породы природной закалки силикатного расплава основного или кислого состава. Начав кристаллизоваться на глубине, они несут информацию о соответствующем составе магмы той или иной котектики. Наличие во вкрапленниках одного минерала свидетельствует об отклонении магмы от котектики, а двух и более — говорит о принадлежности к двойной или более сложной котектике (Ферштатер, Бородин, 1975). В связи с этим существенное значение имеют количественный состав и качественные характеристики минеральных парагенезисов. В породах основного состава нярминской и манарагской субформаций, изъяхойской, бедамельской и седьюской



формаций среди вкрапленников развиты пироксены + плагиоклаз и плагиоклаз. При этом плагиоклаз-пироксеновые парагенезисы в породах первых двух субформаций малочисленны; среди базальтов бедамельской и седыской формаций иногда отмечаются пироксеновые и оливковые разности, а среди андезитов — роговообманковые, с ксеногенным кварцем.

Минеральные парагенезисы вкрапленников в породах малдинской формации характеризуются лейкократовым составом при почти полном отсутствии цветных минералов. Среди них выделяются: плагиоклаз, плагиоклаз + кварц, кварц + калишпат + плагиоклаз. Минеральные парагенезисы вкрапленников пайпудынско-лемвинской трахириолитовой субформации отличаются наличием во всех типах пород калиевого полевого шпата и кварца. Наблюдаются следующие парагенезисы: кварц + калишпат, реже кварц, калишпат, кварц + плагиоклаз + калишпат, кварц + калишпат + плагиоклаз + глаукофан. Причем состав калишпата трахириолитов трахибазальт-трахириолитовой формации обычно более калиевый ( $Or_{78-85}Ab_{22-32}An_{0-2}$ ), чем малдинской. Наиболее чистые калишпаты образуются, как показывают эксперименты, в присутствии повышенного содержания воды в расплаве.

В андезитах и базальтах нярминской субформации специфику состава аксессуарных минералов определяют почти постоянно присутствующие в них в заметных количествах пирит, лейкоксен, апатит, циркон, сфен, гематит. Для каждого участка этого комплекса характерна своя минеральная ассоциация.

В базальтах района верхнего течения рек Лымбато-Яги и Большой Кары в ассоциацию входят (в порядке увеличения содержания) турмалин, гранат, гематит, лимонит, шпинель, пирит; в единичных знаках присутствуют апатит, корунд, лейкоксен, сфен, хромит, циркон.

Для базальтов хр. Кызыгей-Нырда характерна рутил-apatит-лейкоксен-муассанит-турмалин-пирит-сфен-циркон-гематитовая ассоциация.

Минеральная ассоциация пород хр. Оче-Нырда включает в себя халькопирит, муассанит, хромит, циркон, гематит, лейкоксен, сфен, апатит, пирит; в отдельных пробах к основной ассоциации подключаются блеклая руда, барит, лимонит, оливин. В единичных знаках встречаются рутил, свинец, сфалерит, дистен.

В андезито-базальтах руч. Тиз-Неза-Шор постоянно присутствуют в значительных количествах сфалерит, рутил, лимонит, муассанит, гранат, лейкоксен, апатит, сфен, гематит, циркон, пирит. Реже встречаются дистен и монацит. В единичных знаках отмечаются свинец, оливин, ставролит, турмалин.

Довольно разнообразен состав минералов, определяющих ассоциации акцессорных минералов в риолитах борзовской субформации. Основными минералами являются лимонит, сфен, лейкоксен, циркон, пирит. На разных участках породы этого комплекса характеризуются довольно отличными ассоциациями.

Оченьрдский участок характеризуется пирит-шпинель-халькопирит-лимонит-сфен-апатит-турмалин-циркон-лейкоксен-гематитовой ассоциацией, кроме того эпизодически встречаются барит, рутил, магнетит. В единичных знаках присутствуют хромит, гранат, марказит.

Другой набор акцессорных минералов определяет ассоциацию в риолитах Пожемаюского участка. Это халькопирит, ярозит, магнетит, сфен, галенит, лимонит, лейкоксен, сфалерит, пирит. В отдельных пробах к ним присоединяются ортит, ильменит, апатит, барит. В единичных знаках присутствуют циркон, золото, флюорит, пренит.

Ассоциации акцессорных минералов в породах изъяхойской формации довольно широкие и вполне определенные для пород разных участков.

Базальты собственно Изъяхойского участка характеризуются давидит-пирит-ортит-баритовой ассоциацией; в единичных знаках отмечаются анатаз, гематит, сфен, рутил.

В диабазах и базальтах Пайпудынского участка ассоциация определяется следующими минералами: рутил, ортит, циркон, пирит, апатит, гематит; в единичных знаках присутствуют галенит, сфен.

Для габбро Грубеинского района определяющей является барит-пирротин-галенит-апатит-сфен-лейкоксен-пиритовая ассоциация. Минеральная ассоциация базальтов этого же участка существенно отличается от габбровой. В нее входят лимонит, ортит, халькопирит, пирит, магнетит, гематит. Ассоциация минералов в кварцевых жилах изъяхойской формации обычно богаче, чем во вмещающих породах и содержит некоторые, специфические только для жил минералы.

Для кварц-карбонатных жил характерна халькопирит-сереброгаленит-гематит-апатит-халькозин-борнит-баритовая ассоциация, для кварц-полевошпатовых жил — рутил-лейкоксен-халькопирит-магнетит-циркон-барит-турмалин-апатит-сфен-гематитовая ассоциация. В кварц-аксинитовой жиле встречены магнетит, апатит и в единичных знаках галенит и пирит.

Самым богатым набором акцессорных минералов характеризуются кислые вулканы трахириолитовой субформации. Определяющими минералами для пород всех участков этого комплекса являются циркон, апатит, сфен, пирит, барит, гематит. В ассоциациях пород раз-

ных участков эти минералы занимают различные места и дополняются другими акцессорными минералами.

В кислых эффузивах Изъяхойского района ассоциацию определяют гранат, давидит, анатаз, лимонит, галенит, циркон, сфен, ортит, апатит, пирит, гематит, барит. Эпизодически встречаются магнетит, монацит, сфалерит, оливин, лейкоксен, целестин, халькопирит. В единичных знаках присутствуют торит, ксенотим, фергусонит, пирохлор, халькозин, медь, турмалин, рутил.

В риолитах Хадатинского участка характерными акцессорными минералами являются лейкоксен, халькозин, ортит, турмалин, магнетит, апатит, сфен, барит, лимонит, пирит, гематит. В единичных знаках присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, анатаз, циркон.

Трахиреолиды Пайпудынского района характеризуются довольно узким набором акцессорных минералов. Определяющими являются лимонит, пирит, апатит, пирротин.

Специфичны минералы щелочно-кислых эффузивов Грубеинского участка: халькозин, халькопирит, сфалерит, сфен, циркон, лейкоксен, барит, галенит, пирит, гематит.

Ассоциации минералов в кварцевых жилах лемвинско-пайпудынской формации несколько беднее, чем во вмещающих их щелочно-кислых эффузивах. Кварцевые жилы характеризуются лимонит-пирит-apatит-пирротиновой ассоциацией, в единичных знаках отмечаются циркон, рутил, халькопирит. В кварц-полевошпатовых жилах ассоциацию составляют фергусонит, циркон, сфен, ортит, магнетит, апатит, барит, гематит; в единичных знаках присутствуют турмалин, рутил, пирротин, галенит, анатаз. В целом ассоциации акцессорных минералов в жилах кислых вулканитов беднее, чем в жильной фазе основных пород.

### 3.5. Особенности кристаллизации вулканитов

Изучение минерального состава, последовательности кристаллизации минералов в породах вулканических формаций и сравнение полученных результатов с экспериментальными данными показывает, что вулканические образования формируются при различных условиях парциального давления воды.

В афировых базальтоидах манарагской, изъяхойской, бедамельской формаций и формации щелочнобазальтоидной первым обычно кристаллизуется плагиоклаз. Сумма породообразующих минералов в них, как правило,  $ab + 2di + 2,3Nu < 123$ , что, согласно формуле Т.Барта (1956), указывает на раннюю кристаллизацию плагиоклаза по сравнению с пироксеном. Это же подтверждается расположением норматив-

ных составов пород на диаграмме альбит – анортит – диопсид в нижней части треугольника (Голдин и др., 1973, рис. 32; Мизин, 1988, рис. 25), указывая, что лишь эффузивы с вкрапленниками плагиоклаза образуются в результате избытка плагиоклазового компонента против котектики (Штейнберг, 1969). Наблюдаемый в шлифах постепенный переход от порфировых выделений к основной массе свидетельствует о быстрой и непрерывной кристаллизации (Фролова, 1970).

В породах порфирового структурного типа наблюдаются не менее двух поколений вкрапленников, интенсивная резорбция, обрастание минералов ранних генераций более поздними, обусловленное многоэтапной кристаллизацией. Структурные взаимоотношения свидетельствуют о раннем выделении пироксена. Довольно часто наблюдаются близкие по времени выделения пироксена и плагиоклаза, что было связано с обогащением расплава летучими компонентами, которые способствовали сдвиганию котектики в базальтовой системе в сторону плагиоклаза (Йодер, Тилли, 1965). Этот же вывод подтверждается расположением фигуративных точек на диаграмме Ab–An–Di (Голдин и др., 1973, рис. 32; Мизин, 1988, рис. 25) и ранней кристаллизацией магнетита. Кристаллизация ряда клинопироксенов в породах бедамельской андезитовой и седьюской щелочно-базальтоидной формаций начинается с диопсидового пироксена. Затем падение температуры приводит к появлению в расплаве авгита. В процессе эволюции иногда в составе расплава увеличивается роль титан-авгитовой и эгириновой составляющих.

Эти особенности пироксенов и ход их кристаллизации характерны для ассоциации пород, связанных с дифференциацией щелочных базальтовых магм. Они существенно отличаются от путей кристаллизации клинопироксенов толеитовых магм (Йодер, Тилли, 1965).

Габбро и эссекситовое габбро субвулканических фаций характеризуются примерно одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и пироксена и отсутствием реакционных взаимоотношений между ними, что свидетельствует об одновременности их кристаллизации. Ильменит и титаномagnetит отчетливо ксеноморфны по отношению к пироксену и плагиоклазу. Фигуративные точки химических составов габбро и эссекситового габбро на диаграмме альбит – анортит – диопсид (Голдин и др., 1973, рис. 32; Мизин, 1988, рис. 25) располагаются в основном в поле плагиоклаза. Следовательно, кристаллизация расплавов соответствующего состава начиналась с плагиоклаза. Интерпретация хода кристаллизации расплавов при помощи указанной диаграммы несомненно условна, так как не учитывается в полной мере влияние закиси железа, щелочей и летучих. Часто наблюдаются отклонения от указанной последовательности: встречаются случаи микропегматитового сра-

стания кварца и полевых шпатов, противоречивость идиоморфизма силикатных и феррических минералов. В последнем случае, как описывалось Йодером (Yoder, 1964), котектическая линия в системе  $Di-Pl-H_2O$  при изменении давления водяных паров будет испытывать смещения, в результате чего из одного и того же расплава может выделяться то плагиоклаз, то пироксен (Лебедев, Богатилов, 1963).

Петрографическое изучение пород малдинской риолитовой формации показало, что во всех парагенетических типах пород первым кристаллизуется либо кварц, либо плагиоклаз, содержание которых находится в избытке против котектики. Действительно, точки составов риолитов на диаграмме  $Ab-Or-Q-H_2O$  располагаются как ниже, так и выше котектической линии: как в поле плагиоклаза, так и в поле кварца (рис. 5; Голдин и др., 1973, рис. 33; Мизин, 1988, рис. 26).

Сравнение нормативных составов риолитов и дацитов на диаграмме  $Q-Ab-Or-H_2O$  показало, что расположение максимальных концентраций тех и других различно по отношению к «термальной долине», идущей от полевошпатового минимума к минимуму кварц – полевой шпат, и по отношению к изобарическому минимуму. Дациты образуют максимальные концентрации точек, смещенные относительно изобарического минимума гранитной системы влево к ребру  $Ab-Q$  ( $P_{H_2O} = 0,5-2$  кбар). Риолиты образуют максимальную концентрацию точек нормативных составов в центре диаграммы, соответствуя эвтектике при  $P_{H_2O} \sim 2-2,5$  кбар.

По-видимому, эти различия не столько связаны с особенностями минерального и химического составов риолитов и дацитов, сколько объясняются разными условиями генерации исходных магм.

Изучение последовательности кристаллизации в породах и сравнение с экспериментальными данными показывают, что они формируются в различных условиях при определенном давлении водяного пара. При давлении водяного пара от 0,5 до 3 кбар в расплавах дацитового состава первым кристаллизуется плагиоклаз. После плагиоклаза при давлении от 1 до 3 кбар начинают кристаллизоваться биотит и амфибол. При  $P_{H_2O} = 1$  кбар их образование резко снижается (1–1,5%), и при давлении 0,5 кбар они практически не выделяются. При давлении  $P_{H_2O} = 2$  кбар и ниже, позже биотита и плагиоклаза, кристаллизуется магнетит. Отсутствие темноцветов свидетельствует о небольшой величине давления водяного пара (около 0,5 кбар) в расплаве при их кристаллизации. Это подтверждается и более поздним выделением магнетита. Иными словами расплав дацитов формируется в относительно «сухих» условиях.

Кислые расплавы риолитового состава кристаллизуются в той же последовательности, что и граниты (Хитаров и др., 1969). В условиях давления водяного пара от 0,5 до 3 кбар из обсидианового расплава первыми кристаллизуются плагиоклаз и биотит. В интервале давления 3–1 кбар после плагиоклаза выделяется кварц, а при давлении  $P_{H_2O} = 0,5$  кбар после кристаллизации плагиоклаза начинается кристаллизоваться ортоклаз. Риолиты обычно представлены кварц-полевошпатовой котектикой и очень редко содержат водосодержащие минералы, как, например, биотит.

Порядок кристаллизации этих пород начинается с плагиоклаза, затем — кварца. Такая последовательность кристаллизации устанавливается в расплаве обсидиана при давлении водяного пара от 3 до 1 кбар, что, вероятно, свидетельствует о значительно более высоком  $P_{H_2O}$  при формировании пород этого типа по сравнению с дацитами.

Исходя из вышеизложенного можно сделать вывод, что в основной массе дациты и риолиты являются производными различных исходных магм, отличающихся первичным содержанием в них летучих компонентов, и в первую очередь, воды. В случае анатектической выплавки кислого расплава из материала сиалической коры дацитовые расплавы являлись более глубинными и «сухими» по сравнению с риолитовыми и формировались в нижних частях земной коры, возможно, в базальтовом слое. Более кислые расплавы, соответствующие риолитам, являются менее глубинными образованиями, относительно обогащенными летучими компонентами. Их формирование, вероятно, связано с возникновением крупных периферических очагов, расположенных под вулканами центрального типа.

Петрографическое изучение пород трахириолитовой субформации показало, что все они отвечают по составу кварц-полевошпатовой котектике, образуя несколько максимумов (рис. 8; Голдин и др. 1973, рис. 35; Мизин, 1988, рис. 27). Изучение минеральных парагенезисов вкрапленников свидетельствует об их большом разнообразии. Сравнение этих парагенезисов показывает, что составы расплавов характеризуются относительно высоким химическим потенциалом  $K_2O$  при равной величине  $Na_2O$ . Повышенная активность щелочей (главным образом  $K_2O$ ) является основной причиной появления в породах вкрапленников преимущественно калишпата. Повышенная активность калия отчетливо фиксируется и по расширению поля кристаллизации калишпата в системе  $Ab-An-Or$ .

Для всех пород характерна многоэтапная кристаллизация с наличием двух или трех поколений вкрапленников калишпата и кварца. Одним из первых наряду с калишпатом выделяется магнетит, затем

кристаллизуется кварц, реже темноцветные минералы. Согласно экспериментальным данным (Хитаров и др., 1969), наличие в кремнекислых эффузивных породах магнетита говорит о насыщении летучими компонентами (главным образом водой) магматического расплава в начале кристаллизации. При кристаллизации обсидианового расплава установлено, что магнетит кристаллизуется при давлении водяного пара 3 кбар вместе с ортоклазом или кварцем высокотемпературной модификации. При давлении водяного пара 2 кбар магнетит начинает кристаллизоваться немного позже, при  $t = 760\text{--}880^\circ\text{C}$ . В условиях давления  $\text{H}_2\text{O}$  от 3 до 1 кбар после калишпата начинает кристаллизоваться кварц. В ходе кристаллизации кислого расплава состав остаточного расплава меняется в сторону повышения содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , в результате чего выделяется плагиоклаз (в основной массе). Подобный ход кристаллизации установлен в кремнекислых вулканитах трахириолитовой субформации, что отвечает условиям давления водяного пара около 3 кбар и свидетельствует о сравнительно большом содержании в исходном расплаве летучих компонентов и, в первую очередь, воды. Подтверждением этого является и широкое развитие эксплозий, связанных с начальными фазами кислого вулканизма.

### **3.6. Структурные особенности вулканитов как показатель их генезиса**

Структурные особенности вулканитов определяются соотношением состава кристаллизующейся магмы (расплава) и условиями кристаллизации, а именно скоростью охлаждения или дегазацией. Состав расплава обуславливает порядок кристаллизации в нем минералов и его вязкость, а следовательно, и скорость кристаллизации. Структуры эффузивных пород кислого состава отличаются специфическими особенностями, так как их кристаллизация происходила в два этапа — глубинный (интрателлурический) и приповерхностный. На первом этапе выделяются кристаллы-вкрапленники, а на втором — основная масса пород. Таким образом, возникают структуры порфирирового типа.

Петрогенетическое значение порфирировых структур на Урале неоднократно подчеркивалось в работах Д.С.Штейнберга (1964, 1969, 1970) и Т.И. Фроловой (1970). Как известно, возникновение структур порфирирового типа связано с несоответствием скорости роста кристаллов и наличием возникающих центров кристаллизации (Заварицкий, Соболев, 1961).

Этот процесс в первую очередь определяется вязкостью кристаллизующейся жидкости (расплава), которая зависит как от состава расплава и содержания в ней летучих компонентов, так и от скорости охлаждения (температуры).

Совершенно очевидно, что повышение вязкости будет препятствовать диффузии в расплаве и, следовательно, количеству и росту кристаллов в нем. Поскольку все кислые породы кристаллизуются из расплавов, близких к кварц-полевошпатовой эвтектике (Таттл, Боуэн, 1952, 1958), в условиях сравнительно низких температур, то величина вязкости расплава, по-видимому, будет зависеть от содержания в нем летучих компонентов и, в частности, воды. С обеднением расплава летучими при увеличении его вязкости количество и размер вкрапленников будут уменьшаться, а при уменьшении вязкости, связанной с обогащением расплава летучими, например при ассимиляции корового материала, количество и размер вкрапленников будут увеличиваться. Кроме того, пониженная вязкость способствует росту кристаллов, характеризующихся правильной кристаллографической формой. На величину вязкости сильно влияет и скорость охлаждения расплава. При значительном переохлаждении линейная скорость роста кристаллов становится максимальной и резко увеличивается количество центров кристаллизации, т.е. степень порфирированности пород возрастает.

Петрографическое изучение вулканитов показало, что они обладают структурами порфирированного типа. Однако степень порфирированности пород различна. Эффузивы манаратской, малдинской, нярминской, изьяхойской и борзовской субформаций обладают слабой степенью порфирированности, где фенокристаллы, например риолитов борзовской субформации, достигают размеров 0,2–0,5 мм и составляют 8–12% объема породы, а нередко значительно меньше, вплоть до образования афировых разностей. Кислые породы Пайпудынского и Грубеинского районов отличаются более высокой степенью порфирированности с количеством вкрапленников до 30%, часто правильной кристалломорфологической формы и крупных размеров до 1–2 см.

Таким образом, очевидно, что различие в отношении объема вкрапленников является не только показателем длительности первого этапа кристаллизации пород но и различий в физико-химических свойствах их расплавов, а именно вязкости и содержания летучих компонентов. Наличие слабо порфирированного типа структур в кислых породах связано с невысоким парциальным давлением воды в расплаве и его значительной вязкостью, что подтверждается широким развитием среди них субвулканических образований и ограниченной распространенностью пирокластических фаций при сравнительно низком коэффициенте эксп-



лозивности ( $E = 20\text{--}40\%$ ). В то же время это свидетельствует о некотором перегреве кислой магмы, что не благоприятствует ранней кристаллизации вкрапленников (Бурикова, 1972). Щелочно-кислые образования трахириолитовой субформации характеризуются сильно порфиловым типом структур, а следовательно, отличаются пониженной вязкостью и относительно высоким парциальным давлением воды по сравнению с кислыми расплавами малдинской формации. Обилие летучих подтверждается прежде всего взрывным характером вулканизма и фаціальным обликом пород, среди которых вулканокластические разности нередко составляют значительную часть объема ( $E = 60\text{--}80\%$ ), а также минеральным составом, характеризующимся ранней кристаллизацией магнетита.

Структуры основной массы пород также в большой степени определяются вязкостью расплава, способствующей кристаллизации плагиоклаза в форме микролитов. При очень большой вязкости расплава кристаллы растут главным образом в одном направлении (по удлинению), вытягиваясь в тонкие иглы. Вырастая из одного центра, они образуют радиально-лучистые пучки — сферолиты или сферокристаллы. Сферолитовые образования особенно характерны для богатых кремнекислотой вулканических пород Борзовского и Тльяизского районов малдинской формации и слабо развиты в породах трахириолитовой субформации, что еще раз подтверждает высокую вязкость расплавов первого типа и высокое парциальное давление воды во втором.

Наряду с вязкостью большое влияние на характер структур оказывает скорость охлаждения расплава, которая меняется в зависимости от условий формирования центральной и краевой частей потоков, эффузивных, субвулканических, наземных и подводных фаций. Отличие субвулканических пород от лав заключается лишь в образовании несколько более крупных и более четко кристалломорфологически оформленных вкрапленников, а также в более частом присутствии гломмеропорфировых сростаний.

Различия между эффузивными и субвулканическими образованиями наиболее четко проявлены в первичных структурах основной массы пород, сохранившихся в виде реликтов. Причем структуры девитрификации и перекристаллизации в этих породах практически не различаются. Первичные структуры субвулканических пород отличаются большей степенью раскристаллизации и большим однообразием по сравнению с эффузивными, что объясняется медленным остыванием расплава при постоянном давлении летучих (паров воды). В результате в субвулканических породах наиболее широко развиты сферолитовые, гранофировые и фельзитовые структуры.

Первичные структуры эффузивов (лав) многообразнее и отличаются обилием стекловатых разностей, что связано с повышенной вязкостью расплава в поверхностных условиях при потере летучих компонентов. В лавах широко развиты реликты витрофировой, гиалопилитовой, микропойкилитовой, сферолитовой и микрофельзитовой структур. Наиболее мощные потоки лав в центральных частях отличаются более высокой степенью раскристаллизации основной массы и аналогичны субвулканическим породам, что, по-видимому, связано с их более медленным остыванием по сравнению с поверхностными зонами. Наземные образования отличаются очень высокой степенью перекристаллизации с формированием типичных микропойкилобластовых и гранобластовых структур, в которых реликты первичных структур не сохраняются. По мнению Е.Б.Яковлевой (1963), субэффузивные лавы кислого состава обнаруживают большую склонность к процессам собирательной перекристаллизации по сравнению с породами, формирующимися в водных условиях. Отсюда бластический характер структур и неравномерная зернистость кварц-полевошпатового агрегата, сформировавшегося по стеклу. Вулканиты подводного происхождения отличаются большим разнообразием. В подводных условиях кислые лавы характеризуются широким развитием сферолитовых структур.

Таким образом, изучение структурных особенностей кислых пород обоих комплексов позволяет сделать следующие петрологические выводы:

1. Кислые расплавы, образующие вулканиты риолитовой формации и трахириолитовой субформации, различаются своей вязкостью и, следовательно, содержанием летучих компонентов;
2. Слабо порфиновый характер структур свидетельствует о незначительной роли интрателлурического этапа кристаллизации расплава и, значит, о возможном его перегреве;
3. Увеличение содержания летучих компонентов связано с ассимиляцией расплавом вещества гранитно-метаморфического слоя.

### **3.7. Специфика химизма и условия формирования магматитов**

**Кислотность (основность)** — главный классификационный признак формаций (рис. 11). Малоглубинные базальтовые формации характеризуются диапазоном содержаний  $\text{SiO}_2$  44–54%, причем в интервале 48–50% иногда отмечается незначительный минимум распространен-

ности. Наблюдаемая бимодальность распределения (например, в пределах Оченырдынского поднятия), по-видимому, связана с присутствием вулкаников андезитового формационного типа. Более четкое бимодальное распределение проявлено в контрастных ассоциациях. В пределах формаций глубоководных базальтоидов распределение по  $\text{SiO}_2$  выражено

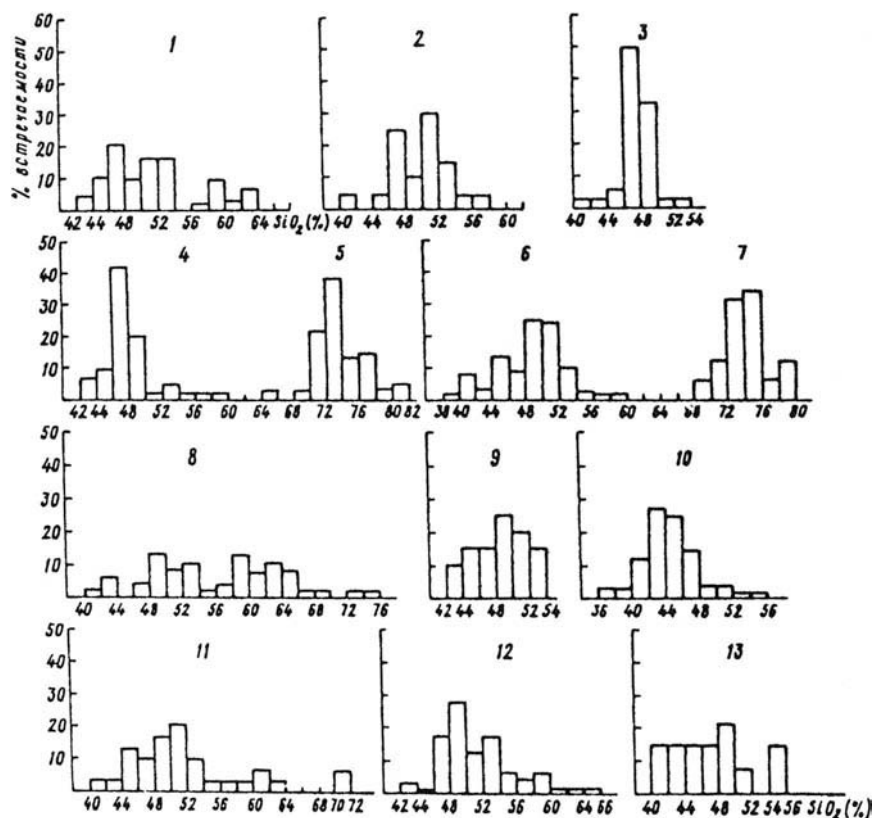


Рис. 11. Гистограмма распределения  $\text{SiO}_2$  в породах вулканических ассоциаций.

1–3 - базальты малоглубинных формаций: 1 - нярминская субформация (V),  $n = 143$ ; 2 - манарагская субформация (V),  $n = 120$ ; 3 - северонародитынская трапповая (O),  $n = 134$ ; 4–7 - контрастные формации: 4 - поздневендская трахибазальт-базальтовая формация,  $n = 140$ ; 5 - поздневендская риолитовая малдинская формация,  $n = 160$ ; 6 - ордовикская базальтовая формация,  $n = 165$ ; 7 - ордовикская щелочно-риолитовая формация,  $n = 166$ ; 8 - бедамельская андезитовая,  $n = 47$ ; 9 - саблинская трапповая,  $n = 20$ ; 10–13 - глубоководные базальтоидные ассоциации: 10 - седыюско-сивьягинская ( $V_1$ ),  $n = 62$ ; 11 - лорцемпейская ( $V_2$ ),  $n = 30$ ; 12 - тельпоская (O),  $n = 60$ ; 13 - нижнепогурейская (O?),  $n = 24$ .

либо непрерывно бимодально, либо унимодально, причем наибольшей основностью обладают щелочнобазальтоидные вулканиды седьюско-сивьягинского ареала. Породы риолитовых ассоциаций характеризуются высоким содержанием кремнекислоты, меняющимся в пределах 70–80%, с максимумом 72–76%. В средневзвешенном составе пород содержится 66,5%  $\text{SiO}_2$ , что отвечает гранодиориту. Граниты по кислотности представлены как умеренно кислыми, так и ультракислыми разновидностями. Причем в первых преобладают породы со средним содержанием  $\text{SiO}_2$  68–70% (Сальнерский, Городковский и Маньхобеюский массивы) и 72–74% (Водораздельный, Малопатокский и др.), а во вторых,  $\text{SiO}_2 > 74\%$ . Распределение  $\text{SiO}_2$  в этих гранитах соответственно одномодалное с правосторонней асимметрией, близко к бимодальному, и одномодалное с левосторонней асимметрией.

**Щелочность, известковистость.** На графике  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O})$  в нижней части (рис. 4) располагаются кривые формаций типично известково-щелочных серий (бедамельская андезитовая формация). По характеру соотношения щелочей и кремнезема только их средние составы аналогичны камчатской разновидности (Остроумова и др., 1979), представляющей собой классический пример известково-щелочной серии зрелых островных дуг. В то же время лейко- и меланобазальты андезитовых формаций соответствуют сихотэлинской разновидности (собственно андезитовая формация), а кислые вулканиды резко отличаются тенденцией быстрого накопления щелочей.

Таким образом, андезитовые формации по усредненным параметрам сходны с некоторыми разновидностями Курило-Камчатской системы островных дуг. Тем не менее если рассматривать формационный тип как совокупность ассоциаций, то содержание щелочей в мафитовых и салических породах будет различно. Они больше тяготеют к андезитовой формации, т.е. распадаются на две самостоятельные ассоциации, относящиеся к разным формациям.

Состав остальных вулканических формаций независимо от номенклатуры пород классификаций, предложенных различными авторами (Coomus, Wilkinson, 1969; Irvin, Varagar, 1971; Штейнберг, 1976; Румянцева, 1977 и др.), указывает на наиболее щелочной тип их ассоциаций, свойственный рифтогенным зонам. Обращает внимание наличие минимума трахибазальт-базальт-трахиандезит-фонолитовой ассоциации, отделяющего левую часть кривой с регрессивной тенденцией накопления щелочей (низкощелочные меланобазальты) и правую — с прогрессивной (вплоть до фонолитов). Для седьюско-сивьягинской ассоциации (щелочнобазальтоидная формация) в наиболее меланократовой области кривой отмечается раздвоение: стремление к составу мелилитовых

нефелинитов (щелочных мафитов), к уменьшению содержания щелочи (группа пикритов и пикрито-базальтов).

Анализ соотношения калия и натрия в сумме щелочей указывает, что только для малоглубинных базальтовых формаций преобладающим является натриевый тип щелочности, тогда как для большинства других магматических формаций значительную роль играют «нормальные» и калиево-натриевые составы пород, иногда существенно калиевые разности. Содержание щелочных элементов в гранитах и риолитах (трахириолитах) в их среднем составе обычно превышает 8 вес.%, что соответствует субщелочным и щелочным образованиям. Наименьшее их количество (менее 7%) отмечается в гранодиорите габбро-тоналит-гранодиоритовой ассоциации. Тип щелочности всех салических пород в целом калиево-натриевый с сильно выраженным калиевым уклоном для гранитов и риолитов, натриевым — для гранодиоритов и тоналитов и нормальным — для монцонитов, сиенитов и кварцевых монцонитов.

Наиболее основными и наиболее известковистыми из мафических образований являются вулканы щелочных базальтоидов и базальты Саблинского ареала. По содержанию общей (СаО 0,54–1,84%) полевошпатовой извести граниты и риолиты разных массивов и участков близки. Гранитоиды повышенной основности глубинных базальтоидных ассоциаций отличаются большим содержанием извести (СаО 3,5%). В целом средние составы салических пород в ряду аналогов из других регионов относятся к наименее известковым разностям, свойственным вулканоплутоническим формациям.

**Титанистость — магнезиальность.** Повышение содержания  $TiO_2$  в вулканиках, как свидетельствуют опыты с системой  $MgO-TiO_2-SiO_2$  при давлении от 1 до 40 кбар, связано с ростом давления в расплаве. На графиках (рис. 12) построены эллипсы рассеяния, представляющие очертание поля наиболее плотной части роя точек. Длинные их оси — геометрическое среднее таких роев, указывающее на линейную корреляцию  $MgO$  и  $TiO_2$ , вытянуты под тем или иным углом к горизонтальной оси  $MgO$ . Можно видеть, что рои точек малоглубинных формаций в пределах отдельных ареалов для всего Урала могут быть представлены одним эллипсоидом, что указывает на общую специфику химизма и однотипность тектонического режима. Для базальтоидных ассоциаций контрастных и глубинных формаций выборки обычно распадаются на несколько отчетливо различающихся эллипсов, как в пределах латерального ряда, так и внутри ассоциации. Здесь можно усмотреть (Штейнберг, 1972) и известково-щелочную, и толеитовую, и щелочно-оливин-базальтовую, щелочно-ультраосновную тенденции накопления

MgO и TiO<sub>2</sub>, что позволяет сделать вывод о петрохимической неоднородности и относительном постоянстве режима формирования вулканитов. Для малоглубинных базальтовых формаций характерны, прежде всего,

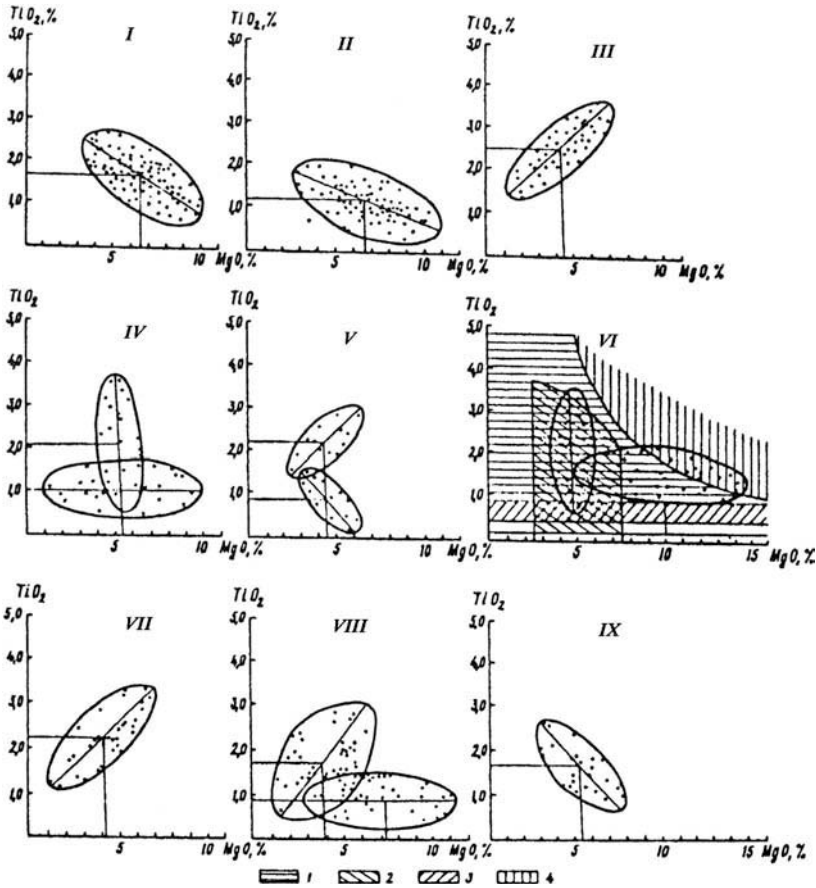


Рис. 12. Химический состав вулканитов в координатах MgO – TiO<sub>2</sub>.

I, II - формации малоглубинных базальтоидов: I - вендские; II - ордовикские; III - манарагская-базальтовая формация; IV - бедамельская андезитовая; V - саблинская трапповая; VI-IX - ассоциации глубинных базальтоидов: VI - седьюско-вангырьюско-сивьягинская; VII - лорцемпейская; VIII - тельпосская; IX - нижнепогурейская.

1-4 - схема классификации эффузивов по содержанию магния и титана (Штейнберг, 1972): 1 - серия известково-щелочных базальтоидов; 2 - афировые толеитовые базальты, долериты и ультрабазиты дунит-гарцбургитовой серии; 3 - известково-щелочная порфиритовая серия; 4 - щелочно-оливин-базальтовая серия.

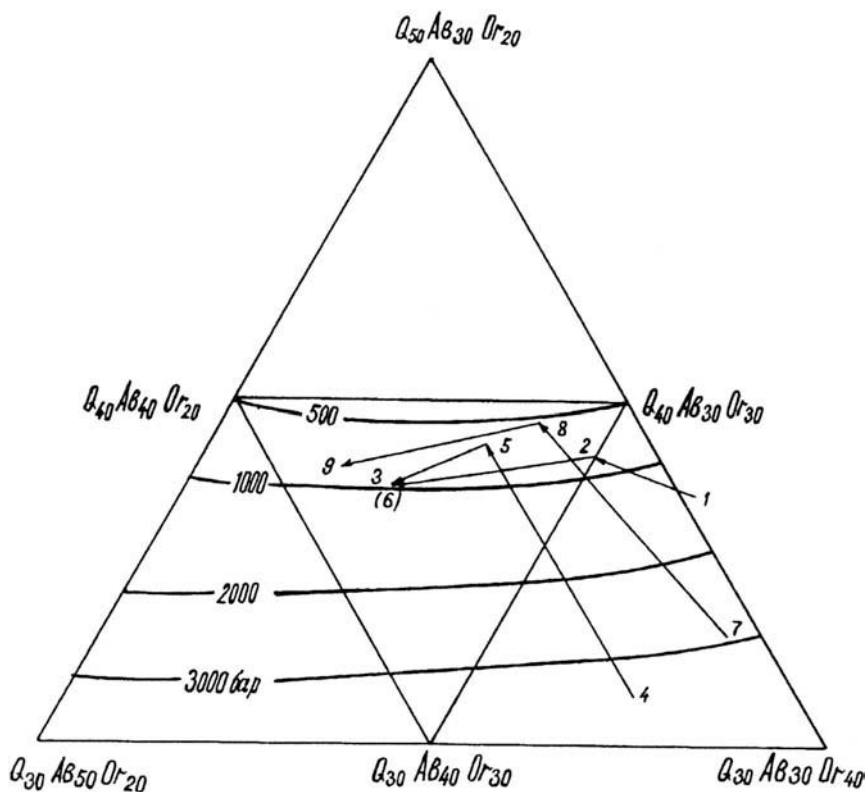
наиболее низкие содержания  $TiO_2$  и обратная корреляция с  $MgO$ , указывающие, что в процессе эволюции вулканизма происходило увеличение давления в расплаве. По характеру соотношения  $TiO_2$  и  $MgO$  мафиты контрастных формаций связаны прямой зависимостью, что является, по видимому, следствием падения давления в расплаве и тектонических условий, отличных от условий формирования малоглубинных базальтов. Выборки по глубинным базальтоидным формациям распадаются обычно на два эллипса (рис. 12). При этом отмечается сходная закономерность или с малоглубинными, мафитовыми формациями, или с контрастными формациями, что указывает на различные их формационную принадлежность и условия формирования. В целом содержание  $TiO_2$  ассоциации магматитов зоны сопряжения Урала и Восточно-Европейской платформ на один-два порядка выше, чем в аналогичных типах в палеоокеанических зонах Урала.

По содержанию  $TiO_2$  и  $MgO$  рассматриваемые вулканы на классификационной диаграмме Д.С.Штейнберга (1972) размещаются в основном в пределах полей известково-щелочной порфиритовой серии афировых толеитовых базальтов и долеритов, ультрабазитов дунит-гарцбургитовой и щелочно-оливин-базальтовой серии (рис. 12).

### **3.8. Генетические типы гранитов севера Урала и закономерности их размещения**

Изучение вендско-раннекембрийских гранитов севера Урала показало, что гранитные массивы Мань-Хамбо, Хартесский, Торговский, Сальнерский, Городкова, Мань-Хобею, Народнинский, Неройско-Патокский, Вангырский и часть полярноуральских сформировались относительно раньше, чем расположенные западнее их Ильязский, Малопатокский, Водораздельный, Малдинский массивы. Формирование гранитных интрузий восточной зоны сопровождалось интенсивной эрозией с образованием грубообломочных толщ молассовой формации, содержащей продукты разрушения гранитов (рек Торговая, Кожимью, Лорцемпея). Граниты западной полосы интродуцируют отложения молассы, а продукты их разрушения установлены в базальных горизонтах нижнего ордовика (водораздел рек Б.Патока и Вангыра, правобережье р. Вангыр, рис. 2), т.е. на более высоком эрозионном уровне.

Рассмотрение латеральных рядов гранитных интрузий от ГУГР (главный уральский глубинный разлом) к Русской платформе (взято три серии: I — Хартесский-Торговский-Малопатокский; II — Сальнерский-Неройско-Патокский-Малопатокский; III — Маньхобеюский-Вангырский-Водораздельный) указывает, что в опущенных блоках типа



**Рис.13.** Изменения термодинамического режима формирования гранитов севера Урала и их нормативного состава в латеральных рядах (с востока на запад):  
 I латеральный ряд: гранитные массивы: Хартесский (1) – Торговский (2) – Малопатокский (3); II латеральный ряд: Сальнерский (4) – Неройскопатокский (5) – Малопатокский (6); III латеральный ряд: Маньхобеюский (7) – Вангырьюский (8) – Водораздельный (9).

Южноприполярноуральского с востока на запад происходит закономерное изменение термодинамических условий формирования ( $P$  — от 3000 до 1000 бар;  $T$  — от 700 до 750°C) и нормативного состава гранитов ( $Q$  — от 33 до 38%;  $Ab$  — от 32 до 37,5%;  $Or$  — от 35 до 24,5%) (рис. 13). Это подтверждает общетеоретическую закономерность, указывающую, что функцией модального состава гранитов является термодинамический режим их формирования, который в гранитах восточной полосы был более глубинным («водным», по Г.Б.Ферштатеру) с минимальными для гранитов значениями  $SiO_2$  (69–70%),  $Na_2O$  (3–3,4%) и, наоборот, максимальными  $K_2O$  (4,9–5,1%). Граниты западной полосы («маловодные») богаче  $SiO_2$  (72,3–74,1%),  $Na_2O$  (3,8–3,94%) и беднее  $K_2O$  (3,55–3,65%).



В пределах северной части Хобеизского поднятия (Кожимский район) отмечается обратная закономерность в термодинамических условиях формирования. Размещение «водных» гранитов контролируется гранито-гнейсовым куполом: большинство этих массивов, обычно сильно вытянутых вдоль простираний вмещающих пород, залегает в обрамлении этих куполов, тогда как в их ядрах широко развиты гнейсы и мигматиты, отвечающие более глубокому уровню эрозионного среза. Такая пространственная связь «водных» гранитов с гнейсами и мигматитами, наряду с петрологическими данными, позволяет предположить, что генерация «водной» магмы происходила на относительно небольших глубинах, в пределах гранитно-метаморфического слоя. «Сухие» граниты концентрируются преимущественно на удалении от мобильных куполов, в относительно погруженных структурах; они более изометричны и залегают в приповерхностных условиях, образуя вулканоплутонические гранит-риолитовые ассоциации. В то же время в отличие от «водных» магма маловодных гранитов формировалась на большой глубине, возможно, в пределах «базальтового» слоя. Причиной образования «сухих» вендских гранитов была мощная вспышка базальтоидного вулканизма, сопровождавшаяся значительной генерацией тепла и разогревом коры. «Сухая» первичная базальтовая магма, судя по составу ее продуктов, генерировалась на глубинах 15–35 км (Грин, Рингвуд, 1965); ее локализация вызвала разогрев коры и выплавление коровых эвтектических кислых магм.

### **3.9. Геохимическая специализация гранитов и комагматичных им риолитов**

Широкое развитие гранитоидного магматизма в области Приполярного Урала и генетические и парагенетические связи с ним комплексов рудной (W, Mo, Sn, Bi, Pb, Zn) и редкометальной (Be, F, Ga, Y, Zr, Nb, Ta, TR, Th, U) минерализации объясняют повышенный интерес к данному типу пород (Металлогенический..., 1972; Минералогия..., 1968).

Однако проблемы геохимической специализации и потенциальной рудоносности гранитоидов, региональных кларков редких и рудных элементов в гранитоидных массивах изучены еще недостаточно, чтобы определенно судить о геохимической истории элементов, геологических и физико-химических факторах концентрации и рассеяния рудного вещества.

В работе сделано максимально полное для региона обобщение по средним содержаниям петрогенных, редких и рудных элементов в гранитоидах севера Урала (табл. 2). Ранее эта информация была раз-

Таблица 2

**Среднее содержание химических элементов  
в гранитоидах севера Урала**

Номер п.п.	Массив	Li	Be	B	F	Na·10 <sup>-4</sup>
1	Кожимский	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	2,57 (40)
2	Хаталамбо-Лапчинский	—"	—"	—"	—"	2,52 (25)
3	Сальнерский	—"	—"	—"	—"	2,5 (6)
4	Няртинский	—"	—"	—"	—"	2,8 (4)
5	Маньхобеюсский	—"	—"	—"	—"	2,23 (3)
6	Народинский	—"	—"	—"	—"	2,44 (21)
7	Вангырский	5,1 (22)	2,5 (40)	16 (26)	430 (36)	2,6 (19)
8	Неройско-Патокский	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	2,7 (23)
9	Торговский	12 (34)	10,1 (87)	—"	400 (31)	2,6 (18)
10	Кефталякский	5,0 (20)	10 (52)	—"	550 (15)	2,65 (12)
11	Хартесский	4,0 (6)	6,7 (39)	—"	350 (9)	2,4 (3)
12	Малдинский	18,5 (29)	5,1 (69)	22 (30)	590 (32)	2,53 (40)
13	Водораздельный	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	2,92 (19)
14	Малопатокский	—"	—"	—"	—"	2,8 (40)
15	Ильяизский	12 (48)	2,8 (91)	13 (18)	710 (41)	2,7 (50)
16	Маньхамбовский	н.д.	4,5 (20)	н.д.	500 (47)	3,0 (9)
17	Сотчемйользский	—"	4,5 (22)	—"	н.д.	н.д.
18	Торрепорреизский	—"	5 (9)	—"	—"	—"
19	Ыджидлягский	—"	5 (24)	—"	—"	—"
20	Лемвинский	6 (2)	2,9 (22)	—"	150 (5)	2,74 (7)
21	Бадьяоский	н.д.	н.д.	—"	н.д.	2,52 (12)
22	Яротский	—"	—"	—"	—"	2,46 (12)
23	Тынаготский	5 (6)	3,4 (32)	—"	350 (12)	2,55 (16)
24	Лапчавожский	14,5 (12)	1,5 (46)	12 (30)	320 (34)	2,93 (52)
25	Кларк по А.П. Виноградову (1962)	40	5,5	15	800	2,77

Номер п.п.	Mg·10 <sup>4</sup>	Al·10 <sup>4</sup>	Si·10 <sup>4</sup>	P	K·10 <sup>4</sup>	Ca·10 <sup>4</sup>	Sc
1	0,20 (40)	6,5 (40)	35,6 (40)	132 (40)	3,6 (40)	0,35 (40)	н.д.
2	0,26 (25)	6,6 (25)	35,2 (25)	176 (25)	3,67 (25)	0,53 (25)	—"
3	0,34 (6)	7,73 (6)	32,7 (6)	1012 (6)	4,05 (6)	1,04 (6)	—"
4	0,20 (4)	6,6 (4)	35,0 (4)	528 (4)	3,2 (4)	0,62 (4)	—"
5	0,35 (3)	8,84 (3)	32,1 (3)	484 (3)	4,13 (3)	1,32 (3)	—"
6	0,25 (21)	6,6 (21)	35,2 (21)	176 (21)	3,5 (21)	0,45 (21)	—"
7	0,25 (19)	6,5 (19)	35,2 (19)	277 (19)	3,5 (19)	0,73 (19)	2 (40)
8	0,26 (23)	6,85 (23)	34,7 (23)	440 (23)	3,36 (23)	0,75 (23)	н.д.
9	0,19 (18)	6,5 (18)	35,4 (18)	433 (87)	3,84 (18)	0,40 (18)	10,4 (87)
10	0,13 (12)	6,5 (12)	35,3 (12)	447 (52)	4,27 (12)	0,24 (12)	14 (52)
11	0,17 (3)	6,3 (3)	35,2 (3)	433 (39)	4,27 (3)	0,39 (3)	16,4 (39)
12	0,41 (40)	7,1 (40)	33 (40)	396 (40)	3,65 (40)	0,94 (40)	6,1 (69)
13	0,44 (19)	6,85 (19)	34,6 (19)	176 (19)	2,95 (19)	0,89 (19)	н.д.
14	0,53 (40)	7,2 (40)	33,8 (40)	528 (40)	3,03 (40)	0,92 (40)	—"
15	0,43 (23)	7,1 (23)	33,9 (23)	426 (23)	3,8 (50)	0,81 (23)	2,3 (91)
16	0,39 (9)	7,5 (9)	33,9 (9)	396 (9)	3,3 (9)	1,01 (9)	4,1 (20)
17	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	42 (22)
18	—"	—"	—"	—"	—"	—"	н.д.
19	—"	—"	—"	—"	—"	—"	—"
20	0,29 (7)	7,2 (7)	34,0 (7)	396 (7)	4,01 (7)	0,63 (7)	10 (22)
21	0,17 (12)	6,77 (12)	35,2 (12)	132 (12)	3,94 (12)	0,39 (12)	н.д.
22	0,32 (12)	6,6 (12)	35,2 (12)	90 (12)	3,64 (12)	0,37 (12)	—"
23	0,21 (16)	6,9 (16)	34,6 (16)	308 (16)	3,85 (16)	0,51 (16)	8 (32)
24	0,80 (52)	7,8 (52)	31,3 (52)	660 (52)	2,05 (52)	2,15 (52)	5,4 (46)
25	0,56	7,7	32,3	700	3,34	1,58	3

Продолжение табл. 2

Номер п.п.	Ti	V	Cr	Mn	Fe-10*	Co	Ni
1	1380 (40)	н.д.	180 (14)*	154 (40)	1,4 (40)	н.д.	5 (14)*
2	1080 (25)	—	130 (12)*	231 (25)	1,4 (25)	—	0,3 (12)
3	1620 (6)	—	н.д.	154 (6)	2,5 (6)	—	н.д.
4	1380 (4)	—	—	231 (14)	1,95 (4)	—	—
5	2580 (3)	—	—	462 (3)	2,2 (3)	—	—
6	1200 (19)	—	150 (12)*	154 (21)	1,5 (21)	—	0,2 (12)*
7	1260 (19)	25,8 (40)	17 (40)	333 (19)	1,64 (19)	5,5 (13)	16 (13)
8	1320 (23)	н.д.	н.д.	385 (23)	1,78 (23)	н.д.	н.д.
9	1380 (18)	28,6 (87)	168 (87)	332 (87)	1,5 (18)	28,5 (87)	13,9 (87)
10	1020 (12)	13 (52)	146 (52)	240 (52)	1,3 (12)	28,5 (52)	12 (52)
11	1560 (3)	20,4 (39)	174 (39)	334 (39)	1,6 (3)	н.д.	15,7 (39)
12	2220 (40)	38,5 (69)	210 (12)*	308 (40)	2,1 (40)	7,2 (13)	15,7 (13)
13	1500 (19)	н.д.	н.д.	231 (19)	1,53 (19)	н.д.	н.д.
14	1920 (40)	—	—	539 (40)	2,34 (40)	—	—
15	2330 (23)	13 (91)	1,6 (91)	519 (23)	1,8 (23)	4,9 (18)	10,9 (18)
16	1440 (9)	26,5 (20)	4,4 (20)	1000 (9)	1,25 (9)	1,0 (20)	50,0 (20)
17	2690 (22)	59 (22)	н.д.	407 (22)	н.д.	н.д.	н.д.
18	1430 (9)	33 (9)	—	222 (9)	—	—	—
19	2780 (24)	62 (24)	—	243 (24)	—	—	—
20	1380 (7)	17 (22)	160 (10)*	240 (22)	1,8 (7)	—	0,2 (10)*
21	1500 (12)	н.д.	110 (10)*	231 (12)	1,5 (12)	—	0,3 (10)*
22	960 (12)	—	105 (10)*	154 (12)	1,4 (12)	—	н.д.
23	1440 (16)	24 (32)	15 (32)	369 (32)	1,7 (16)	—	—
24	2520 (52)	56,3 (46)	240 (15)*	616 (52)	2,9 (52)	8,1 (46)	5,5 (46)
25	2300	40	25	600	2,7	5	8

Номер п.п.	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr
1	12 (14)*	55 (14)*	25 (14)*	159 (14)*	35 (14)*	37 (14)*	380 (14)*
2	7 (12)*	35 (12)*	30 (12)*	172 (12)*	59 (12)*	28 (12)*	296 (12)*
3	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
4	—	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—	—
6	15 (12)*	60 (12)*	24 (12)*	165 (12)*	50 (12)*	28 (12)*	310 (12)*
7	9,4 (40)	16,2 (40)*	13 (40)	287 (22)	78 (8)	67 (40)	121 (40)
8	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
9	26,7 (87)	54,7 (87)	25,4 (87)	280 (18)	—	121 (87)	300 (87)
10	56 (52)	56 (52)	25 (52)	220 (6)	—	101 (52)	285 (52)
11	39 (39)	50 (39)	30 (39)	160 (3)	—	110 (39)	212 (39)
12	8,6 (69)	47 (69)	17,5 (69)	418 (29)	174 (8)	50 (69)	232 (69)
13	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
14	—	—	—	—	—	—	—
15	2,2 (91)	11 (91)	17 (91)	230 (48)	73 (8)	44 (91)	183 (91)
16	31,5 (20)	60,0 (20)	17 (20)	133,5 (20)	79 (20)	52 (20)	155 (55)
17	н.д.	н.д.	39 (22)	н.д.	н.д.	43 (22)	182 (22)
18	—	—	23 (9)	—	—	26 (9)	137 (9)
19	—	—	25 (24)	—	—	48 (24)	138 (24)
20	1040 (22)	410 (22)	26 (10)*	200 (10)*	65 (10)*	36 (10)*	310 (10)*
21	5 (10)*	45 (10)*	27 (10)*	180 (10)*	56 (10)*	29 (10)*	285 (10)*
22	10 (10)*	55 (10)*	24 (10)*	176 (10)*	45 (10)*	31 (10)*	395 (10)*
23	424 (32)	100 (32)	19,5 (32)*	190 (6)	н.д.	60 (32)	330 (32)
24	8,1 (46)	40,2 (46)	10,6 (46)*	210 (12)	314 (46)	23 (46)	104 (46)
25	20	60	20	200	300	34	200

Продолжение табл. 2

Номер п.п.	Nb	Mo	Ag	Sn	Cs	Ba	La
1	35 (14)*	15 (14)*	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
2	26 (12)*	14 (12)*	—	—	—	—	—
3	н.д.	н.д.	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—	—
6	31 (12)*	17 (12)*	—	—	—	—	—
7	20,3 (11)*	н.д.	0,023 (8)	9,8 (40)	5 (22)	514 (8)	42 (40)
8	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
9	22 (10)	18 (87)	0,7 (87)	17,5 (87)	3 (18)	231 (87)*	60 (87)
10	30,4 (14)	20 (52)	0,9 (52)	14,6 (52)	3 (6)	346 (52)	70 (52)
11	21 (2)	60 (39)	1,6 (39)	11 (39)	н.д.	372 (39)	57 (39)
12	22,4 (13)	14 (12)*	н.д.	9,6 (69)	7,5 (29)	644 (8)	49 (69)
13	н.д.	н.д.	—	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
14	—	—	—	—	—	—	—
15	20,3 (14)	—	—	5,6 (91)	—	425 (8)	67,5 (91)
16	24 (55)	—	—	н.д.	1,2 (20)	403 (20)	27,7 (20)
17	50 (22)	—	—	—	н.д.	н.д.	67 (22)
18	50 (9)	—	—	—	—	—	50 (9)
19	38 (29)	—	—	—	—	—	73 (24)
20	33 (10)*	10 (22)	1 (22)	6,7 (22)	—	460 (22)	50 (22)
21	27 (10)*	10 (10)*	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
22	35 (10)*	12 (10)*	—	—	—	—	—
23	25 (32)	10 (32)	1 (32)	7,4 (32)	—	391 (32)	56 (32)
24	18,3 (10)	18 (15)*	0,035 (12)	4 (7)	5 (12)	441 (46)	10 (46)
25	20	1	0,05	3	5	830	60

Номер п.п.	Ce	Ta	W	Au	Pb	Bi	Th
1	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	24 (14)*	н.д.	31 (5)
2	—	—	—	—	61 (12)*	—	15 (5)
3	—	—	—	—	н.д.	—	21 (9)
4	—	—	—	—	—	—	н.д.
5	—	—	—	—	—	—	—
6	—	—	—	—	48 (12)*	—	21 (4)
7	—	1,0 (11)	1,5 (12)	0,0015 (8)	18,7 (40)	—	25 (4)
8	—	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	—	44 (3)
9	12 (87)	2,4 (10)	2,7 (38)	—	31 (87)	3,4 (87)	26,5 (16)
10	14,5 (52)	3,4 (14)	1,4 (18)	—	22 (52)	2 (52)	22,4 (19)
11	10 (39)	0,8 (2)	1,4 (10)	—	24,3 (39)	2 (39)	17 (3)
12	н.д.	2,0 (13)	1,2 (15)	—	45 (69)	н.д.	32 (5)
13	—	н.д.	н.д.	—	н.д.	—	н.д.
14	—	—	—	—	—	—	22 (6)
15	43 (91)	2,5 (14)	1,6 (13)	—	51 (91)	—	н.д.
16	48,6 (20)	н.д.	н.д.	0,0023 (20)	8,5 (20)	—	32,1 (20)
17	н.д.	—	—	н.д.	н.д.	—	н.д.
18	—	—	—	—	—	—	—
19	—	—	—	—	—	—	—
20	—	—	0,3 (15)	—	68 (10)*	—	—
21	—	—	н.д.	—	54 (10)*	—	30 (2)
22	—	—	—	—	26 (10)*	—	37 (1)
23	—	—	0,5 (26)	—	52 (32)	—	н.д.
24	—	0,8 (10)	1,7 (10)	0,0013 (12)	14,3 (46)	—	26 (2)
25	100	3,5	1,5	0,0045	20	0,01	18

## Окончание табл. 2

Номер п.п.	U	ΣTR + Y	Номер п.п.	U	ΣTR + Y
1	2 (5)	н.д.	14	2,2 (6)	н.д.
2	1,8 (5)	—"	15	н.д.	326 (14)
3	1,2 (9)	—"	16	4,6 (20)	179,28 (20)
4	н.д.	—"	17	н.д.	н.д.
5	—"	—"	18	—"	—"
6	1,8 (4)	—"	19	—"	—"
7	1,6 (4)	339 (10)	20	—"	—"
8	1,5 (3)	н.д.	21	1,4 (2)	—"
9	1,9 (16)	422 (10)	22	1,8 (1)	—"
10	2,1 (19)	431 (9)	23	3,8 (31)	—"
11	2,0 (3)	305 (2)	24	1,9 (2)	130 (10)
12	2,2 (5)	356 (11)	25	3,5	300
13	н.д.	н.д.			

## Отношение пар близких элементов

Номер п.п.	Al/Ga	K/Rb	Ca/Sr	Ni/Co	Nb/Ta	Mo/W	Th/U
1	2612	226	99	н.д.	н.д.	н.д.	15,5
2	2200	213	90	—"	—"	—"	8,3
3	н.д.	н.д.	н.д.	—"	—"	—"	17,5
4	—"	—"	—"	—"	—"	—"	н.д.
5	—"	—"	—"	—"	—"	—"	—"
6	2750	213	90	—"	—"	—"	11,7
7	4992	121	94	2,9	20,3	—"	15,6
8	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	—"	29,3
9	2559	137	—"	0,5	9,2	6,6	13,9
10	2600	194	—"	0,4	9,0	14,3	10,7
11	2100	267	—"	н.д.	26,2	42,9	8,5
12	4057	87	54	2,2	11,2	11,7	14,5
13	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
14	—"	—"	—"	—"	—"	—"	10,0
15	4200	165	111	2,2	8,1	—"	н.д.
16	4412	247	128	50	н.д.	—"	7,0
17	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	—"	—"	н.д.
18	—"	—"	—"	—"	—"	—"	—"
19	—"	—"	—"	—"	—"	—"	—"
20	2769	200	97	—"	—"	33	—"
21	2507	219	70	—"	—"	н.д.	21,4
22	2754	207	82	—"	—"	—"	20,6
23	3538	203	н.д.	—"	—"	20	н.д.
24	7358	98	68	0,7	22,9	10,6	13,7
25	3850	167	53	1,6	5,7	0,7	5,1

**Примечания.** 1) н.д. — нет данных; 2) № 1, 2 V-среднерифейская гранитная формация (R<sub>2</sub>), 3–11 позднерифейско-вендская гранитная формация (R<sub>3</sub>-V)? 12–19 венд-кембрийская гранитная формация (V-Є), 20–23 гранитоиды "восточной" зоны неясной формационной принадлежности, 24 V-гранитоиды перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовой формации (Є-О); 3) в скобках — число анализов.

\* ранее полученные данные откорректированы рентгенофлуоресцентным методом (Махлаев и др., 1990).

бросана по ряду печатных работ (Голдин, Фишман, 1967; Калинин, 1967, 1968, 1969, 1972, 1985; Калинин и др., 1967, 1968, 1969, 1978, 1983; Фишман, Голдин, 1963; Юшкин и др., 1972, 1976; Юшкин, Калинин, 1985; Юшкова, Калинин, 1972; Махлаев, 1996) или приведена только в рукописных научных отчетах (Калинин, 1970, 1976; Фишман и др., 1965; Махлаев и др., 1990).

Средние арифметические содержания химических элементов в вышеуказанных гранитоидных массивах даны в г/т, а петрогенных элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K) — в г/т · 10<sup>4</sup>. В скобках приведено количество определений каждого химического элемента (табл. 2).

Методика определения элементов: использован пересчет данных полных силикатных анализов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P), химический анализ на отдельные компоненты (W, Mo, F, TR, Nb, Ta, Cu), приближенно-количественный спектральный анализ (Be, Sc, P, Mn, Pb, Nb, W, Ga, Bi, Mo, V, Cu, Ag, Zn, Ti, Co, Ni, Zr, Cr, Sr, Ba, Y, La, Ce, Sn), количественный спектральный анализ (Li, Rb, Cs, F, B, Sn, Ba, Sr, Cu, Ni, Co, Mo, W), нейтронно-активационный анализ (Au, Ag) и другие виды количественных анализов (Th, U, Be). По ряду массивов ранее полученные данные коррелировались рентгенофлуоресцентным анализом (Rb, Sr, Pb, Zr, Nb, Y, Ni, Cu, Zn, Ga, Cr, Mo — отмечено звездочкой).

По массиву Мань-Хамбо сведения по акцессорным элементам-примесям включены дополнительно из работы О.В.Удоратиной (1999).

Все использованные аналитические материалы взяты из вышеуказанных публикаций и научных отчетов, где приведены более детальная методика, точность и воспроизводимость примененных методик к вышеуказанным объектам. Геохимически охарактеризованы главные интрузивные фации гранитоидных массивов, начиная с Мань-Хамбо и Илья-Иза на юге и кончая Тынаютским и Лемвинским массивами на севере.

### 3.9.1. Региональные кларки гранитов и риолитов

Анализ табл. 1 по разновозрастным гранитным формациям обнаруживает принципиальную идентичность в поведении средних содержаний петрогенных, рудных и редких элементов. Лишь при рассмотрении цифр максимальных содержаний намечается тенденция повышенных значений главных элементов гранитной системы: Si–K–Na от древних гранитов (R<sub>2</sub>) к молодым (V–С). В такой же последовательности (от древних к молодым) наблюдается повышение качественного разнообразия редких и рудных элементов, достигая максимальных цифр по Cu, Zn, Pb в гранитоидах Лемвинского массива.

Наиболее контрастной к гранитоидам севера Урала выглядит геохимическая специализация тоналитов и гранодиоритов Лапчавожского массива. Последние, как и следовало ожидать, содержат максимальные по сравнению со всеми гранитами содержания Fe, Mg, Ca, Cr, Sr и минимальные — Si, K, Be, B, Ga, Y, STR, Zr, Nb, Sn, La, Ta.

Принципиальное тождество и определенная стабильность в содержаниях большого ряда петрогенных, рудных и редких элементов в гранитоидах формаций доуралид (табл. 2) позволяют вычислить региональные кларки этих элементов для севера Урала (Калинин, 1992, 1995, 1997).

Ниже дается сравнение этих показателей (региональных кларков) в гранитах и комагматичных им риолитах севера Урала, которые формируют собой позднерифейско-ранневендскую (R<sub>3</sub>–V<sub>1</sub>) малдинскую риолитовую формацию (табл. 3–5).

Сравнение средних содержаний различных элементов в изученных гранитах и риолитах малдинской формации проводилось и ранее (Калинин, 1967, 1970, 1973, 1995; Лучинин, 1968; Голдин и др., 1971, 1973, 1976) на примере отдельных районов (Торговский, Малдинский и др.). В данной работе приводится сравнительный анализ региональных кларков элементов в максимально полном информативном объеме в вышеуказанных комагматах, формирование которых связано с кислой палингенной магмой внутрикорового происхождения.

В табл. 3 использованы данные по гранитным формациям доуралид (исходные сведения из табл. 2), за исключением гранодиоритов и тоналитов Лапчавожского массива.

Пределы колебания содержаний элементов даны уже исходя из их средних содержаний в изученных массивах, а региональный кларк рассчитан как среднее арифметическое из всего массива информации с учетом всех конкретных аналитических определений.

В сравнении с кларками по А.П.Виноградову (1962) граниты севера Урала имеют положительную геохимическую специализацию на Si, K, Rb, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Pb, Th, STR+Y. Околокларковыми содержаниями характеризуются Be, B, Na, Al, Ga, Cs, La, W. Негативная геохимическая специализация отмечается для Li, F, Mg, Ca, Ti, V, Fe, Ba, Ce, Ta, U. И, наконец, вариации в содержаниях P, Sc, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ag настолько велики (в два и более раза больше или меньше среднего), что региональный кларк по этим элементам носит условный характер (выделено круглыми скобками в табл. 3).

Тоналиты и гранодиориты Лапчавожского массива (формация уралид E<sub>3</sub>–O<sub>1</sub>) отличаются от среднего гранита севера Урала повышенными содержаниями Ca, Mg, Mn, Fe, V, Cr, Sr, Ba (в 1,5–5 раз выше регионального кларка гранитов севера Урала) и, наоборот, пониженными содержаниями

Таблица 3

**Региональные кларки химических элементов в главных интрузивных фациях гранитов севера Урала, г/т (Калинин, 1995)**

Элемент	Число определений	Пределы колебания содержаний (среднего по массивам)	Среднее содержание (региональный кларк)	Кларк по А.П. Виноградову (1962)
Li	167	4–18	11	40
Be	487	2,5–10	5,8	5,5
B	74	13–22	17,7	15
F	228	150–710	405	800
Na·10 <sup>4</sup>	379	2,2–3,0	2,63	2,77
Mg·10 <sup>4</sup>	352	0,13–0,53	0,31	0,56
Al·10 <sup>4</sup>	352	6,3–8,4	6,9	7,7
Si·10 <sup>4</sup>	352	31,1–35,6	34,6	32,3
P	497	90–1012	(363)	700
K·10 <sup>4</sup>	379	3,03–4,27	3,59	3,34
Ca·10 <sup>4</sup>	359	0,24–1,32	0,66	1,58
Sc	432	2–16,4	(8,0)	3,0
Ti	407	960–2780	1690	2300
V	487	13–62	27	40
Cr	421	1,6–210	(95)	25
Mn	583	154–1000	(342)	600
Fe·10 <sup>4</sup>	352	1,25–2,50	1,72	2,7
Co	183	4,9–28,5	(23)	5
Ni	280	0,2–16	(11,2)	8
Cu	436	2,2–56	(19,5)	20
Zn	468	11–100	(44)	60
Ga	533	13–39	22,5	20
Rb	200	159–418	246	200
Sr	92	35–174	(66)	300
Y	533	26–121	69	34
Zr	533	121–395	241	200
Nb	224	20,3–50,0	31,5	20
Mo	263	10–20	16	1
Ag	240	0,02–1,6	(0,9)	0,05
Sn	432	5,6–17,5	10,8	3
Cs	75	3–7,5	5,3	5
Ba	256	231–644	343	830
La	487	42–73	59	60
Ce	269	10–43	23	100
Ta	64	0,8–3,4	2,3	3,5
W	147	0,3–2,7	1,5	1,5
Au*	8	0,0007–0,0031	(0,0015)	0,0045
Pb	478	19–68	38	20
Bi*	178	2–3,4	(2,7)	0,01
Th	90	17–44	24,5	18
U	121	1,2–3,8	2,4	3,5
ΣTR+Y	56	305–431	367	300

**Примечания.** 1) Au\* — данные только по Вангырскому массиву, Bi\* — данные только по Торговскому району (Торговский, Кефталькский и Хартесский массивы); 2) В круглых скобках — недостаточно достоверные данные из-за малого числа определений или больших амплитуд колебания содержания.



Таблица 4

## Средние составы гранитов и риолитов

Окислы	Средние типы по Дэли		Гранит-риолитовая формация Приполярный Урал (Лучинин, 1968)		Породы Торговского района (Калинин, 1970)		Малопатокский, Торговский, Маддинский и Мань-Хамбовский массивы (Калинин, 1973)	
	Гранит	Риолит	Гранит (n = 6)	Риолит (n = 9)	Гранит (n = 20)	Риолит (n = 22)	Гранит (n = 78)	Риолит (n = 51)
SiO <sub>2</sub>	70,18	72,36	72,41	72,71	75,82	76,42	73,17	75,63
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,33	0,13	0,28	0,23	0,12	0,30	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,47	14,17	14,04	13,00	12,20	12,06	13,70	12,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,57	1,55	0,47	2,31	0,92	1,17	1,85	1,32
FeO	1,78	1,01	2,16	1,51	0,97	0,73	1,95	0,89
MnO	0,12	0,09	0,04	0,05	0,02	0,03	0,06	0,04
MgO	0,88	0,52	0,79	0,44	0,21	0,37	0,60	0,49
CaO	1,99	1,38	1,29	0,62	0,47	0,40	1,11	0,51
Na <sub>2</sub> O	3,48	2,85	3,14	3,28	3,37	3,66	3,78	3,31
K <sub>2</sub> O	4,11	4,56	3,84	4,75	4,78	3,83	4,05	4,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,09	Не опред.	Не опред.	0,06	0,04	0,10	0,05
пл.л.	0,84	1,09	0,25	0,19	0,47	0,77	Не опред.	0,54
F	67	74	64	82	84	73	77	70
φ'	43	58	17	57	46	58	46	57

Примечание: F – общая железистость, φ' – степень окисления железа.

Таблица 5

**Региональные кларки химических элементов в риолитах малдинской формации севера Урала, г/т (Калинин, 1995)**

Элемент	Число определений	Пределы колебания содержаний (среднего по районам)*	Среднее содержание (региональный кларк)	Кларк по А.П. Виноградову (1962)
Li	10	5–19	11,6	40
Be	291	3–9	6	5,5
F	38	100–1000	(300)	800
Na·10 <sup>4</sup>	40	1,18–3,87	(2,28)	2,77
Mg·10 <sup>4</sup>	40	0,17–0,41	0,26	0,56
Al·10 <sup>4</sup>	40	6,26–6,76	6,58	7,7
Si·10 <sup>4</sup>	40	34,91–35,62	34,96	32,3
P	124	170–308	282	700
K·10 <sup>4</sup>	40	1,18–5,19	(3,66)	3,34
Ca·10 <sup>4</sup>	40	0,32–0,54	0,41	1,58
Sc	124	3–15	(8,4)	3,0
Ti	291	1220–3990	2480	2300
V	291	7–39	23	40
Mn	291	220–540	370	600
Fe·10 <sup>4</sup>	40	1,54–2,23	1,93	2,7
Ni	291	3–25	(10)	8
Cu	291	4–100	(44)	20
Zn	291	20–80	50	60
Ga	291	9–26	20	20
Y	291	70–150	120	34
Zr	291	210–590	350	200
Nb	68	6–378	(120)	20
Ag	3	0,015–0,040	(0,025)	0,05
Sn	291	2–29	(14)	3
Ba	291	90–520	350	830
La	291	21–110	60	60
Ta	68	0,3–49	(7)	3,5
Au	3	0,0008–0,0024	(0,0014)	0,0045
Pb	291	10–60	40	20
Th	97	0–83	(23,3)	18
U	100	1,5–4,0	3,2	3,5
ΣTR	110	10–950	(425)	300

\* Использованы средние содержания элементов в породах малдинского комплекса по следующим районам: бассейну р. Сив-Яги (n = 24), хр. Малдынырд (n = 28), правобережью р. Лемвы (n = 14), району р. Манараги (n = 78), верховью р. Торговой (n = 23), нижнему и среднему течению р. Торговой (n = 79), южной части Печорского Урала (n = 44); по Au и Ag — данные только по хр. Малдынырд, по P и Sc — только по Торговскому району.

ми Si, K, Be, Ga, Y, Zr, Nb, Sn, La, Ta, Pb (в 1,5–6 раз ниже регионального кларка). Такая, достаточно полярная геохимическая специализация, возможно, объясняется существенными различиями в генезисе «мантийных» лапчавожских гранитоидов плагигранитного ряда и основной массы «палингенных» сиалических гранитоидов гипабиссального режима формирования. Лапчавожский массив рассматривается нами потенциально золотоносным, молибденоносным и шеелитоносным. По нашим данным (Калинин, Давыдов, 1983) в его породах средние содержания молибденита в 133 раза, а шеелита в 800 раз больше, чем в среднем безрудном кварцевом диорите-гранодиорите Урала (Ляхович, 1967).

Принципиальное тождество химических составов гранитов и риолитов (табл. 4) подтверждает комагматичность их образования и общий сиалический источник происхождения. Наиболее показательны в этом отношении гранитоидные массивы Мань-Хамбо, Торговский, Кефталькский, Малопатокский и Малдинский, сформировавшиеся в тесной пространственной близости с полями кремнекислых вулканитов (Калинин, 1970, 1973). Тем не менее при сравнении пар гранит – риолит (табл. 4) наблюдаются определенные закономерности, объясняемые нами спецификой формирования глубинных и излившихся аналогов кислой магмы. Граниты в среднем постоянно характеризуются большими содержаниями  $Al_2O_3$ , FeO, CaO,  $P_2O_5$ , а риолиты — большими величинами  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и  $\phi'$  (степень окисленности железа).

Расчет региональных кларков петрогенных, рудных и редких элементов в риолитах проводился и раньше (Вулканические..., 1973), однако в данном случае значительно расширен круг анализируемых элементов и проведена определенная систематизация всего имеющегося по этому вопросу материала (табл. 5). В сравнении с кларком для кислых пород по А.П.Виноградову риолиты имеют положительную геохимическую специализацию по Si, Y, Zr, Pb. Околокларковые содержания характерны для Be, Ti, Zn, Ga, La, U. Негативная геохимическая специализация отмечается для Li, Mg, Al, P, Ca, V, Mn, Fe, Ba. И, наконец, такие элементы, как F, Na, K, Sc, Ni, Cu, Nb, Sn, Ta, Th, TR, отмечены в таком широком диапазоне содержаний, что региональный кларк по ним носит предварительный характер. По Au и Ag определений недостаточно. Особо следует остановиться на информативности данных по Na и K в риолитах. Последние в силу активных процессов дифференциации щелочных элементов наблюдаются в природе в широком диапазоне разностей от ультракалиевых (до 8,40%  $K_2O$ ) через калиево-натриевые, натриевые и до ультранатриевых (до 5,98%  $Na_2O$ ), что не позволяет в конкретном случае оперировать каким-то одним параметром для риоли-

тов в целом. Очевидно, необходимо конкретизировать средние значения Na и K для всех этих разностей.

Сравнение региональных кларков гранитов и риолитов севера Урала (табл. 3 и 5) обнаруживает принципиальную идентичность в содержаниях Li, Be, F, Na, Mg, Al, Si, K, Sc, V, Mn, Ga, Ba, La, Fe, Ni, Zn, Au, Pb, Th, U, TR. Региональные кларки P, Ca, Ag больше в гранитах, а таких элементов, как Ti, Cu, Y, Zr, Nb, Sn, Ta, в 1,5 раза больше в риолитах.

Следовательно, как петрохимический анализ, так и сравнение региональных кларков гранитов и риолитов подтверждает их геохимическое единство и общность происхождения из сиалического внутрикорового магматического очага.

Установленные региональные кларки в кислых комагматах севера Урала являются, по нашему мнению, нормой для характеристики геохимической специализации данных типов пород на целый комплекс рудных и редких элементов.

### **3.9.2. Геохимические ассоциации рудных и редких элементов в гранитах и риолитах**

Краткий сценарий развития кислого магматизма на Приполярном Урале в позднем венде – раннем палеозое выглядит следующим образом. На начальных этапах происходит формирование кислых вулканитов малдинской формации позднерифейско-ранневендского возраста, связанное с рифтогенезом. Далее, в период активных складчатых процессов (V<sub>2</sub>–Є<sub>1</sub>) внедряется основная масса гранитов, образование которых было подготовлено процессами ультраметаморфизма, реоформизма и мигматизации на более глубоких структурных уровнях. Предположительно они представляют собой фрагмент общеуральской субсеквентной гранит-риолитовой формации, выделенной И.И. Лучининым (1968) на западном склоне Большого Урала. Новая смена коллизионно-складчатых процессов рифтовыми в конце кембрия – начале ордовика привела к тому, что процесс гранитообразования не прекратился, а сместился на периферии поднятий, в синклиновые структуры, и на большую глубину, с образованием более «сухих» гранитов малопапачовско-ильязской группы и их полярноуральских аналогов, а также лапчавожских гранитоидов в составе парнукско-лапчавожской дифференцированной формации. И, наконец, наиболее поздними по времени и связанными с началом рифтогенеза являются субинтрузивные кварцевые порфиры, аплиты и другие породы жильной серии, которые наблюдаются как в самих интрузивных телах гранитов, так и во вмещающих породах (вплоть до кварцито-песчаников тельпосской свиты O<sub>1</sub>).

Детальный геолого-петрографический, петрохимический, минералогический и геохимический анализ изучаемых гранитов и риолитов (М.В.Фишман, Б.А.Голдин, Н.П.Юшкин, Е.П.Калинин, 1960–1980 гг.) подтверждает их природное единство и общность происхождения из внутрикорового сиалического магматического очага. Генерация гранитной магмы происходила на относительно небольших глубинах в пределах гранитно-метаморфического слоя за счет разогрева коры глубоководной (15–35 км) базальтовой магмой, следствием чего стали низкотемпературные гранитные эвтектики.

Наиболее показательны в этом отношении гранитные массивы Малдинский, Торговский, Кефталыкский, Малопатокский, Ильяизский, Мань-Хамбо, сформировавшиеся в тесной пространственной близости с полями кислых эффузивов (Голдин и др., 1973).

Нами проведено сравнение средних содержаний и определены геохимические ассоциации некоторых аксессуарных элементов, позволившие проследить эти характеристики во времени, начиная с кремнекислых вулканитов (догранитных), через граниты (доордовикские) и завершая субинтрузивными кварцевыми порфирами и аплитами жильной серии (послегранитными). Формирование всех их связано с кислой палингеной магмой внутрикорового происхождения.

Использованы собственные материалы экспедиционных исследований (Калинин, 1962–1974 гг.) в пределах Малдинского, Вангырского, Торговского, Кефталыкского и Ильяизского гранитных массивов и кремнекислых вулканитов обрамления и единая для всех выделенных разновидностей пород аналитическая база (приблизительно-количественный спектральный анализ).

Анализ табл. 6 обнаруживает принципиальное тождество как в средних содержаниях, так и в геохимических ассоциациях большинства изучаемых элементов. Особенно отчетливо это прослеживается индивидуально в каждом районе. Комагматы Торговско-Кефталыкского района оказались наиболее богатыми в отношении кларковых и сверхкларковых содержаний большинства рудных и редких элементов. Далее по убывающей: Малдинский, Ильяизский и Вангырский районы. Возможно, это можно объяснить «первичной» обогащенностью данными компонентами того субстрата, из которого выплавлялась гранитная магма, и последующими метасоматическими процессами в герцинское время.

В ряде случаев эффузивные аналоги содержат большие концентрации рудных и редких элементов, чем граниты (Be, Sc, Cu, Ga, Y, Sr, Nb, Sn, Ba). Обратная тенденция менее характерна (V, Pb). Очевидно, со временем происходит «разубоживание» единого магматического очага

Таблица 6

**Содержание элементов-примесей в породах по данным приближенно-количественного спектрального анализа\*, g/t (Калинин, 1997)**

Порода	Число анализов	Be	Sc	V	Ni	Cu	Zn	Ga	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Pb
		Магдинский район													
Риолиты эффузивной фации (догранитные)	28	5,3	10	26,5	7,5	9,4	43,6	19,2	102	275	35,3	12,6	555	74	22,5
Граниты главной интрузивной фации (доордовикские)	69	5,1	6,1	38,5	9	8,6	46,9	17,5	50	232	20,9	9,6	475	48,8	45
Риолиты субинтрузивной фации (последгранитные)	8	5	11	29	8,9	3,7	40	15,7	107	267	25	7,2	400	73,7	26,2
Аплиты жильной серии (последгранитные)	6	4,3	1	7,3	н.о.	4,3	н.о.	10,3	28	40	18,3	10,3	195	8,3	53,3
Вангырский район															
Риолиты эффузивной фации (догранитные)	3	3	2	7,3	н.о.	11,3	33,3	15,3	26,7	60	н.о.	7,7	83,3	16,7	6,7
Граниты главной интрузивной фации (доордовикские)	40	2,5	1,9	25,8	н.о.	9,4	16,2	12,9	67,2	121	н.о.	9,8	360	42	18,7
Аплиты жильной серии (последгранитные)	2	3	н.о.	6	н.о.	15,0	37,5	10	60	55	н.о.	6	70	37,5	н.о.
Торговско-Кефталыкский район															
Риолиты эффузивной фации (догранитные)	70	9,3	12,3	45	14,5	57	60	25	120	432	41	13,4	360	68	48
Граниты главной интрузивной фации (доордовикские)	270	9,2	13,1	27	18	39	56	26	100	262	25	12	292	71	27
Аплиты жильной серии (последгранитные)	30	7,8	11	24,7	13	37	64	26	116	282	27,5	17,3	295	52	32
Ильязский район															
Риолиты эффузивной фации (догранитные)	23	2,7	12,8	11,6	5,4	5,1	39	16	73	181	22,6	5,7	250	84	38
Граниты главной интрузивной фации (доордовикские)	91	2,8	2,3	13	5,5	2,2	11	17	44	183	24,4	5,6	128	67,5	51
Аплиты жильной серии (последгранитные)	3	3,7	н.о.	5	н.о.	1,5	н.о.	17	23	90	23	6,3	10	55	57

Окончание табл. 6

**Геохимические ассоциации элементов-примесей (Калинин, 1997)**

Порода	Число анализов	Кларки концентраций элементов (отношение концентрации к кларку для кислых пород по А.П. Виноградову, 1962)
Малдинский район		
Риолиты эффузивной фации (догранитные)	28	0,47 0,66 0,67 0,73 0,96 0,96 1,12 1,23 1,37 1,76 3,0 3,33 4,2 Cu - V - Ba - Zn - Ga - Be - Pb - La - Zr - Nb - Y - Sc - Sn
Граниты главной интрузивной фации (доордовикские)	69	0,43 0,57 0,78 0,81 0,88 0,93 1,0 1,04 1,16 1,47 2,0 2,25 3,2 Cu - Ba - Zn - La - Ga - Be - V - Nb - Zr - Y - Sc - Pb - Sn
Риолиты субинтрузивной фации (последгранитные)	8	0,19 0,48 0,67 0,72 0,78 0,91 1,23 1,25 1,31 1,33 2,42 3,15 3,67 Cu - Ba - Zn - V - Ga - Be - La - Nb - Pb - Zr - Sn - Y - Sc
Аплиты жильной серии (последгранитные)	6	0,14 0,18 0,20 0,20 0,23 0,33 0,51 0,78 0,82 0,91 2,66 3,4 La - V - Zr - Cu - Ba - Sc - Ga - Be - Y - Nb - Pb - Sn
Вангырский район		
Риолиты эффузивной фации (догранитные)	3	0,10 0,18 0,28 0,30 0,33 0,54 0,56 0,66 0,69 0,76 0,78 2,56 Ba - V - La - Zr - Pb - Be - Cu - Sc - Zn - Ga - Y - Sn
Граниты главной интрузивной фации (доордовикские)	40	0,27 0,43 0,44 0,47 0,61 0,64 0,65 0,66 0,70 0,94 1,98 3,27 Zn - Ba - Be - Cu - Zr - Ga - V - Sc - La - Pb - Y - Sn
Аплиты жильной серии (последгранитные)	2	0,08 0,15 0,27 0,50 0,54 0,62 0,62 0,75 1,76 2,0 Ba - V - Zr - Ga - Be - Zn - La - Cu - Y - Sn
Торговско-Кефталякский район		
Риолиты эффузивной фации (догранитные)	70	0,43 1,00 1,12 1,13 1,25 1,7 1,9 2,05 2,16 2,40 3,53 4,1 4,47 Ba - Zn - V - La - Ga - Be - Cu - Nb - Zr - Pb - Y - Sc - Sn
Граниты главной интрузивной фации (доордовикские)	270	0,35 0,68 0,93 1,18 1,25 1,30 1,31 1,35 1,67 2,94 4,0 4,4 Ba - V - Zn - La - Nb - Ga - Cu - Zr - Pb - Be - Y - Sn - Sc
Аплиты жильной серии (последгранитные)	30	0,36 0,6 0,87 1,07 1,23 1,3 1,38 1,4 1,41 1,6 3,4 3,7 5,8 Ba - V - La - Zn - Cu - Ga - Nb - Be - Zr - Pb - Y - Sc - Sn
Ильязский район		
Риолиты эффузивной фации (догранитные)	23	0,25 0,29 0,31 0,49 0,65 0,80 0,90 1,13 1,39 1,9 1,9 2,15 4,2 Cu - V - Ba - Be - Zn - Ga - Zr - Nb - La - Pb - Sn - Y - Sc
Граниты главной интрузивной фации (доордовикские)	91	0,11 0,15 0,18 0,32 0,51 0,8 0,85 0,91 1,12 1,22 1,29 1,88 2,55 Cu - Ba - Zn - V - Be - Sc - Ga - Zr - La - Nb - Y - Sn - Pb
Аплиты жильной серии (последгранитные)	3	0,01 0,07 0,37 0,45 0,67 0,67 0,85 0,92 1,15 2,1 2,85 Ba - Cu - V - Zr - Be - Y - Ga - La - Nb - Sn - Pb

\* Не включены элементы со встречаемостью ниже 50%.

в отношении этих элементов. Реже наблюдается сквозная тенденция «разубоживания» в ряду: кремнекислые вулканиды – граниты – породы жильной серии: для Be, Cu, Ga, Ba – в Малдинском районе; для Ga – в Вангырском; для Be, V, Cu – в Торговско-Кефталыкском; для Cu, Y, Ba, La – в Ильяизском. Обратная тенденция (последовательное накопление акцессорных элементов в породах жильной серии) отмечена лишь для Be и Pb в Ильяизском районе.

Жильные аплиты в этом ряду выглядят наиболее обедненными по комплексу редких и рудных элементов, что подтверждается также геохимическими ассоциациями сверхкларкового ряда (табл. 6, выделено жирным шрифтом). Однако в отдельных случаях отмечены их максимальные содержания: Pb – Малдинский район; Cu и Zn – Вангырский; Zn и Sn – Торговско-Кефталыкский; Be, Sn и Pb – Ильяизский. Субинтрузивные кварцевые порфиры, отмеченные только в Малдинском районе, характерны максимальными содержаниями Sc и Y (Калинин, 1997).

На данном материале подтверждается ранее установленная закономерность (Калинин, 1970, 1985, 1992, 1995), что кислые дифференциаты гранитной магмы практически едины в своей геохимической общности и их геохимический облик определяется кларковыми и сверхкларковыми содержаниями таких элементов, как Sc, Y, Zr, Nb, Sn, La, Pb.

Наиболее обогащенными рудными и редкими элементами из изученных пород являются кислые магматиты Торговско-Кефталыкского района (Калинин, 1970), что подтверждается обнаружением здесь ранее редкометального Торговского W-Mo-Vi месторождения.

### **3.9.3. Минеральный баланс рудных и редких элементов в гранитах севера Урала**

Результаты геохимических анализов породообразующих и акцессорных минералов гранитоидов севера Урала позволили определить характер поминерального распределения редких и рудных элементов (табл. 7). Установлено, что акцессорные минералы как в качественном, так и в количественном отношении концентрируют лишь одну треть редких и рудных элементов. Это объясняется рассеянной формой нахождения многих из этих элементов в гранитоидах. Такое рассеяние обусловлено, с одной стороны, низкой (околокларковой) концентрацией соответствующих элементов в исходном гранитном расплаве, с другой стороны – сходством их химических и кристаллохимических параметров с соответствующими характеристиками петрогенных элементов (типа Si-Be, Ti-Nb, Al-Ga, Fe-Sc, Mg-Li, Ca-TR, Na-Li, K-Rb и др.). Вслед-





Окончание табл. 7

Минерал	Среднее содержание в породе, %	Nb	Mo	Sn	La	Ce	$\Sigma$ TR	Ta	W	Pb	Bi	Th	U
Плагиоклаз	22	4	28	6	16	15	12	He отпр.	10	18	-	He отпр.	He отпр.
Кал. пол. шпат	33	7	33	6	15	11	13	"-	26	42	-	"-	"-
Биотит	1	32	10	4	5	-	8	20	22	12	60	2	3,5
Мусковит	4	17	20	37	3	-	2	6	20	10	30	He отпр.	3
Магнетит	0,3000	-	2,3	3	-	-	1	He отпр.	-	2	0,4	"-	He отпр.
Эпидот	0,1100	-	3	3	10	50	25	"-	-	5	1,5	"-	"-
Пирит	0,0450	-	0,8	7	-	-	-	"-	-	3	0,3	"-	"-
Титанит	0,0100	30	0,3	17	0,5	-	10	"-	0,2	1,3	1	"-	"-
Гранат	0,0090	-	0,5	3	-	-	3	"-	-	-	-	"-	"-
Циркон	0,0060	-	0,2	0,2	13	4	11	"-	0,1	0,3	0,3	"-	"-
Гематит	0,0051	-	0,3	-	-	-	-	"-	-	-	0,2	"-	"-
Ильменит	0,0048	6	1	1,8	-	-	-	"-	-	0,9	0,2	"-	"-
Орпиг	0,0024	0,2	0,2	0,4	5	10	7	"-	0,02	0,6	-	"-	"-
Апатит	0,0018	-	-	-	-	-	-	"-	0,04	-	0,1	"-	"-
Флюорит	0,0015	-	-	-	-	-	0,1	"-	-	-	-	"-	"-
Халькопирит	0,0009	-	-	-	-	-	-	"-	-	0,4	-	"-	"-
Шеелит	0,00024	0,1	0,5	0,1	0,2	5	2	"-	19	0,6	0,2	"-	"-
Фергусонит	>0,0001	3	-	-	-	-	0,3	"-	-	-	-	"-	"-
Анклиит	>0,0001	-	-	-	-	3	1	"-	-	-	-	"-	"-

**Примечание:** средние содержания аксессуарных минералов приведены с использованием данных минералогического анализа искусственных шихтов с введением поправочного коэффициента ( $\times 3$ ) для учета потерь при промывке.

ствие этого примерно две трети редких и рудных элементов присутствуют в рассеянном виде в породообразующих минералах гранитоидов (Калинин, Давыдов, 1976 г.).

В метасоматических измененных разностях гранитов содержание редких и рудных элементов в наиболее благоприятных случаях в десятки и более раз выше кларковых. Это установлено для F, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Sn, Ta, Pb, Bi, U на примере метасоматитов по гранитам Мань-Хамбо (Фишман и др., 1965 г.), Ильязского, Малдинского, Вангырского массивов (Калинин, Давыдов, 1976 г.) и измененных гранитов Лемвинского массива (материалы А.А.Саранина).

Сравнение индикаторных геохимических отношений гранитоидов и метасоматитов по ним с геохимическими параметрами редкометалльных апогранитов выявляет, что как те, так и другие достаточно далеки от рудоносных апогранитов (Калинин, 1970 г.). Лишь по отдельным отношениям (Zr:Nb; Zr:Ta) метасоматиты по гранитам приближаются к редкоземельно-ниобиевому типу казахстанских апогранитов, а в большинстве случаев близки к кларковым соотношениям. Очевидно, ограниченность метасоматического процесса в гранитоидах севера Урала обусловила лишь некоторое обогащение их TR, Nb, Th, F, Mo, Sn и перераспределение других элементов (Li, Rb, Y, Zn, W и др.) из одних минеральных форм в другие.

На магматическом этапе преобладало изоморфное вхождение акцессорных элементов в породообразующие минералы, а при метасоматозе — изоморфизм с акцессорными минералами и реже — образование собственных минералов редких и рудных элементов (Калинин, 1992).

**Рудопотенциальная возможность среднего гранитного массива** (200–300 км<sup>3</sup>) как источника мобилизованного рудного вещества на Приполярном Урале оценивается нами в 2–2,5 млн.т по W, 2,5–15 млн.т по Mo, 9–14 млн.т по Sn, 0,1–2,6 млн.т по Bi. В известных же рудопроявлениях (типа Торговского) реализована лишь 1/2000 часть этих возможностей, следовательно, регион представляется достаточно перспективным на перечисленные рудные элементы (Фишман, Голдин, 1963; Калинин, 1970).

Наряду с гранитами ранее выявлена и в последние годы подтверждена потенциальная рудоносность и их эффузивных аналогов. Примерами этого являются Ag-U рудопроявление «Ясное» в малдинских риолитах, новое Au-Pd рудопроявление «Чудное» в поле кислых эффузивов, а Торговское W-Mo-Bi проявление зафиксировано в рудных кварцевых жилах в ассоциации с субинтрузивными кварцевыми порфирами.

## Глава 4

### **Состав исходных магм. Происхождение базальтоидов и риолитов**

#### **4.1. Происхождение базальтоидов**

Базальтоиды можно считать, по-прежнему, продуктом частично-го плавления материала верхней мантии в присутствии воды (Кутолин, 1972). Непосредственным источником выплавления базальтоидных магм в принципе могут быть весьма различные глубинные породы — от глиноземистых ультрамафитов (лерцолитов, пироксенитов) до пород базальтоидного состава (эклогитов и габброидов). Основой формирования магм являются низкотемпературные котектики, а фракционное плавление полиминеральных пород сопровождалось дискретным составом выплавок. Максимумы составов при этом определяются котектическими сочетаниями исходных пород.

Прогрессивный или регрессивный ход фронта базальтоидного магмообразования или несколько неодинаковое положение его в соседних тектоно-формационных зонах, а также возможная гипсометрическая смещенность элементов вертикальной зональности в базальтовых субстратах определяют в главных чертах стратиграфическую и латеральную смену составов базальтоидной группы в соседних вулканических комплексах (Белоусов, 1976).

Следуя представлениям Т.И.Фроловой, мы принимаем в качестве родоначальных (исходных) те магмы, которые поступили в земную кору из мантии. Там они обособились тем или иным путем, непосредственно излившись на поверхность или образовав более или менее крупные очаги в земной коре. В результате дифференциации последних возникли родственные серии пород (Фролова 1970; Бурикова, Фролова, 1977).

При решении вопроса о составе исходных магм изученных формаций западного склона севера Урала авторы ограничились методами

определения типа серий (магм), основанными на использовании всей совокупности химических анализов данной ассоциации (А.Ритман, 1964; Осборн, 1964; Kuno, 1959; Шейнман, 1965 и др.).

Для установления родственных петрогенетических серий разнофациальных пород изученных комплексов использована диаграмма А. Ритмана (1964)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ , которая показывает характер изменчивости щелочей в магматических сериях, образовавшихся в результате глубинной дифференциации магматических очагов (Мизин, 1988, рис. 41). Как видно из диаграммы, вариационные линии вулканических комплексов занимают различное положение, что подчеркивает их принадлежность к разным эволюционным сериям.

В манарагской базальтовой и бедамельской андезитовой формациях выделяются сверхизвестковистая, известково-щелочная и слабощелочная петрогенетические ассоциации, в которых устанавливается последовательное увеличение суммарного количества щелочей при уменьшении  $\text{SiO}_2$ . В изъяхойской базальтовой формации отмечаются такие же петрогенетические серии, что и в манарагской и бедамельской формациях, но увеличение содержания щелочей происходит при относительно постоянном количестве  $\text{SiO}_2$ .

В щелочно(нефелин)-базальтоидной формации выделяются известково-щелочная, слабощелочная и щелочная петрогенетические серии (Мизин, 1988, рис. 41). В целом значение  $\sigma$  для мафитовых пород, как правило, менее 4, т.е. все эти вулканогенные образования независимо от состава и фациальной принадлежности относятся к тихоокеанской или известково-щелочной серии. Часть базальтовых пород имеют  $\sigma > 4$ , т.е. могут быть отнесены к переходному от тихоокеанского к атлантическому типу. Выше линии  $\sigma = 4$ , кроме базальтов, недосыщенных кремнеземом, для которых при низком содержании щелочей получаются большие значения  $\sigma$ , попадают породы с высокой щелочностью, частью измененные, частью с первично повышенным содержанием щелочей.

Породы щелочно(нефелин)-базальтоидной формации обычно имеют  $\sigma > 4$ , что позволяет отнести их к атлантической серии.

Ход дифференциации рассматриваемых вулканических комплексов хорошо виден, если проанализировать парциальное давление кислорода в процессе эволюции магмы, используя для этого коэффициент фракционирования. На диаграмме (Голдин и др., 1973, рис. 47; Мизин, 1988, рис. 42) видно, что вариационная линия манарагской формации располагается ниже линий известково-щелочной серии, что объясняется особенностями химизма, о которых говорилось ранее. Вариационная линия изъяхойской формации протягивается левее толеитовой

серии, оставаясь параллельной ей, что подтверждает принадлежность этих вулканитов к толеитовым сериям. Толеитовый характер кривой на диаграмме говорит о том, что дифференциация в расплаве на первом этапе происходила в обстановке постоянного состава и падающего давления кислорода. В этом случае главная роль принадлежит фракционной кристаллизации, в результате которой сформировалась основная часть вулканитов. По более сложному пути формируются породы бедамельской формации; здесь отмечаются как ассоциация известково-щелочной серии, так и породы, формирующиеся по толеитовому пути.

Общий рой фигуративных точек щелочно-(нефелин)-базальтоидного комплекса вытянут вначале преимущественно вдоль оси коэффициента фракционирования, что отражает общую толеитовую тенденцию дифференциации (Йодер, Тилли, 1965). Затем вблизи состава  $F = 0,56$  и  $SiO_2 = 45\%$  наблюдается перегиб вариационной линии, которая приобретает известково-щелочную направленность.

По исходному составу магмы, характеру эволюции и продуктам кристаллизации щелочно-базальтоидная формация наиболее близка Гавайской щелочной серии, отличаясь преимущественным развитием мафит-ультрамафитовых разностей типа основных базальтов и пикритов. Для приблизительного расчета количества твердого вещества и состава кристаллизующихся магм был использован показатель затвердевания (Sl) Х.Куно (Kuno, 1959) и построены соответствующие диаграммы (Голдин и др., 1973 рис. 45; Мизин, 1988, рис. 43). Их анализ показывает, что манарагская и бедамельская формации соответствуют по химизму известково-щелочной серии, а изъяхойская — толеитовой. В петрохимическом отношении серия пород щелочно-базальтоидной формации относится к щелочной серии, но характеризуется относительно слабой щелочностью и занимает промежуточное положение между типично щелочными и переходными сериями.

Не менее важным способом для разделения производных толеитовых и оливин-базальтовых магм является метод, предложенный Ю.М.Шейнманном (1965) на основе  $SiO_2$ -gz диаграммы (Голдин и др., 1973, рис. 46). Принцип этого метода основывается на различии скорости насыщения кремнеземом толеитовых и оливин-базальтовых серий при переходе от основных пород к кислым, что выражается на диаграмме разным наклоном линий или размещением точек. Важно, что наклон линий различных серий можно выражать также и посредством числовых значений коэффициента  $K$ , являющегося мерой этой скорости. При этом оливин-базальтовые серии характеризуются крутым наклоном линий и значениями числа  $K$  меньше 10, а толеитовые — более

положим наклоном и  $K = 20\text{--}35$ . Ю.М.Шейнманн особо подчеркивает, что переходов между разными ассоциациями нет (или они очень редки). Следует указать, что прямое сопоставление наклона линий (или чисел) оказывается несостоятельным в вопросах диагностики толеитовых серий устойчивых областей, с одной стороны, и серий складчатых сооружений и геосинклиналей — с другой. Для этого требуется сопоставление пород всех серий по кислотности.

По скорости насыщения кремнекислотой мафитовые формации севера Урала попадают в поле развития толеитбазальтовых серий и характеризуются следующими значениями  $K$ : манарагская — 25, изьяхойская — 24 и бедамельская — 29.

Для седьюского комплекса щелочных базальтоидов  $K = 8$ , соответствуя полю развития оливин-базальтовых серий.

## 4.2. Происхождение риолитов

В настоящее время существует два противоположных взгляда на генезис кислых пород на Урале. Одни исследователи рассматривают их как продукт базальтовой магмы, выделяя контрастно-дифференцированные и последовательно-дифференцированные серии, другие признают гетерогенность кислых пород, используя для объяснения как механизм дифференциации, нередко осложненный ассимиляцией материала коры, так и процесс палингенного плавления вещества сиалической коры под воздействием тепла локализованной в коре базальтовой магмы.

В данной работе проблема петрогенезиса кремнекислых вулканизов рассматривается на примере западного склона Полярного Урала, где ранее выделялись базальт-риолитовая формация (производная единой базальтовой магмы) и пайпудынский риолитовый комплекс.

В связи с вышесказанным перед авторами стояла проблема, направленная на решение следующих узловых вопросов:

- а) установление степени и характера родства кислых пород с основной магмой в пределах каждой тектоно-формационной зоны;
- б) установление основных черт сходства и различия кислых пород разных формационных типов;
- в) определение роли корового вещества в процессе формирования пород кислого состава.

Комплексное изучение вулканических пород кислого состава показало, что они представляют собой гетерогенные образования. По

геологическому и тектоническому положению, по вещественному составу среди них выделяются, как указывалось выше, риолитовая малдинская и трахириолитовая субформации трахибазальт-трахириолитовой формации и группа пород, входящая в состав непрерывной бедамельской андезитовой формации, составляя 1–5% ее объема.

Региональные исследования, проведенные авторами, показали, что такие типы ассоциаций формируются на поздних стадиях развития отдельных орогенических зон и отличаются большим разнообразием при близком их возрасте (Голдин и др., 1973, 1976).

Породы малдинской риолитовой формации обычно ассоциируют с основными вулканитами, отличаясь от них полярностью состава и переменным соотношением Na и K.

Наши исследования показали, что трещинные излияния базальтовой магмы сменяются формированием палеовулканических построек центрального типа, сложенных кислыми вулканитами, с образованием обособленных вулканических поднятий. Формирование вулканитов контрастного ряда происходило, главным образом, в подводных условиях и характеризуется направленным развитием вулканизма, выражающимся в смене основных пород кислыми, т.е. кислые вулканиты являются завершающей стадией вулканизма на рифтовом этапе. Непостоянные соотношения кислых и основных вулканитов, которые наблюдаются в пределах отдельных участков (районов), значительные объемы кислых образований, составляющих иногда более 50% разреза, бимодальность распределения их составов не позволяют рассматривать салические породы как обычные дифференциаты базальтовой магмы. Чередование кислых вулканитов в разрезе с преобладающими образованиями основного состава, отмеченные некоторыми исследователями (Петрова, 1969; Охотников, 1968 и др.), свидетельствуют скорее об их попеременном излиянии при одновременном существовании как основного, так и кислого расплава. Сопоставление салических пород разных тектоно-формационных зон указывает на резкие различия их химического состава. Это свидетельствует о коровом происхождении кислых вулканитов, состав которых контролируется строением и термодинамической обстановкой частных формационных зон.

Формирование магм, отвечающих двум ассоциациям, определялось согласным подъемом уровней базальтоидного и кислого магмообразования.

Независимость происхождения основных и кислых пород подтверждается особенностями вещественного состава и химизма вулканитов, о чем свидетельствует целый ряд фактов:



- а) неоднородность распределения кислых и основных пород; совокупность фигуративных точек риолитов на тройной диаграмме (Мизин, 1988, рис. 44) оторвана от поля распределения составов дифференциатов базальтовой магмы, указывая на существование автономных магматических камер в коре сиалического типа (Бондаренко, Хотин, 1963; Фаворская, 1966; Эрлих, 1973; Лапин, 1976);
- б) изменчивые количественные соотношения основных и кислых вулканитов в разрезе структурно-формационных зон, а также в разрезах отдельных вулканических построек, часто при их соотношении 1:1, противоречат гипотезе происхождения последних в результате прямого фракционирования базальтовой магмы;
- в) невысокие потенциальные возможности при перегреве (Фролова, Бурикова, 1977; Штейнберг, 1969, 1970);
- г) различная направленность процессов дифференциации: гомодромная в основной группе и антидромная в кислой (риолиты → граниты → дациты). Антидромный характер эволюции расплавов кислого состава подтверждается поздним внедрением субвулканических образований дацитов в пределах вулканических построек, сложенных более кислыми по составу вулканитами;
- д) независимое изменение петрохимических параметров в основной и кислой ассоциациях пород. К ним относятся резкое уменьшение параметра «с», различный характер коэффициента фракционирования (F) от кремнезема, различие в условиях щелочности (высокая суммарная щелочность основных пород и нормальная — кислых), которые также свидетельствуют о самостоятельности эволюции основных и кремнекислых вулканитов.

Наиболее вероятным представляется механизм палингенового выплавления кислой магмы внутри сиалической коры, отмечаемый многими исследователями для других районов страны (Кузнецов, 1964). Одним из главных доводов корового происхождения главной массы кислых пород является отсутствие последних в океанических областях, где нет сиалической коры, и их широкое развитие в подвижных зонах с повышенным притоком глубинной энергии, способствующей разогреву и вовлечению материала коры в магмообразование. Коровый характер кислых пород как по петрографическому составу, так и по особенностям химизма отличается: 1) повышенной лейкократовостью при почти полном отсутствии темноцветных минералов; 2) широким развитием эвтектоидных сростаний кварц-полевошпатового состава во вкраплен-

никах и в основной массе, свидетельствующих о близости начальных порций этих расплавов к эвтектике; 3) сравнительно высокими содержаниями в них летучих, в частности воды, и как результат — более высокой explosивностью по сравнению с базальтами. Однако в целом кислый расплав отличается незначительной потенциальной энергией, обуславливающей широкую локализацию вулканитов в виде субвулканических тел, что характерно для магм анатектического происхождения. Сравнение химического состава риолитов со средними значениями заведомо корового и базальтового происхождения говорит о близости их к первым (табл. 8).

Таблица 8

**Средний химический состав гетерогенных риолитов**

Порода	Оксиды									
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Риолиты Полярного Урала	74,39	0,28	11,92	1,80	1,53	0,04	0,46	0,53	3,24	4,28
Риолиты восточных полей Сихотэ-Алиня (коровые)	72,1	0,32	13,86	1,6	2,01	0,05	0,27	1,58	3,25	3,57
Гранофиры скаергардской интрузии (базальтоидные)	75,0	0,31	13,08	1,56	0,88	—	0,15	0,69	4,24	3,85

Основные различия связаны с группой калиево-натриевых компонентов, испытывавших перераспределение при метаморфизме.

Характерной чертой как кислых, так и основных пород часто является резко выраженная натровая специализация, что собственно и вызвало их отнесение к спилитовому типу и часто рассматривалось как одно из доказательств принадлежности к единому магматическому очагу в собственно (ранне) геосинклинальную стадию, несмотря на то, что на наложенность процессов альбитизации давно указывалось многими исследователями. Обращаясь к геологическим фактам, мы видим, что время проявления натрового метасоматоза было близко к образованию пород. Это подтверждается в первую очередь тем, что более молодые вулканиты бедамельской формации подвергнуты иному типу зелено-каменного перерождения, без сколько-нибудь существенной региональной альбитизации, сопровождаемой выносом Са и К. Источником натрия, по-видимому, были глубинные флюиды (Маракушев, 1965), закономерно поступавшие из мантии вдоль прогретых ослабленных зон.

Вероятнее всего, что эти флюиды представляют собой продукты дегазации мантии, тесно связанные с процессами выплавления базальтов из ее материала в раннем палеозое, и устремляющиеся по тем же ослабленным зонам земной коры, что и предшествующие им выплавки. Подобные флюиды, представленные обычно водой и щелочами, Кузнецовым и ИЗОХОМ (1969) называются интрателлурическими потоками, которые характеризуются для каждой стадии развития специфическим режимом щелочей.

Основываясь на экспериментальных данных Н.Л.Боуэна и О.Л.Таттла (1958), С.Н.Иванов (1963) отрицает возможность образования кислых расплавов с соотношением  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  выше 6. Но в появившихся в последние годы экспериментальных работах Г.Винклера и Г.Платена (Platen V., 1967; Винклер, 1969) по плавлению граувакк и гнейсов при разных давлениях летучих теоретически доказывается возможность выплавления составов, обогащенных  $\text{Na}_2\text{O}$ . Согласно их опытам, отношение  $\text{Ab}/\text{Or}$  палингенного расплава контролируется первичным составом плавящихся пород, давлением летучих и температурой плавления. Наиболее богатые  $\text{Na}_2\text{O}$  расплавы, с соотношением  $\text{Ab}\cdot 100/\text{Or} = 73\%$  образуются при высоких содержаниях летучих ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10$  кбар) и при кислом (альбитовом) составе плагиоклаза в исходной породе. В этих условиях температура начала анатексиса оказывается наиболее низкой ( $\sim 625^\circ\text{C}$ ). Кремнекислые вулканиты борзовского комплекса характеризуются наименьшей величиной отношения  $\text{Ab}\cdot 100/\text{Or}$  по сравнению с другими кислыми породами, не превышающей 80%.

Таким образом, эта величина всегда на 7% превосходит наиболее высокое отношение  $\text{Ab}/\text{Or}$ , возможное, согласно опытам Г.Платена (1967), в палингенных выплавках. Вероятнее, что эта величина будет немного ниже в породах первичного состава, не испытавших натровый метасоматоз. По-видимому, необходимым условием данного процесса является: либо значительный перегрев палингенного расплава, так как иначе он будет немедленно кристаллизоваться при уменьшении температуры, не достигнув поверхности; либо высокое содержание воды в расплаве. В работе Г.С.Йодера (1964), анализирующей отношение плавкости контактирующих типов пород с избытком воды, доказывается, что две жидкости контрастного состава сосуществуют, если риолитовый расплав будет перегрет приблизительно на  $250^\circ\text{C}$  при давлении 1 атм и на  $450^\circ\text{C}$  при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  кбар.

Петрологическое изучение кислых пород малдинской формации показало, что кислые расплавы характеризуются невысоким содержанием летучих компонентов, в частности воды, в то время как перегрев кислых расплавов доказывается однозначно: а) слабопорфировым об-

ликом вулканитов, либо кварцевым составом вкрапленников в них; б) отличием средних составов от котектики, особенно резко выраженным сдвигом их в сторону кварца на диаграмме  $Ab-Q-Or-H_2O$  (рис. 5); в) дипирамидальной формой вкрапленников кварца, характерной для его (первичной) высокотемпературной модификации.

Случаи преобладания кварца над полевыми шпатами во вкрапленниках связаны с тем, что магма образовалась путем плавления либо кислого субстрата, обогащенного свободным кремнеземом, либо субстрата с повышенным отношением плагиоклаза к щелочному полевошпату.

Энергетическим источником для выплавления являлись, по-видимому, внедрившиеся значительные объемы перегретой базальтовой магмы, которая была способна вызвать разогрев коры до  $900^{\circ}\text{C}$  ( $450^{\circ}\text{C}$  — геотермический градиент на глубине 15–20 км). Этому не противоречит и более позднее появление кислых пород по сравнению с основными. Не исключая возможность, что ведущим процессом, способным разогреть кору и вызвать палингенное магмообразование, являются глубинные флюиды, обогащенные щелочами (Маракушев, 1971), или, как считает А.В.Аверьев (1966), «паровой разогрев» за счет высвобождающихся при этом и проникающих во вмещающие породы легколетучих компонентов.

Таким образом, по-видимому, необходимым условием для получения более или менее значительных объемов кислых магм палингенным путем является задержка крупных объемов базальтовых магматических расплавов в глубинных частях сиалической коры. Не случайно, что максимальные объемы кислых пород связаны с изменением тектонического режима поднятия, сопровождавшегося сжатием земной коры в одних структурно-формационных зонах и прогибанием (растяжением) в соседних областях при уменьшении степени проницаемости земной коры на первых стадиях развития вулканического процесса.

Можно предположить, что процесс различен для расплавов дацитового и риолитового составов. Дацинты являются производными наименее «сухих» расплавов, формирующихся при более высоком  $P_{H_2O} > 1,5$  кбар (Мизин, 1988, рис. 45). Расплавы кислого состава скорее всего генерируются в относительно неглубоких условиях, образуя значительные периферические очаги, с которыми связано возникновение крупных вулканических построек центрального типа, осложненных вулканотектоническими депрессиями (водораздел рек Нярма и Лядгей). С этими очагами связан и процесс дифференциации расплавов, характеризующийся антидромной направленностью, с образованием субвулканических дацитов, являющихся наиболее поздними образованиями.

Те разности дацитов, которые пространственно разобцены с риолитами, представляют, по-видимому, самостоятельные выплавки из более нижних частей коры, по сравнению с уровнем, где формируются кислые расплавы. Однако не исключена возможность образования части этих дацитов за счет базальтовой магмы. Недостаток данных не позволяет в настоящее время однозначно решить этот вопрос.

**Породы трахириолитовой субформации.** Кремнекислые вулканы этой субформации наблюдаются в преобладающих или равных соотношениях с постоянно ассоциирующими с ними вулканитами трахибазальтовой формации. Такая контрастная ассоциация пород развита в области водораздела рек Большая Уса и Изъяшор, в бассейнах рек Пайпудына, Левая и Правая Грубею. Значительный объем щелочно-кислых пород и их неравномерное развитие по площади не могут быть объяснены с позиций кристаллизационной дифференциации и требуют привлечения иного механизма формирования салических расплавов. Указанные особенности наиболее легко объясняются, если предположить, что процесс дифференциации базальтовой магмы осложнен ассимиляцией материала сиалической коры.

Эти признаки:

- а) локальное распространение пород трахириолитового состава (реки Грубею, Пайпудына, Хадата, Сивъяга и т.д.), составляющих иногда до 60–70% объема разреза, и их петрографическая неоднородность;
- б) обилие ксенолитов в породах трахириолитового состава, в том числе и игнимбритах. В пределах комплекса обломки вмещающих пород (филлиты, сиениты) распространены локально, концентрируясь среди туфов и лав трахириолитов или в их субвулканических фациях, а также в эруптивных брекчиях. Они довольно однородны по составу, форме и размерам. Обычно ксенолиты как бы впаяны в породу и имеют *округлые очертания*, размеры их весьма стабильны, составляя в среднем 3–5–15 см. Контакты включений с вмещающими породами, как правило, резкие, в ряде случаев наблюдаются очень тонкие реакционные оторочки до нескольких миллиметров. Ксенолиты представляют собой хорошо раскристаллизованные породы с большим количеством порфиристых вкрапленников альбита и отвечают по структуре и составу трахиандезито-дацитам. Наличие подобных включений (в случае их ксеногенного происхождения) обычно однозначно трактуется как результат ассимиляции корового материала магмой, частичное расплавление которого приводит к постепенному повышению  $\text{SiO}_2$  исходного расплава и значительно увеличению его объема;

- в) неоднородность внутреннего строения образований щелочно-кислых пород. Эта особенность выражается, главным образом, в структурных и минеральных различиях: нижняя часть потоков характеризуется большим количеством вкрапленников, чем центральная, поверхностные зоны выражаются большей флюидальностью (чередованием зернистых и фельзитовых разностей);
- г) наличие в породах ксеногенных вкрапленников кварца и альбитизированного калишпата. Обычно ксенокристаллы встречаются в виде единичных зерен и резко отличаются от других вкрапленников своей формой и отсутствием гломеропорфировых сростаний. Для них характерна сильно резорбированная (реликтовая) форма, или они представляют собой оплавленные кристаллы, контуры которых теряют свою четкость и как бы «рассасываются» основной массой. Размеры таких зерен составляют 0,2–0,3 мм с зоной перехода в основную массу шириной 0,1–0,3 мм;
- д) на диаграмме А.Н.Заварицкого отчетливо выражена высокая дисперсия точек в области пород щелочно-кислого состава. В последних наблюдается также повышенное значение коэффициента вариации для ряда элементов при сравнении их с таковыми для основных разностей. При вычислении средних в группе риолитов почти для всех окислов наблюдаются отклонения от «нормальных» значений, что говорит о большой неоднородности этой совокупности по сравнению с ассоциирующими с ними базальтами;
- е) отклонение всего роя точек на диаграмме А.Н.Заварицкого в области кислых пород (выше  $b = 15$ ) от стандартных кривых дифференциации в правую сторону, вызванное стабильными значениями в верхней части диаграммы параметра «а» (12–19%) и низким содержанием извести всей серии в целом;
- ж) увеличение отношения  $Ti/Fe$  от кислых пород к субщелочным;
- з) сериальный индекс Ритмана для всей совокупности анализов в целом велик. Он постепенно уменьшается в направлении к кислым породам, пересекая линию составов щелочных пород (Мизин, 1988, рис. 41). Согласно А.Ритману (1964), постоянство величины индекса характерно для серии пород, формирующейся только в результате дифференциации. Уменьшение же этого индекса является результатом ассимиляции.

Указанные особенности отразились и на последовательности формирования генетических типов пород. Высокое  $P_{H_2O} > 3$  кбар приве-

до к более раннему по сравнению с образованием вулканитов внедрению и формированию сиенитов и кварцевых монцонитов, обломки которых отмечаются и в игнимбритах, и в молласоидах. Остатки кислого расплава, сконцентрировавшиеся в периферических камерах в условиях  $P_{H_2O} = 1-2$  кбар и высокого содержания летучих, способствовали широкому развитию пирокластических и экструзивных образований и взрывной деятельности.

**Риолиты андезитовой бедамельской формации.** Этот тип комплекса является типичным представителем так называемой известково-щелочной серии с наличием полного и непрерывного ряда базальт – андезит – риолит.

Пространственная близость этой формации к энганепэйской офиолитовой сутурной зоне позволяет предположить ее образование над зоной субдукции. Процесс субдукции привел к закрытию офиолитового бассейна и коллизии в позднем венде.

Кислые члены, составляющие незначительный объем комплекса, не оставляют сомнений в близком генетическом родстве. Весь спектр пород формации, включая кислые члены, характеризуется следующими особенностями:

- а) наличие непрерывного ряда пород повышающейся кислотности от базальтов до риолитов включительно, с образованием всех переходных разновидностей;
- б) эффузивы в целом отличаются пестрым петрографическим составом, и не только по качественному набору, но и по количественным соотношениям;
- в) петрографическое изучение показало, что независимо от кислотности весь ряд пород комплекса относится к лейкократовому типу с преобладанием полевошпатовых вкрапленников; темноцветные минералы представлены клинопироксеном и роговой обманкой;
- г) обилие раннего магнетита, появление роговой обманки в породах среднего и кислого составов свидетельствуют о высоком потенциале летучих компонентов в магматическом расплаве, по крайней мере, в ранний период кристаллизации.

Среди вкрапленников выделяется несколько генераций, свидетельствуя о многоэтапной кристаллизации расплава, что позволяет предполагать длительность интрателлурического этапа. Преобладающий процент пород здесь составляют вулканокластические и экструзивные фации, в меньшей степени — субвулканические;

- д) петрохимический тип серий позволяет отнести всю совокупность вулканитов к типу андезитовых формаций (Кутолин, 1969; Фролова, 1970). Для них характерны повышенная глиноземистость, существенно полевошпатовый состав вкрапленников и несколько завышенное значение общей щелочности;
- е) тип дифференциации характеризуется накоплением кремнезема при незначительном обогащении железом лишь на ранних стадиях (Мизин, 1988, рис. 42), что типично для известково-щелочной серии;
- ж) закономерности эволюции геохимических элементов (потенциальное содержание элементов группы Fe, V, Cu, Sc, Zn и др.) в вулканических породах свидетельствуют о их генетической общности.

Таким образом, тесная пространственная связь вулканитов различного состава, их принадлежность к единой известково-щелочной родственной группе, преимущественно с кремнеземом, с высоким значением индекса затвердевания по Х.Куно  $\approx 2-5$ , позволяет рассматривать их исключительно как производные единой области генерации. Однако изменчивость количественных соотношений пород, различная основность вулканитов в разных участках энганепэйской структурно-формационной зоны и левобережья р. Лядгей свидетельствуют о том, что магматический расплав был разобран на отдельные очаги, каждый из которых впоследствии развивался самостоятельно.

Здесь среди вулканитов преобладают андезиты, реже встречаются базальты, дациты и риолиты. Эволюция вулканизма во времени характеризуется сменой эффузивов андезито-базальтового состава андезитовыми вулканитами. Базальтовые типы пород встречаются локально в верхах разреза. Устойчивость составов и парагенетических типов андезито-базальтовых пород подтверждает лейкобазальтовый состав исходного магматического очага, питавшего эту зону.

Андезитовый состав пород вулканической зоны хр. Енгане-Пэ, обусловлен тремя причинами: а) часть пирокластического материала, имеющая кислый состав, является аллохтонной и повышает кислотность расчетного состава; б) в связи с накоплением продуктов вулканизма во время извержения можно предположить, что очаг, эволюционируя, постепенно изменял свой состав в результате взаимодействия с породами коры; в) образованием из магм, генерирующихся котектически при высоких давлениях, в результате чего происходило снижение количества фемических компонентов против котектики и выделение избыточного плагиоклаза при движении к поверхности и падении давления.

Наиболее вероятным является лейкобазальтовый состав исходной магмы к началу формирования ассоциации вулканитов. Впоследствии



он стал андезитовым, а затем базальтовым, появившимся в заключительные этапы, представляя, по-видимому, его глубинные отдифференцированные порции.

При этом общая схема развития вулканизма была следующая. В начале процесс шел гомодромно от основных к кислым. Позднее образуются кремнекислые риолиты, сменяющиеся затем формированием ассоциации основных и субультрамафитовых пород, имеющих локальное распространение. Появление основных разностей вулкаников в конце магматического процесса обуславливает антидромный характер вулканизма в целом. Характерно, что поздний базальтовый вулканизм не наследует вулканических центров ранних фаз андезитовых извержений, а приурочен к депрессиям между ранними вулканическими постройками и тектоническим нарушением, ограничивающим эти зоны в субмеридиональном направлении. Оживление вулканической деятельности к концу субдукционного процесса можно связывать либо с поступлением в кору новых порций магмы из глубинных зон ее генерации, либо с мобилизацией наиболее глубинных, имеющих основной состав, порций того же очага, который являлся родоначальным и для кислых серий начала процесса.

Таким образом, анализ особенностей вулканизма в разных участках (районах, зонах) позволяет сделать следующие выводы:

- а) пестрота состава вулканических пород связана с широким развитием процессов эволюции магмы в коре, идущих с различной интенсивностью в разных районах;
- б) исходные магмы, непосредственно питающие из периферических очагов вулканические постройки в разных структурных зонах, различны. Они меняются от состава андезито-базальтов к андезитам в бедамельской формации и от щелочных риолитов до ультракислых риолитов трахириолитовой субформации. Эти различия в характере исходных магм отдельных зон приобретаются, по-видимому, в течение их жизни в коре, куда родоначальная магма поступила из области своей генерации;
- в) степень проницаемости коры обуславливает состав извергаемых продуктов. Более основные, близкие по составу к родоначальной магме, связаны с зонами интенсивного прогибания и соответствующего растяжения, в то время как более кислые типы магм характерны для мобильных зон, характеризующихся глыбовыми и сколовыми перемещениями при преобладающем режиме поднятий;
- г) эволюция исходных магм была направлена в сторону поокисления состава исходной магмы при одновременном расслоении очага, что обусловило появление базальтовых типов пород в конце этапа.

## Глава 5

### Минерогения магматических формаций

Термин минерогения предусматривает исследование закономерностей размещения в пространстве и во времени месторождений и проявлений как металлических, так и неметаллических полезных ископаемых.

Действительно, изучение выделенных авторами магматических формаций подтверждает генетическую или парагенетическую связь с ними комплекса рудной и нерудной минерализации (золото, серебро, никель, кобальт, полиметаллы, металлы платиновой группы, редкоземельная минерализация, железо, марганец, бариты, флюорит, уран, турмалин, аксинит, волластонит, гранат, фарфоровые камни, каолиниты, алмазы).

Ранее специфика акцессорной минерализации изверженных пород севера Урала и Тимана была описана в коллективной монографии (Фишман, Юшкин, Голдин, Калинин, 1968).

Ниже дается авторская оценка наиболее перспективных проявлений полезных ископаемых региона с учетом как собственных материалов, так и находок и обобщений предшествующих нам исследователей (рис. 14).

#### 5.1. Железо, марганец, бариты

Железо, марганец и бариты в основном связаны с сивъягинско-лемвинской трахибазальт-трахириолитовой и парнюкско-лапчавожской перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовой формациями.

Представителями **железо-марганцевых месторождений** являются Выраюское на Приполярном Урале и Парнюкское на Полярном Урале. По данным АО «Марганец Коми», на Парнюкском месторождении руды представлены оксидами и карбонатами марганца и железа. Из оксидных руд могут быть получены средне- и малоуглеродистый ферромарганец, сварочные флюсы, электролитический диоксид марганца.

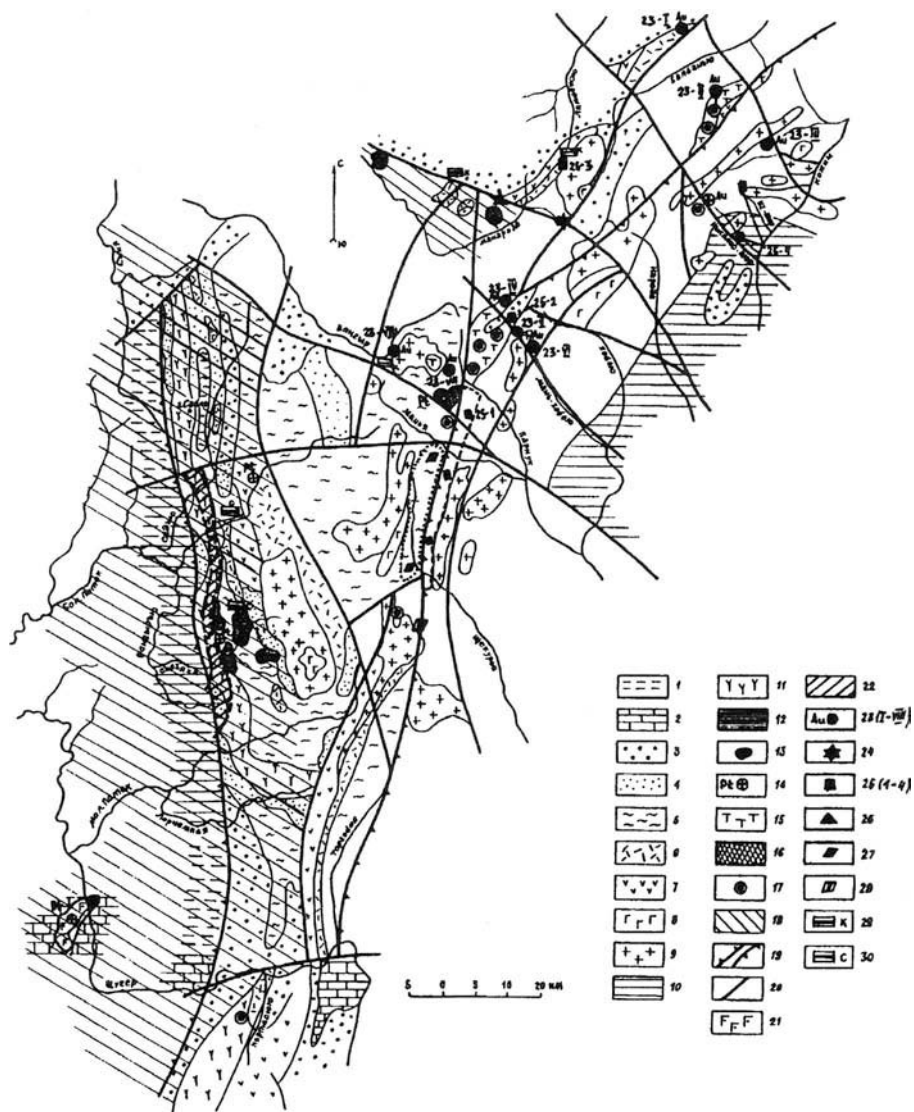


Рис.14. Минерализация рифтогенных магматических формаций Приполярного Урала (авторская).

1 - флишиоиды (S-D); 2 - карбонатные породы ( $O_2-S$ ); 3 - конгломераты, кварцито-песчаники, кварциты тельпосской свиты (O); 4 - песчаники, редкогалечные конгломераты лаптопайской свиты (V-E); 5 - кварц-серицитовые, филлитовые, кварц-сланцевые сланцы ( $R_3-V$ ); 6 - риолиты, трахириолиты, их туфы (V-E); 7 - базальты, их туфы (V); 8 - габбро, габбро-диориты ( $R_2-V-E$ ); 9 - граниты ( $R_2-V-E$ ); 10 - гнейсы, кварциты, мрамора николайшорской серии (карелиды); 11 - толеит-базальтовая трапповая и щелочно-базальтоидная формация (глубинные базальтоиды с Co, Cu, Ni, Pt); 12 - габбро-монзонит-сиенитовая сивьягинско-манарагская формация (М.В.Фишман и др., 1972) с ультрамафитовой фацией с Pt; 13 - кимберлиты (?); 14 - установленное местонахождение в коренных породах самородных платиноидов и пентландита, содержащего платиноиды; 15 - перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовая парнуко-лапчавожская формация с Au, W, Mo, Sn, Pb; 16 - перидотит-пироксенит-габбровый расслоенный массив (Банный) со шлировкакрапленным Ti-Mt-Cr оруденением с Pt; 17 - пикрит-габбро-диабазовые тела с потенциальным Fe, Cu, Co, Pt, Ni оруденением; 18 - прогнозируемый авторами Pt-Co-Ni пояс; 19 - западная и восточная зоны краеплитного рифта; 20 - тектонические нарушения (разломы); 21 - габбро-диабазовая трапповая формация; 22 - никеленосная зона с Co, Cu, Pt, Au; 23 - (I-VIII) - участки потенциальной золотоносности: 23-I - Малды; 23-II - Пелингичей (штольня); 23-III - фукситовая минерализация Кузьпуаю; 23-IV - кварц-турмалиновые жилы плато Верхний Парнук; 23-V - ильменит-пиритизированные конгломераты Маньхобею; 23-VI - хлоритизированные и мусковитизированные гранодиориты Маньхобею; 23-VII - граниты руч. Банного (правобережье р. Парнук); 23-VIII - руч. Каскад (Вангырский гранитный массив); 24 - алмазоносные (?) флогопитовые породы; 25 (1-4) - участки с турмалином: 25-1 - область распространения монокристаллов пьезотурмалина в пегматитах; 25-2 - кварцевые жилы с монокристаллами турмалина; 25-3 - пегматиты с монокристаллами зеленого турмалина; 25-4 - карбонатно-турмалиновые жилы; 26 - аксинитовая минерализация; 27 - область хрусталеносности; 28 - каолиниты (кора выветривания линейного типа по кефталькским гранитам в зоне тектонического нарушения); 29, 30 - фарфоровые камни: 29к - капканвожского типа; 30с - сивьягинского типа.

Из железных руд были получены высококачественные концентраты, в том числе пригодные для порошковой металлургии.

Выраюское проявление марганца было исследовано Н.А.Сириним и Г.В.Симаковым. Руда залегает в форме неправильных образований в контакте гранитов Малопатокского массива с кварц-серицитовыми (филлитовидными) и альбит-хлоритовыми сланцами ( $MnO = 16,1-28$  масс.%) и представлена браунитом, гаусманитом и родохрозитом.

Известны следующие железорудные проявления: Вангырское, Каровое, Маддинское и Большепатокское. Вангырское месторождение открыто в 1942 г. Г.П.Петруниным, а Каровое — Я.Р.Пахло. Установлено, что вмещающими породами месторождений железных руд являются строматолитовые доломиты вендского возраста, залегающие в форме линзовидных тел. Отмечаются жилоподобные ветвящиеся рудные тела длиной до 8,7 м со средней мощностью 1,0 м. Встречаются также мелкие выклинивающиеся прожилки, неправильные кочковидные образования длиной до восьми метров, мощностью 0,1-1,0 м.

По минеральному составу руда представлена гематитом и в меньшем количестве — магнетитом. Содержание железа в руде колеблется от 25 до 65,0 масс.%. Малдинское и Большепатовское проявления железа представлены гематитовой и гематит-(мартит)-магнетитовой ассоциациями в тельпосских кварцитах и малдинских риолитах и относятся к гидротермально-метасоматическим образованиям. По текстурным особенностям здесь выделяются два типа руд: массивные и вкрапленные. Содержание железа в массивных рудах колеблется от 50 до 70 масс.%. Руды практически не содержат серы. В составе их постоянно присутствуют медь (0,02–6,0 масс.%) и кобальт (до 0,02 масс.%).

К этому же типу относится широко распространенная магнетит-гематитовая минерализация среди разновозрастных вулкаников кислого и основного составов (район р. Манараги, истоки рек Хароты, Большой Усы и т.д.). В ассоциации с гематитом и магнетитом в измененных кремнекислых вулканиках и их туфах обычно встречаются ортит, пемонтит, реже — черчит, монацит, апатит, пиролюзит, псиломелан и давидит.

**Баритовая, барит-галенитовая и сфалерит-галенитовая рудонные ассоциации** представлены серией месторождений и рудопроявлений, расположенных главным образом в пределах Оченырдско-Лемвинской структурной зоны (Ветвистое, Хадатаюганское, Изъяшорское, Парнокское и др.). Отмечается, что оруденение формируется там, где проявилась дифференциация магмы с образованием серии пород от основных до кислых и щелочных.

Рудообразование в субвулканических телах представлено серией прожилков, образующих рудные зоны. Минеральный состав руд простой: гнезда и прожилки сложены либо баритом, либо галенитом, либо гематитом; реже отмечаются пирит, халькопирит, молибденит.

## 5.2. Золоторудные формации

Авторские геологические исследования 1960–1980-х гг. на севере Урала (осевая полоса и западный склон Приполярного Урала) позволили выявить отдельные проявления полезных ископаемых, в том числе золота. В работе дается обобщенный анализ выявленных золоторудных проявлений и систематизация их в виде конкретных золоторудных формаций.

Нами выделяются: 1) кварц-золото-шеелитовая формация; 2) формация золотоносных фукситовых щелочных метасоматитов; 3) формация метаморфизованных конгломератов с признаками золототитанового и редкометального рудопроявлений.

Ниже дается геологическое описание выделенных золоторудных формаций севера Урала с оценкой их потенциальной рудоносности.

### 5.2.1. Кварц-золото-шеелитовая формация

Первые находки золота в ассоциации с шеелитом в кварцевых жилах Пелингичейского хрусталеносного месторождения установлены В.Ю.Эшкиным (1960). Позже указанные проявления детально описаны В.В.Букановым (1967); В.В.Букановым, Н.П.Юшкиным (1969); Н.П.Юшкиным, М.В.Фишманом, Б.А.Голдиным и др. (1972). Шеелитовая минерализация приурочена к линзам доломитовых мраморов верхнего рифея, прорванным апофизами гранодиоритов Лапчавожского массива.

Установлено три типа концентрации шеелита: 1) в прожилках по зонам интенсивного дробления в мраморах (основная масса шеелита); 2) в кварцевых жилах и хрусталеносных гнездах; 3) в зонах расланцевания гранодиоритов (в штольне) (рис. 14).

Здесь же В.Ю.Эшкиным (1960) и В.В.Букановым (устное сообщение и показ образцов) обнаружено присутствие самородного золота в кварцевых жилах.

Отдельные проявления самородного золота наблюдались Б.А.Голдиным (1967 г.) в измененных риолитах малдинского комплекса в северной части хр. Малды и в кварц-турмалиновой жиле в ассоциации с ортитом, гематитом, пиритом, рутилом, цирконом, апатитом (2–3 знака на 200 г пробы) около небольшого озера в пределах юго-западного склона горы Варсанофьевой (рис. 15). В связи с этим в 1979 г. нами было рекомендовано опробовать на золото не нижние по склону пиритизированные риолиты, а верхние метариолиты с кварц-магнетит-(мартит)-гематитовой минерализацией.

Широкое площадное шлиховое опробование, проведенное М.В.Фишманом в разные годы в бассейне рек Кожыма, Подчерема, Шугора, позволило выделить области золотоносности в верховьях рек Подчерема, Лунвожа (район Сабли), Кожыма с притоками в верхнем течении (Фишман, Голдин, 1963). Золотоносность речного аллювия установлена М.В.Фишманом и Б. А.Голдиным (1963 г.) тоже на Малом Патоке и выше устья р. Лапчавож (на участках протяженностью около 5 км) в ассоциации с шеелитом (от 15 до 100 и более знаков).

Ревизии на золото следует также подвергнуть кислые вулканы андезитовой формации с халькопирит-пиритовой минерализацией в бассейне р. Лапчавож (Фишман, Голдин, 1963).

Повышенные содержания шеелита с золотом в шлихах отмечались Б.А.Голдиным ранее в районе руч. Каскад (правый приток р. Ван-

гыр) до 60 знаков, где наблюдаются слюдяные метасоматиты с шеелитом и кварцевые жилы с Au (рис. 14). Широкое распространение россыпного золота установлено также в бассейнах рек Маньи и Маньхобею.

Описанное Н.П.Юшкиным (Металлогенический..., 1972) интенсивное физическое разрушение шеелита в условиях полярного климата, препятствующее его накоплению в современных россыпях, однозначно указывает на близость коренных источников шеелита.

Другим представителем этого формационного типа является Парнукский массив, где развита та же габбро-тоналит-гранодиоритовая ассоциация.

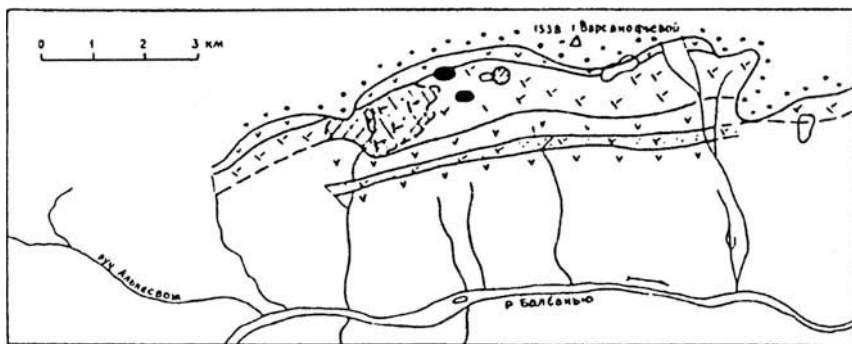


Рис. 2

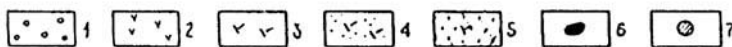


Рис. 15. Потенциальная золотоносность малдинского участка (8–1) в районе горы Варсанюфьева (по материалам Б.А.Голдина, 1979 г.).

1 - конгломераты, кварциты (O); 2 - основные вулканы; 3 - гидротермально-измененные риолиты; 4 - пиритизированные риолиты; 5 - магнетит-(мартит)-гематитовое оруденение; 6 - проявления коренного золота в риолитах; 7 - проявления золота в кварц-турмалиновой жиле.

Наибольший интерес здесь представляют мраморизованные доломиты истоков р. Парнука, прорванные кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Гранодиориты и габбро истоков р. Маньхобею часто рассечены сериями турмалин-кварцевых прожилков и, в свою очередь, прорывают и метаморфизуют кварцито-песчаники и конгломераты нижнего ордовика, в которых еще в 40-е гг. были обнаружены уникальные друзы горного хрусталя (рис. 14).

Конгломераты ордовика здесь состоят из гальки серовато-белого и белого кварца и кварцита. Галька размером до 5–6 см в поперечнике, хорошо окатана. Среди цементирующей массы, кроме мелких зерен кварца, серицита, хлорита и турмалина, широкое развитие в истоках р. Маньхобею (левый верхний приток, берущий начало из кара) получили пирит и ильменит; встречаются халькопирит, лейкоксен, монацит, циркон, ортит и урано-ниобат (?). Они грейзенизированы с широким развитием зеленого мусковита (хромистого серицита) (рис. 14).

Определенный интерес представляет тело гранодиоритов, расположенное в русловой части верховий р. Маньхобею, подвергнутое сильной метасоматической переработке. В пределах интрузивного тела развита серия кварцевых жил (возможно, рудоносных) северо-западного направления. Гранодиориты и плагиограниты обычно лишены первичных (магматических) темноцветных минералов. Замещаются хлоритом, реже мусковитом и биотитом. На отдельных участках наблюдается карбонатизация. Плагиоклаз «понижается» до альбита. Отмечаются мусковит-полевошпатовые околотрещинные метасоматиты. Образование серий кварцевых жил сопровождается околожилными метасоматитами березит-лиственитовой формации. Образование рассматриваемых метасоматитов происходило при различной миграции петрогенных компонентов с формированием хлоритизированных разновидностей гранодиоритов. Здесь же метасоматиты кварцитолитового типа (кварц-серицитовые, хлорит-кварцевые или кварцитовидные) можно рассматривать как аналоги березит-лиственитов, сформировавшиеся в близповерхностных условиях. Карбонат этих зон — кальцит или кальцит и доломит. Альбитизация и гематитизация прослеживаются как наложенные, более поздние процессы в березитированных диабазовых порфиритах (рис. 14).

На правом склоне долины р. Парнук (в ее верховьях) расположен неправильной формы гранитный массив (2,5–3×1,5 км). Наибольшим распространением в нем пользуются средне- и мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты. В северной более узкой части граниты рассечены в различных направлениях жилами и прожилками сахаровидного кварца мощностью от 2–3 до 20–25 см. Часто наблюдаются про-



жилково-сетчатые зоны, сопровождающиеся грейзенизацией (березитизацией). Отмечается вкрапленность ильменита и пирротина. Кварц является прекрасным сырьем на плавку (рис. 14).

Наличие гидротермально измененных гранодиоритов, гранитов, конгломератов и кварцито-песчаников характеризует данный район (верховья рек Маньхобею и Парнука) как потенциально перспективный в отношении обнаружения кварц-золото-шеелитовой и золото-ильменит-пиритовой рудных формаций. К послераннеордовикской габбро-тоналит-гранодиоритовой формации следует отнести и кварцевые диориты и гранодиориты, прорывающие граниты в восточной части Вангырского массива (истоки р. Ю.Вангыр).

Более поздние тематические работы Е.П.Калинина (1971–1974 гг.) по геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах севера Урала подтвердили потенциальную вольфрамоносность Лапчавожского гранодиоритового, Вангырского и Ильяизского гранитных массивов (Калинин, Давыдов, 1976 г.).

Впервые для севера Урала в Лапчавожском и Вангырском районах были выполнены определения золота и серебра (Калинин, 1985) методом нейтронно-активационного анализа. Чувствительность на  $Au \cdot 10^{-8}$ ,  $Ag \cdot 10^{-7}\%$ . Воспроизводимость на уровне  $1 \cdot 10^{-7}\% - 20\%$  (относительных).

Аналитические работы проведены в Казахском институте ядерной физики АН Казахской ССР. Всего выполнено 40 определений Au и Ag (в мг/т) из гранитоидов, кислых и основных эффузивов, их жильных дериватов, метаморфических пород рифея и нижнего ордовика Приполярного Урала (табл. 9) из авторской коллекции Е.П.Калинина.

Ведущей формой нахождения Au и Ag в горных породах, особенно в гранитоидах, считается атомарное рассеяние, что в нашем случае подтверждается практически идентичными их средними содержаниями в гранодиоритах, гранитах, аплитах и вулканитах риолитового состава.

Метадиабазы, развитые в виде жильной серии в метаморфических сланцах рифея, в случае аномального обогащения их пиритом (до 46 кг/т) и магнетитом (до 52 кг/т) содержат максимальные из наблюдаемых концентрации Au (до 16,2 мг/т) и Ag (до 278 мг/т).

Сравнение изученных гранитоидов с золотоносными гранитоидами Среднего и Южного Урала и с незолотоносными гранитоидами Алтая убеждает в отсутствии геохимической специализации каких-либо гранитоидов на Au. Лишь значительное увеличение дисперсии концентраций благородных металлов является признаком рудоносности гранитоидов на эти элементы (Аношин, 1972). В этом смысле наиболее рудоносными могут быть кварцевые диориты и гранодиориты Лапча-

Таблица 9

## Содержание Au и Ag (в мг/т)

Породы, район	Au	Ag	n
Кварцевые диориты и гранодиориты Лапчавожского массива	2,8 0,3–22,0	42,3 12–133	13
Гранит-аплиты (жильные), массив тот же	1,4	53	1
Риолиты, хр. Малды	1,4 0,8–2,4	25 15–40	3
Кварциты и сланцы (рифейские) Лапчавожского района	0,8 0,6–1,0	11 9–13	2
Кварцито-песчаники (тельпосская свита), район тот же	0,8 0,4–1,0	31 13–65	3
Метадиабазы (жильные) с пирит-магнетитовой минерализацией среди рифейских сланцев Лапчавожского района	2,9	140	1
Граниты Вангырского массива	1,5 0,7–3,1	31 5–84	8
Гранит-аплиты жильные Вангырского массива	1,2	30	1
Риолиты (субинтрузивные) Вангырского района	1,0	8	1
Кварциты и сланцы (хобеинская свита), район тот же	1,3 1,0–1,8	27 17–37	4
Базальты, район тот же	0,8	14	1
Диабазы жильные (постгранитные), район тот же	2,2	3,7	1
Метадиабазы жильные с магнетит-пиритовой минерализацией среди рифейских сланцев Вангырского района	16,2	278	1
Кварцевые диориты и гранодиориты золотоносного Суундукского массива (Ю. Урал)	0,5	Не опр.	8
Граниты золотоносного Верх-Исетского массива (Южный Урал)	1,6	Не опр.	23
Граниты незолотоносного Кольванского массива (Алтай)	1,3	Не опр.	17
Кларки для кислых пород по А.П. Виноградову (1962)	4,5	50	–

**Примечание:** в числителе — х-, в знаменателе — min–max.

вожского массива, так как в них наблюдается наибольший разброс содержаний Au (0,3–22 мг/т) и Ag (12–133 мг/т) (табл. 1).

Наличие единичных, но аномально высоких содержаний Au в лапчавожских гранодиоритах (проба 48/71 — 22 мг/т) и Ag в лапчавожских гранодиоритах (проба 11/71 — 133 мг/т) и в вангырских гранитах (проба 237/71 — 84 мг/т), что в 17 раз (для Au) и в 4 раза (для Ag) выше фоновых, говорит о реальности обнаружения наложенных процессов, приводящих к локальному обогащению Au и Ag, возможно, на стадии формирования гидротермальных кварцевых жил или гидротермалитов других формационных типов.

Выше приведенные данные позволили нам (Б.А.Голдин, Е.П.Калинин, 1998) рассматривать рудопроявления золота и вольфрама как новую кварц-золото-шеелитовую формацию, генетически связанную с послераннеордовикской габбро-тоналит-гранодиоритовой парнукско-лапчавожской рифтогенной формацией. Благоприятными условиями для их формирования являются узлы пересечения субмеридиональных разломов с долгоживущими субширотными (район устьев рек Пеленгичей, Лапчавож, Балбанью, верховьев рек Парнука и Маньхобею, Торговой, Кожымью).

С рифтогенными формациями, породы которых отличаются особенностями химизма и иным тектоническим положением по сравнению с голотипами, можно ожидать проявления золота, вольфрама, олова, висмута, молибдена, свинца. Породы габбро-тоналит-гранодиоритовой формации сформировались вдоль ослабленной дугообразной тектонической зоны в коре континентального или субконтинентального типа, протягиваясь вдоль водораздельной части Приполярного Урала, от устья р. Балбанью через верховье р. Маньи, вдоль долины р. Торговой, истока р. Подчерье, р. Кожымью.

Таким образом, **проявления кварц-золото-шеелитовой формации возможны в породах рамы Лапчавожского, Вангырского, Парнукского массивов (рис. 14).**

Выдвинутые положения о перспективности на золото пород послераннеордовикской перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовой формации Приполярного Урала (Лапчавожский и Парнукский массивы) имеют определенное значение для металлогении золота и поисков новых коренных типов золоторудных месторождений в этом регионе.

«Громадный масштаб проявлений гранитного магматизма не имеет прямого отношения к металлогении золота, так как интрузии эти практически не золотоносны и обладают редкометальной специализацией...» (Левитан, 1978; Ферштатер, Бородина, 1975). И наоборот, известные, собственно золоторудные месторождения Урала парагенетичес-

ки связаны с интрузиями адамеллит-плагиогранитной формации (Левитан и др., 1976) и приурочены преимущественно к орогенному этапу развития складчатых областей фанерозоя (Бородаевский, Левитан, 1974). Эти общеуральские закономерности еще раз подтверждают необходимость более целенаправленного изучения послераннеордовикских габбро-тоналит-гранодиоритов на их золотоносность.

Необходимо учитывать и многочисленные проявления базальтоидного магматизма на Урале. По экспериментальным данным (Миرون и др., 1978) предполагается, что «концентрации золота (на кларковом уровне) в магме основного состава находятся в прямой зависимости от содержаний в ней серы, повышение парциального давления которой в зоне базальтоидного магмообразования будет способствовать извлечению (экстрагированию) золота из субстрата и обогащению им расплава». В связи с этим также ждут своего решения вопросы первичной золотоносности р. Подчерем, которую А.А.Чернов, например, связывал с диабазами трапповой формации хр. Тима-Из (Чернов, 1961).

### 5.2.2. Фукситовые щелочные метасоматиты

Недавно в бассейне р. Кожыма, на руч. Алькесвож, открыт новый тип коренного золота в метаморфизованных риолитах, сопровождающегося обильной фукситовой минерализацией. Возможно, что ярко-зеленый фуксит, являющийся там спутником самородного золота, может сыграть роль поискового признака, аналогичного пиропу при поисках алмазов (рис. 14).

Еще в конце 50-х гг. нами (Фишман, Голдин, 1963) установлено широкое распространение фуксита (иногда вместе с золотом) на Приполярном Урале в областях повышенной трещиноватости, связанных с зонами пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений: в истоках ручьев Лапчавож и Ош-Кыян-Шор в габбро-диабазе у контакта с гранитоидами, истоках руч. Кузьпуау, в верховье р. Народы, в измененных ультрабазах северного экзоконтакта Хаталамбо-Лапчинского гранитоидного массива, в риолитах на юго-западном склоне горы Варсанофьевой и в ряде других районов.

Изменения в габбро и габбро-диабазе происходили в две стадии, связанные с внедрением гранитов: на первой, в результате процессов калиевого метасоматоза (микроклинизации и биотитизации); на второй — вследствие воздействия постмагматических гидротермальных растворов, во время которого наряду с другими минералами формировался фуксит. Здесь же, в пределах зон тектонического расланцевания, где фукситизация нередко распространялась на значительных площа-

дах, широкое развитие получили дайки пикрит-диабазов, аплитов, а также кварц-карбонатных, кварцевых и кварц-ильменитовых жил. Фукситовые щелочные метасоматиты в этих случаях приобретали некоторое сходство со среднеуральскими березитами и листовитами.

В связи с этими процессами могли происходить мобилизация, перераспределение и отложение золота и других рудных компонентов с формированием кварцевых жил с сульфидами, пиритизация, медное оруденение, образование свинцово-цинковых проявлений, гематитовых жил и гематита в цементе ордовикских конгломератов и др.

Области развития фукситсодержащих щелочных метасоматитов должны стать объектом детальных поисков золоторудных проявлений (Фишман, Голдин, 1998).

### **5.2.3. Метаморфизованные конгломераты с признаками золототитанового и редкометального рудопроявлений**

Определенный интерес вызывают встреченные в области верховьев р. Маньхобею метаморфизованные кварцито-песчаники и конгломераты ордовикского возраста, обогащенные редкоземельными и титановыми минералами (рис. 14).

В геологическом строении этого района принимают участие породы обоих структурных этажей.

Нижний структурный этаж сложен гнейсами, кварцево-слюдяными сланцами (часто с гранатом, андалузитом и кианитом), кварцитами, диабазами, кварцево-серицитовыми, хлоритовыми и другими сланцами, а также широкоразвитыми магматическими образованиями до ордовикского возраста (гранитоидами и габбро).

Участок разбит многочисленными нарушениями как северо-восточного, так и северо-западного простирания, в результате чего он имеет блоковое строение. В опущенных блоках присутствуют отложения ордовика, представленные аркозами, кварцито-песчаниками и конгломератами.

Рудная минерализация приурочена к нижним горизонтам ордовикских отложений (главным образом к конгломератам). Конгломераты залегают либо непосредственно на доордовикских породах, либо на кварцито-песчаниках ордовика.

Конгломераты состоят из гальки серовато-белого и белого кварца и кварцита. Галька хорошо окатана, размером до 5-6 см в поперечнике. Среди цементирующей массы, кроме мелких зерен кварца, серицита, хлорита и турмалина, широкое развитие получили пирит и ильменит; встречаются халькопирит, лейкоксен, монацит, циркон, ортит и чер-

ный со смолистым блеском и раковистым изломом, пока не определенный минерал. Пирит распределяется неравномерно, чаще концентрируясь возле галек. Следует отметить, что зерна циркона и монацита обычно окатанные и полуокатанные. Мощность рудоносных конгломератов колеблется от одного до трех метров. На участках, где отмечаются проявления гидротермальной деятельности в виде кварцевых жил, в конгломератах наблюдается лимонит-гетитовый цемент. Магнетит переходит в мартит. Конгломераты и кварцито-песчаники в этих случаях приобретают красный и розовый цвет.

Ордовикские конгломераты с гематитовым цементом и акцессорным золотом были также обнаружены М.В.Фишманом в 1959 г. в северной экзоконтактовой области Малдинского гранитоидного массива (водораздел рек Лимбекою и Балбанью), о чем было сообщено в докладной записке в ПГО «Полярноуралгеология». Наличие метаморфизованных конгломератов с ильменит-пиритовым цементом характеризует данный район (верховья р.Маньхобею), как перспективный в отношении обнаружения здесь редкоземельной и титановой минерализации, а также, может быть, и золота, поскольку геологическая обстановка имеет много общих черт с рядом известных месторождений подобного типа.

Таким образом, описанные нами золоторудные формации севера Урала являются потенциально рудоносными и заслуживают более пристального внимания при последующих региональных геолого-съёмочных работах производственных организаций.

### **5.3. Платиноносность и никеленосность пород трапповой и щелочно-базальтовой формаций севера Урала**

На севере Западного Урала в пределах эпиконтинентальной рифтовой системы нами выделяется медь-кобальт-никеленосный пояс с платиноидами и самородным золотом, который фиксируется в виде двух ветвей: восточной — Торговско-Лемвинской (Северонародоитынской) и западной — Тельпосско-Вангырско-Патокско-Западносаблинско-Сыньинской. При этом установлено два типа рудоносности: оксидный (титаномagnetит-хромшпинелидный с Au и Pt) и оксидно-сульфидный (магнетит-халькопирит-пентландит-пирротиновый с Au и Pt). Типичным представителем первого типа является минерагения перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовой формации, а второго — трапповой, перидотит-габбро-сиенит-монцитовой и щелочно-базальтоидной формаций.

В пределах Лемвинского участка рифтовой зоны (Северонародоитынский водораздел) медь-кобальт-никелевое оруденение с Au и Pt связано с северонародоитынской трапповой и пагинско-погурейской пикрит-трахибазальтовой субформациями. Здесь породы трапповой субформации прослеживаются на расстоянии более 40 км (рис. 7), в истоках рек Б.Хаймы, Грубею, Воравож, Колокольни, Няньворгавож, Мокрая Сынья).

Наибольший интерес с точки зрения никеленосности и платиносности вызывают формации рифтогенных глубинных базальтоидов и траппов (хр. Сабля, хр. Лорцемпе, гора Тельпос-Из, район рек Седью, Б.Патока, Вангырью, Сивьяги, Кожымью).

Вангырьюско-седьюская щелочно-базальтовая и саблинская трапповая субформации западного континентального рифта размещаются в пределах межформационного пространства карбонатных отложений S-D и песчано-глинистой толщи V-E.

Впервые платиноиды в этом регионе были обнаружены Б.А.Голдиным в 1972 г. в лиственизированных тефритах (тефрит-пикритовая субформация) и вмещающих их магнезит-фенгитовых лаптопайских песчаниках вендского возраста в пределах русловой части р. Б.Патока в 8 км выше устья р. Выраю (Голдин, Калинин, Пучков, 1980). Содержание иридийной платины в породе составляло 0,00n масс. %, а в тяжелой фракции протоочки — n-0, n масс. %. Здесь же отмечаются золото и уранинит.

Позднее (в 1980 г.) изоферроплатина (рентгеноструктурное определение) была встречена в шлихах из аллювия по ручью, пересекающему породы ультрамафитовой и щелочно-базальтовой ассоциации в области водораздела рек Сивьяги, Потэмью и Вангырью. Платиноиды, видимо, связаны с дифференцированными базит-ультрабазитовыми телами (рис. 10, 14), положение которых, как и формации щелочных базальтоидов в целом, контролируется глубинными разломами в пределах зоны континентального рифтогенеза. Впервые выделяемый нами медь-никель-платиновый пояс в бассейне р. Б.Патока протягивается на расстояние более 30 км. Интрузивные тела пикрито-лерцолитов, авгититов, пикрито-габбро-диабазов видимой мощностью 30–40 м и протяженностью до 2–3 км подстилаются лаптопайскими песчаниками и филлитовидными сланцами V-E возраста. Более основные разности ультрамафитов слагают нижние части интрузивных тел, подчеркивая определенную зональность по вертикали. Породы интрузивной фации сменяются вверх по разрезу трахибазальтами, базальтами, нефелинитами трапповой и щелочно-базальтоидной субформаций. Платиноносные ультрамафиты часто переходят в измененные скарнированные

(эпидот-гранатовые, шпинель-эпидотовые), окварцованные, карбонати-зированные породы. Химический состав пикрито-лерцолитов приведен в табл. 10 (Голдин, Макеев, 1998).

**Таблица 10**

**Химический и нормативный минеральный состав пикрито-перидотитов (лерцолитов), %**

Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
Г-1756	37,48	1,28	5,45	5,25	6,69	0,32	28,11	4,44
Г-1788	38,28	0,82	7,16	5,54	7,87	0,26	25,87	4,50

Номер пробы	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п	Сумма
Г-1756	0,06	0,19	0,82	9,92	0,23	0,21	10,11	99,78
Г-1788	0,06	0,02	0,60	8,44	0,12	0,12	9,16	99,79

Номер пробы	En	Di	Ol	Ilm	Mzt	f <sub>0</sub>	Fl	ko Fe
Г-1756	32,77	20,84	46,38	3,0	0,40	20,15	11,23	0,46
Г-1788	42,26	20,87	36,86	2,0	0,43	23,97	10,15	0,43

**Усл. обозн.:** En — энстатит, Di — диопсид; Ol — оливин, Ilm — ильменит, Mzt — магнетит, f<sub>0</sub> — общая железистость, Fl — флюиальность породы (содержание летучих компонентов), ko Fe — коэффициент окисленности железа (FeO/FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

Детально изучены петрографический состав и акцессорная минерализация ультрамафитов. Судя по структуре, набору породообразующих первичных и вторичных минералов, порода представлена в центральных частях тел полнокристаллическими, но сильно метаморфизованными перидотитами, по нормативному пересчету — лерцолитами. По парагенезису вторичных минералов порода претерпела несколько стадий прогрессивного (контактового) метаморфизма — от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций.

Состав минералов лерцолитов изучен на растровом электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link Isis-300 (Голдин, Макеев, 1998). Всего диагностировано 18 породообразующих и акцессорных минералов пикрито-лерцолитов (табл. 11–13). Весь набор минералов характерен для ультраосновных пород, а состав зонального хромшпинелида типоморфен метаморфизованным перидотитам.

Рудные тела силикатно-оксидно-сульфидного состава размещаются среди лерцолитов, клинопироксенитов (авгититов) и в габбро-диа-



базах (долеритах), а также в песчаниках, вблизи материнских интрузий. Руды, как синтетические, так и инъекционно-метасоматические, образуют прожилки, шпирь, вкрапленность, иногда брекчированы. Лерцолиты содержат 0,2–0,3% Ni, 0,05–0,10% Co. В пределах жерловой фации в субщелочном титан-авгитовом образовании отмечается титано-магнетит-халькопирит-пентландит-пирротинное оруденение. Севернее, в расслоенных силлах габбро-диабазов мощностью до 40 м, наблюдается обильное корунд-апатит-титаномagnetитовое оруденение с пирротинном. Широко развиты шпиро-вкрапленные пирит-халькопирит-пирротин-пентландитовые зоны, образуя значительные по протяженности метасоматиты либо по авгититам, либо по габбро-диабазам (до 3,0×0,5 км<sup>2</sup>). Наблюдается увеличение количества пентландита с глубиной — смена никелистого пирротина пентландитом.

Таким образом, в ультрамафитовых разностях дифференцированных тел установлена платиноносность, тесно связанная с сульфидной минерализацией пирротин-пентландитового типа (ингалинский тип).

Таблица 11

**Микрозондовый состав породообразующих  
силикатов лерцолитов, масс. %**

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	NiO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sum
Пироксен	47,73	2,04	3,29	7,39	16,63	0	21,03	0,08	0,51	99,69
—	49,96	2,32	3,52	6,76	17,23	0,02	22,08	0,16	0,32	102,17
—	47,75	1,91	5,02	6,50	15,94	0,01	21,27	0	0,89	99,46
—	48,44	2,59	4,94	6,79	15,62	0,03	21,63	0,12	0,85	101,10
Актинолит	49,51	0	0	8,46	25,73	0,03	14,99	0,15	0	98,03
—	47,36	2,91	0	7,92	24,99	0,04	14,49	0,14	0	98,00
Хлорит	32,12	0,12	10,64	16,75	26,35	0,02	0,15	0,54	0,61	87,30
—	31,22	0	8,55	19,79	27,11	0,05	0	0,31	0	87,13
—	28,88	1,59	9,16	19,31	25,66	0,09	0	0,03	0	87,35
Серпентин	38,33	0,02	7,19	17,88	23,52	0,02	н.о.	0,08	0,24	87,28
—	36,53	0,04	7,53	18,44	23,64	0,01	0,31	0	0,22	86,72
—	38,05	0	6,50	18,11	23,54	0,04	0	0,09	0,82	87,15
—	39,59	0	6,78	15,07	24,83	0,03	0,14	0,18	0,44	87,06
—	38,08	0	6,32	17,94	24,12	0,01	0,14	0	0,27	86,88
—	37,75	0	6,13	19,49	23,15	0,03	0,06	0,17	0,21	86,99

Таблица 12

**Микрозондовый состав акцессорных минералов-окислов  
из пикрито-лерцолитов, масс. %**

Минерал	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	NiO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ZnO	Sum
Ильменит	45,03	1,08	45,11	3,48	0,82	0,20	0,63	0,42	0	96,77
—	47,09	0	50,73	0,34	0,65	0	0,53	0,19	0	99,53
—	46,16	0	52,26	0,17	0	0	0	0	0	99,60
—	48,35	0	52,01	н.о.	0,63	0,05	0,46	0,75	0,30	102,62
—	45,88	н.о.	51,57	н.о.	0,64	0,14	н.о.	1,00	н.о.	99,23
Магнетит	1,84	0	99,15	0	0	0,11	0	0	0	101,43
Ст-магнетит	7,10	6,26	62,88	0,38	0,31	0,08	20,07	0,56	1,04	98,68
Магнетит	0,30	0,04	97,35	0,08	0	0,12	1,94	0,14	0,03	100,00
Ст-магнетит	5,29	11,84	51,26	2,38	0,33	0,20	23,76	0,42	0,18	95,66
Магнетит	0,16	0,27	99,46	0,03	0	0,12	2,40	0,10	0	102,59
Ст-магнетит	4,54	11,19	52,04	2,74	0,27	0,06	26,30	0,62	н.о.	97,77
Fe-Al-хромит	0,76	18,61	33,55	9,53	0,04	0,27	36,54	0,07	н.о.	99,37
Ti-магнетит	15,68	3,02	71,82	н.о.	0,30	0,14	8,07	1,12	0,77	100,81

Все акцессорные минералы проанализированных сульфидов (табл. 13) из лерцолитов содержат относительно высокие количества изоморфных платиноидов (Pt и Pd). Максимально высокие содержания Pt и Pd установлены в халькопиритах (до 3,72% Pt и 0,08% Pd), а также в пентландитах — до 1,40% Pt и 0,26% Pd, что сопоставимо с содержанием платиноидов в сульфидах печенгского и талнахского типов (Петрология..., 1988).

Изученные ультрамафиты со всем набором типоморфных минералов очень похожи на лерцолиты из расслоенной Бураковской интрузии в Карелии. Платиноносными в подобных массивах предполагаются «Fe-Cu-Ni сульфидоносные рифы» в верхней габбровой части массивов и пластовые хромититы. Для них характерна Pd-Pt специализация платиноидов.

С учетом всего вышеизложенного, по нашему мнению, назрела необходимость оперативного проведения комплексных ревизионных петрографо-минералогических работ мафит-ультрамафитовых формаций севера Урала. Возможно, именно с подобными ультрамафитами генетически связана россыпная платина Полярного Урала и Тимана (Макеев, 1996; Макеев и др., 1996, 1997).

Таким образом, нами выделяется новый перспективный медь-кобальт-никелевый пояс с платиноидами и самородным золотом.

Таблица 13

**Микрозондовый состав аксессуарных сульфидов  
из пикрито-перцолитов, масс. %**

Минерал	Нормированный состав, вес. %							
	Fe	Ni	Co	Cu	S	Pt	Pd	Sum
Халькопирит	32,27	0,13	0,14	31,33	32,33	3,72	0,07	100
—"	31,21	0,04	0	34,28	33,87	0,52	0,08	100
—"	32,07	0	0	33,96	33,33	0,64	0	100
$\chi_{\sigma}$	31,85	0,056	0,046	33,19	33,17	1,62	0,051	
$\sigma$	0,56	0,066	0,082	1,62	0,78	1,81	0,043	
Пентландит	30,11	33,32	3,00	0,04	32,65	0,63	0,25	100
—"	29,27	35,04	2,75	0	32,58	0,36	0	100
—"	27,78	34,56	2,80	0	33,46	1,40	0	100
—"	34,06	31,60	3,23	0	30,63	0,35	0,13	100
—"	28,04	34,33	3,67	0	33,31	0,65	0	100
—"	28,65	34,33	3,41	0,09	33,42	0	0,06	100
—"	28,79	33,97	3,35	0,03	33,86	0	0	100
—"	29,39	33,81	2,96	0,16	32,84	0,84	0	100
—"	35,36	23,31	4,71	0	35,66	0,96	0	100
—"	30,57	33,63	2,85	0	32,48	0,41	0,06	100
—"	30,31	33,21	2,78	0	33,21	0,49	0	100
—"	30,45	34,33	2,99	0,01	31,77	0,19	0,26	100
—"	28,77	33,99	3,09	0	33,79	0,29	0,07	100
—"	30,58	33,96	2,39	0,07	32,27	0,73	0	100
—"	29,78	33,89	2,42	0,06	33,06	0,57	0	100
—"	30,89	33,39	2,22	0,07	32,89	0,54	0	100
—"	30,33	34,12	2,46	0,26	32,54	0,29	0	100
$\chi_{\sigma}$	30,18	33,22	3,00	0,046	32,96	0,51	0,049	
$\sigma$	1,95	2,66	0,59	0,071	1,04	0,35	0,086	
$(\text{Ni,Fe,Co})_4\text{S}_5$	21,43	34,49	4,05	0,01	39,17	0,39	0,46	100
$(\text{Fe,Ni,Co})_4\text{S}_5$	30,69	23,12	5,27	0	40,57	0,26	0,09	100

## 5.4. Кимберлиты и проблема алмазоносности

Несомненный интерес вызывает вангырьюско-сedyско-погурейская формация как наиболее благоприятная для нахождения в ней алмазоносных кимберлитовых тел (Голдин, Калинин, 1993). Именно в составе пород этой формации обнаружены взрывчатые брекчии, содержащие ультрамафитовые кимберлиты, обломки базанитов, авгититов и эглогитов и мегакристы шпинели, гранатов, муассанита, сапфира, диоксида, платины — показатели высоких РТ условий формирования. Здесь Б.А.Голдиным были также найдены единичные зерна алмаза и его генетические спутники: пикроильмениты, хромистые пиропы, пироп-альмандины, хромдиопсиды.

Конкретным примером кимберлитового магматизма является западный склон севера Урала в бассейне р. Б.Патока (Голдин, Пучков, 1974). Здесь на одном из ручьев (рис. 10), впадающих в систему Вангырьюских озер, обнажается небольшая (20–30 см) как бы «приваренная» к щелочным базальтоидам полоса взрывчатых брекчий, в которых был найден обломок кристалла алмаза. В 1980 г. Б.А.Голдиным вновь обнаружены алмазы уже в русловых песках этого ручья, пересекающего всю полосу щелочных базальтоидов. Минералами-спутниками алмазов в Большепатовском районе являются шпинели, бесцветные и желтые гранаты, реже — розовые и фиолетовые. Большепатовские алмазы бесцветны и прозрачны. Кристаллографически они представлены уплощенными ромбоздрами с гладкими и тонкослоистыми гранями. Рентгенографические исследования методом Дебая-Шерера подтвердили идентичность их дифракционных линий линиям алмаза (Голдин, Калинин, 1993). Очевидно, этот ареал щелочных базальтоидов можно выделить как зону кимберлитового магматизма. Ручьи бассейна р. Б.Патока можно рекомендовать в качестве первоочередных объектов для опробования на алмазоносность. Алмазы, обнаруженные в аллювиальных отложениях, своим происхождением, вероятно, обязаны размыву взрывчатых брекчий ультрамафитов щелочно-базальтоидного состава.

Другим примером потенциальной алмазоносности являются породы пикрит-трахибазальтовой субформации западного склона Полярного Урала, фиксирующие собой Лемвинский краеплитный рифт (рис. 8) в области верховий рек Паги, Погурей, Кокпелы, Молюдмьюрюю (Голдин, 1999; Голдин, Калинин, Пучков, 1999). Здесь эруптивные брекчии и кимберлиты образуют трубообразные тела, диатремы и силлы, залегающие на песчаниках погурейской свиты (О) и перекрывающиеся отложениями черносланцевой формации. В области водораздела рек Погурей и Кокпелы эруптивные брекчии и кимберлиты раз-

виты по зоне кольцевых разломов. Здесь под радиоляритовым плащом, очевидно, скрывается крупная кимберлитовая трубка, реликты которой фиксируются в виде полукольцевых полос брекчий. Их обломки обычно сцементированы кальцит-серпентинитовой массой. Кимберлиты содержат обильные выделения кальцита, прозрачные, светлые, хорошо ограненные кристаллы коэсита и, возможно, алмаза (рис. 8, обн. 1725, 1729). Эруптивные брекчии перекрываются туфоконгломератовой толщей, наблюдаются также латеритные коры выветривания с желтыми, красными (с диаспором) и голубыми минеральными образованиями. Последние выполнены редко размещенными гальками кварца, трахириолитов, множеством обломков кварцевых жил с вкрапленностью сульфидов, оксидов железа и примазками золота (в гальке кварца).

В 11–12 км южнее от вышеописанного участка, в долине руч. Северная Кокпела (обн. 1647) тоже наблюдается разрушенная жерловина. Выполнена она породами трахибазальтового и пикрито-базальтового состава. Форма интрузивного тела в плане округлая, размеры — 0,3–0,4 км. Жерловые брекчии отчетливо обломочные, несут неравномерную карбонатизацию, эпидотизацию и окремнение. По левому борту ручья, в экзоконтакте жерловой фации, наблюдаются жилы, пятна, линзы, «струи» трахибазальтов, пикритодиабазов, рассеченные сериями кварцевых жил. Породы здесь приобретают голубоватый цвет.

Химический состав кимберлитов характеризуется высоким содержанием  $TiO_2$  (2–3%), щелочей (3–4%),  $P_2O_5$  (0,3–0,9%). Отличия от эталонных кимберлитов — повышенные количества  $Al_2O_3$ , высокая железистость и умеренная магнезиальность.

В бассейне р. Манараги наблюдаются структуры доуралид, имеющие северо-западное (тиманское) простираие, на которые накладываются субмеридиональные уральские структуры. Здесь имеет место апокимберлитовая трубка диаметром более 1,5 км. В ее экзоконтакте развиты воластонит-гроссуляровые скарны. Тело сложено флогопитовыми породами, рассеченными кварцевыми жилами. Перспективно на алмазы, шпинель, корунд.

Таким образом, в пределах краеплитной рифтовой зоны осадочные породы нижнего палеозоя прорваны интрузиями траппов, их щелочно-базальтоидными разностями и кимберлитами, указывающими на перспективы обнаружения коренных алмазов и возможность установления на севере Урала новой алмазоносной провинции. Опробование вышеуказанных участков следует проводить одновременно на золото, платину и алмазы, поскольку коренная золото- и платиноносность связаны здесь с тем же комплексом пород, что и алмазы.

## 5.5. Фарфоровые камни

Б.А.Голдин в процессе геологических работ на севере Урала выявил новый вид фарфорового керамического сырья — аповулканиды — метасоматически измененные разновидности риолитов и трахириолитов (Голдин и др., 1983; Вулканические..., 1973; Калинин, Пучков, 1983). Последующие петрохимические, минералогические и технологические исследования аповулканидов (Аповулканиды..., 1986; Урал..., 1987) подтвердили принципиальную возможность использования нового керамического сырья в республике на базе завода «Прогресс», а с учетом огромных запасов аповулканидов — создания в перспективе новой сырьевой базы для развития фарфоровой промышленности.

До последнего времени в бывшем СССР выделялись три геологические провинции (Сихотэ-Алиньская, Казахстанская и Кавказская), с которыми были связаны основные перспективы выявления промышленных месторождений фарфорового камня (Неметаллические..., 1984). Исходя из общегеологических предпосылок (вулканоплутонические формации, кислый вулканизм, зоны аргиллитизации, формирование вторичных кварцитов) оконтурен еще ряд провинций (Закарпатская, Тянь-Шанская, Алтае-Саянская), перспективных на фарфоровые камни. Север Урала, по мнению авторов, является новой геологической провинцией фарфорового камня в Российской Федерации.

Особенности петрохимического состава, геологии и географического расположения кислых вулканидов не только Северного, но и Среднего и Южного Урала позволили сделать вывод о большой перспективности поисков и в этих районах месторождений фарфорового камня как высококачественного, дешевого по себестоимости сырья для существующих на Среднем и Южном Урале заводов по производству фарфора, керамики и огнеупоров (Урал..., 1987).

Наиболее перспективными объектами на севере Урала являются метасоматически измененные породы в пределах областей развития интенсивного кремнекислого и субщелочного вулканизма в бассейнах рек Изъяшор, Пайпудыны, Лемвы, Балбанью, Лимбекаю, Няртасюю.

Природные фарфоровые камни, используемые промышленностью, должны иметь серицито-каолинито-кварцитовый или полевошпато-серицито-кварцевый состав, с содержанием глинозема не ниже 12%, а кремнезема — не выше 80%; количество щелочей — не менее 1,5–2% при отношении  $K_2O:Na_2O > 4:1$ ; содержание красящих окислов — не более 1,0% (для высших сортов — не более 0,5%); сумма щелочноземельных окислов ( $CaO+MgO$ ) — не больше 1%.

Анализ минерально-петрографического и химического составов аповулканитов севера Урала позволил выделить среди них два основных типа: капканвожский (серицит-кварцевый; пиррофиллит-серицит-кварцевый) и сивьягинский (кварц-адуляр-ортоклазовый).

Аповулканиты капканвожского типа развиты в истоках рек Манарага, Лимбекаю, Няртасюю и в районе хр. Пыйпудынский и слагают собой отдельные зоны или штокообразные и дайкообразные тела длиной от первых десятков метров до 2–3 км.

Сивьягинский тип аповулканитов отмечен в истоках рек Б.Усы, Изьяшор, Б.Пайпудыны, Грубею, Седью, Потемью, Сивьяги. Наблюдается в пределах тектонически ослабленных зон вдоль субмеридиональных разломов в эндоконтактных частях штокообразных и экструзивных тел трахириолитов (Вулканические..., 1973; Голдин и др., 1983).

Региональная распространенность кислых вулканитов и их большие объемы (свыше 1000 млн.м<sup>3</sup>) создают благоприятные геологические предпосылки для специальных поисково-оценочных работ по этому новому для Урала виду минерального сырья.

В последние годы ОАО «Полярноуралгеология» выполнило небольшой объем работ по поисковой оценке фарфорового камня на западном склоне Приполярного и Полярного Урала. Самыми перспективными признаны участки Алькесвожский и Малдинский. Объекты в лемвинской зоне менее перспективны из-за их удаленности от транспортных магистралей (Лодыгин, Лихачев, 1997). В качестве первоочередного объекта разведки на фарфоровые камни на Среднем Урале предполагается изучение ультракалиевых риолитовых порфиров Покровского комплекса (Урал..., 1987).

Технологические исследования аповулканитов севера Урала проведены на лабораторной базе Института химии Коми НЦ УрО РАН и завода «Прогресс» (Ухта). Основные выводы сводятся к следующему.

Аповулканиты севера Урала близки по составу фарфоровым камням Гусевского месторождения, сырье которого является внутрироссийским эталоном для данного минерального типа, и представляют собой ценный природный материал для керамического и стекольного производства (Голдин и др., 1999).

Физико-химические и структурные характеристики фарфоровой керамики, полученной из изучаемого нового минерального сырья (Голдин и др., 1986; 1987), позволили определить широкий спектр ее применения в керамическом производстве:

- изготовление санитарно-технических, посудохозяйственных и художественных керамических изделий;

- получение пористой керамики;
- получение специальной технической керамики (установочная керамика для низких частот, вакуумная керамика, электроизоляторы);
- производство фасадных материалов;
- получение специальных опалесцирующих стекол и др.

Модификация состава керамической массы и введение в нее целенаправленных добавок позволяет улучшать механические, диэлектрические и структурные характеристики керамики, что значительно расширяет возможные области ее применения.

По химическому составу высокощелочные кварц-адуляр-ортоклазовые аповулканыты сивьягинского типа близки к пегматитам Карелии и Украины, что позволяет использовать их (аповулканыты) в качестве альтернативного полевошпатового сырья, не требующего даже ручного обогащения.

Более низкая температура обжига при получении авторами нового вида керамики из фарфоровых камней севера Урала — ниже на 100–200°C (традиционные режимы получения электрофарфоровых изделий равны 1300–1350°C) при прочих равных условиях способствует снижению удельного расхода топлива на 11–26%, что содействует современной тенденции энергосберегающей политики.

По предварительной оценке запасы фарфоровых камней севера Урала в пределах Капканвожского участка — около 80 млн.м<sup>3</sup>, в районе Пайпудынского риолитового массива — 1000 млн.м<sup>3</sup>, в районе р. Сивьяги — около 3 млн.м<sup>3</sup>.

Большие запасы фарфоровых аповулканытов, особенно калишпатовых (более 200 млн.м<sup>3</sup>), поверхностное залегание (возможна отработка открытым способом), в ряде случаев — близость ж.д. Сейда – Лабитнанги (район Пайпудынского хр.) диктуют необходимость доизучения и последующего освоения этого нового для Урала вида минерального сырья.

## 5.6. Каолиниты

Наблюдаемая нами впервые для Приполярного Урала интенсивная каолинизация в гранитах приурочена к зоне тектонического нарушения (Калинин и др., 1969). В.Н.Пучковым и Е.П.Калининым в 1966 г. установлен разлом в области руч. Жильного. Разлом является сбросом, по которому приведены в соприкосновение доордовикские граниты Торговско-Кефталыкского массива и мелкогалечные конгломераты тель-



посской свиты нижнего ордовика (рис. 14). В зоне разлома шириной до 10 м граниты благодаря интенсивному катаклазу и избирательному выветриванию существенно каолинизированы (белые, пачкают руки), хотя в начальной стадии гипергенеза сохраняют первичную микропегматитовую (в шлифе) структуру. Наблюдается следующая последовательность минералообразования: полевые шпаты → гидрослюды → каолинит.

**Каолинит** образует веерообразные и червеобразные агрегаты мелких зерен (0,02 мм и менее) и слагает частичные или полные псевдоморфозы по полевым шпатам. Гипергенное изменение гранитов подтверждается в зависимости от развития процесса каолинизации постепенным уменьшением их объемного веса от 2,58 до 2,08 г/см<sup>3</sup>, что связано с появлением пористых текстур при разложении и выносе ряда компонентов. Установлен следующий ряд миграции петрогенных элементов при наблюдаемой каолинизации гранитов: Na > Si > Mg > Ca > Al > K.

Глинистая фракция каолинизированных гранитов изучалась химическим, термическим, рентгенодифрактометрическим и электронно-микроскопическим методами. Судя по величине термических эффектов количество каолинита составляет до 35% глинистой фракции. Механическим анализом установлено, что минералы глинистой фракции каолинизированных гранитов (пелитовой размерности) составляют до 17% состава породы.

Минералы глинистой фракции содержат концентрации ряда р.э. (Be, Sc, V, Ga, Zr, Nb, Sn, U) в 2–7 раз выше, чем в неизменном граните или в их неизменных полевых шпатах, что связано с их преимущественной вторичной аккумуляцией в минералах глинистой фракции. А учитывая то, что кефталыкские граниты в неизменном виде содержат Be, Sc, Co, Ni, Y, Zr, Nb, Ag, Sn, Bi, ΣTR в 2–10 раз выше среднего кларка по А.П.Виноградову (1962), можно судить, что процесс гипергенеза приводит к значительному увеличению концентраций этих редких и рудных элементов.

Таким образом, впервые в области Приполярного Урала на лейкократовых гранитах в зоне тектонического нарушения установлена **кора выветривания линейного типа** с существенным аккумулярованием вышеуказанных акцессорных элементов (потенциальное комплексное сырье на ряд р.э.).

Общеизвестно, что наиболее чистые и высококачественные каолины образуются на гранитах, содержащих минимум темноцветных минералов. Это особенно характерно для лейкократовых мусковитовых гранитов кефталыкского типа. Поэтому каолин коры выветривания при

значительных его объемах может представлять интерес для бумажной промышленности, где требуется особая белизна.

Масштабы данного оруденения нами не установлены, так как полоса каолинизированных пород шириной до 10 м «ныряет» под снежник, который сохраняется даже летом. Однако место это вполне доступно для общей оценки ситуации.

Сам процесс выветривания и корообразования на магматических породах севера Урала носит не локальный, а региональный характер. Так, М.В.Фишман в 1959 г. установил развитие древней (доордовикской) коры выветривания на риолитах маньинской свиты в районе хр. Малды (левобережье р. Балбанью, обн. 1588) (Фишман, Голдин, 1963).

Очевидно, подобные объекты в последнее время приобретают практический интерес в связи с поисками в различных типах кор выветривания благородных металлов (Au, Ag) и заслуживают проведения детальных ревизионных работ.

Новым подтверждением развития кор выветривания на севере Урала являются последние исследования Я.Э.Юдовича и др. (1995–1996 гг.) по геохимии и минералогии зоны межформационного контакта уралид с доуралидами на хр. Малдынырд (Приполярный Урал), изученной с помощью 11 профилей, пройденных в каре ледникового оз. Грубепендиты, где недавно было открыто рудопроявление золота «Нестеровское». В работе (Зона..., 1998) описан вещественный состав горных пород в зоне контакта вендско-кембрийских риолитов и диабазов, развитых по ним кембрийских метаморфизованных кор выветривания и залегающей в основании комплекса уралид терригенной алькесвожской толщи  $\text{Є}_3\text{—O}_1$  al (по В.С.Озерову), которая вмещает рудопроявления золота. При этом для коры выветривания по субстрату базитов и осадочных пород алькесвожской толщи характерно (по данным Я.Э.Юдовича) мощное накопление Ti, Fe, K и нередко — R. Для коры выветривания по субстрату риолитов и осадочных пород алькесвожской толщи характерна геохимическая специализация двоякого рода (цитируется по «Зоне...», 1998, с. 85): «...с одной стороны, «малдинский геохимический комплекс» летучих элементов грейзенового парагенезиса (Be, Sn, W, Mo, Ge, Bi, As, F), а с другой — концентрации элементов-гидролизатов (Al, Fe<sup>3+</sup>, TR, Ga, Nb). Наиболее интересны практически важные, мощные концентрации Be, Ge, Ga и TR, а среди последних — высокоценных тяжелых лантаноидов. В совокупности все это составляет **малдинский геохимический феномен**, обусловленный, по-видимому, последовательным наложением процессов кислотного выщелачивания и гидролиза на исходный субстрат малдинских риолитов...»

## 5.7. Монокристаллы турмалина — ценный вид пьезоэлектрического сырья

Более полувека Приполярный Урал известен как уникальная хрусталеносная провинция. Промышленная добыча монокристаллов горного хрусталя и жильного кварца играла заметную роль в обеспечении потребностей Советского Союза в пьезоэлектриках. В 30-е гг. нашего столетия почти все стабилизаторы и фильтры радиочастот и большинство пьезоэлектрических приборов изготавливались из приполярноуральского кварца. К сожалению, разведанные запасы его к настоящему времени значительно истощились. Однако в пределах этой хрусталеносной провинции довольно широко распространен другой, пока еще не достаточно изученный, не менее ценный вид природных пьезоэлектриков — монокристаллы турмалина, встречающиеся в кварцевых и пегматитовых жилах. М.В.Фишманом и Б.А.Голдиным (1963, 1967) они были описаны в бассейне р. Парнук (в правобережье руч. Банного), в западной экзоконтактной зоне Сальнерского гранитного массива от истоков р. Маньи и далее на юг до истоков р.Кобылаю, в верховьях р. Кожым у юго-западного контакта Малдинского гранитного массива в истоках р. Лимбекою, в верховьях р. Иг-шор и в ряде других мест. Турмалин, как правило, встречается в породах, залегающих среди или вблизи основных пород. Пегматитовые жилы с природными кристаллами черного турмалина характерны для районов Сальнерского и Парнукского гранитоидных массивов и грязно-зеленого турмалина — в верховьях р. Лимбекою в районе Малдинского массива.

Вмещающими породами пегматитов являются, главным образом, позднерифейские кварцево-сланцевые сланцы и метаморфизованные основные породы. Жилы, обычно линзовидной формы, размером до 5–6×2–3 м, локализуются в зонах смятия или тектонического расщепления северо-восточного простирания.

В их строении выделяются краевая зона — аплитовая, обогащенная лучистыми агрегатами биотита и мусковита, далее собственно пегматитовая, блоковая и, наконец, центральное кварцевое ядро мощностью до 0,3 м. К контакту блоковой зоны и кварцевого ядра обычно и приурочены монокристаллы турмалина длиной до 15–20 см и до 4–5 см в поперечнике. Кристаллы часто бывают разбиты на блоки трещинами, перпендикулярными длинному ребру призмы. Это происходило, по-видимому, в результате поздних (постминерализационных) тектонических напряжений, вызвавших скольжение отдельных блоков на несколько миллиметров одного относительно другого по плоскостям

несовершенной спайности {1011}. Трещины между блоками шириной 1–2 мм залечены мелкозернистым агрегатом кварца.

Таблица 14

**Физические свойства турмалина и пьезокварца  
с Приполярного Урала**

Характеристики	Турмалин			Кварц (Фишман, Голдин, 1998)
	из пегматитов обр. 565	из кварцевых жил		
		обр. 746 б	обр. 749 а	
Твердость по шкале Мооса	6,9	7,2	7,5	–
Плотность $\rho$ , мг/м <sup>3</sup>	2,95	3,1	3,0	2,65
Показатель преломления (линия натрия= 0,5893 мкм $n^0$ $n_\tau$	1,56 1,639	1,635 1,618	1,670 1,651	1,5442 1,5533
Тангенс угла диэлектрических потерь, $\text{tg } \sigma$	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не более $2 \cdot 10^{-4}$
Симметрия	3m	3m	3m	3 2
Независимые модули Кл/Н	$d_{15} = 3,5 \cdot 10^{-12}$ $d_{22} = d_{31} = -0,3 \cdot 10^{-12}$ $d_{33} = -1,95 \cdot 10^{-12}$	$d_{15} = 3,4 \cdot 10^{-12}$ $d_{22} = d_{31} = -0,3 \cdot 10^{-12}$ $d_{33} = -1,9 \cdot 10^{-12}$	Не опр.	$d_{11} = -d_{12} = 2,14 \cdot 10^{-12}$ $d_{14} = 0,85 \cdot 10^{-12}$
Диэлектрическое проницаемое (?), параллельно оси Z	8,1	8,2	Не опр.	4,6
Диэлектрическое проницаемое ( $\Sigma$ ), перпендикулярно оси Z	7,6	7,4	Не опр.	4,5

Кварцевые жилы с монокристаллами турмалина, развитые чаще среди даек гранодиоритов, секущих мафиты или ультрамафиты, отмечены нами в верховьях р. Парнук в северной части так называемого кварцитового плато в пределах Парнукского месторождения горного хрусталя. Столбчатые кристаллы турмалина достигают размера до 10×15 см,

Таблица 15

**Результаты частных анализов монокристаллов  
турмалина с Приполярного Урала**

Оксид	Турмалин из пегматитов в экзоконтакте Сальнерского массива, обр. 555	Турмалин из кварцевых жил в Парнокском массиве	
		обр.746в	обр.746а
SiO <sub>2</sub>	35,72	40,14	35,20
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,98	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,31	23,46	27,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	11,86	12,87	12,14
MnO	0,11	сл.	0,06
MgO	2,96	6,20	7,70
CaO	0,26	2,14	1,88
K <sub>2</sub> O	0,30	0,61	0,52
Na <sub>2</sub> O	0,35	1,00	0,63
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,62	10,93	11,15
Σ	96,36	98,33	97,20

обычно черные, иногда с буроватыми или зеленоватыми оттенками, с четкой штриховкой вдоль главной оси. Мелкие кристаллы бывают полупрозрачными. Среди простых форм наиболее распространены {1120}, {0110}, {2021}. Для кристаллов указанных сингоний характерна независимость пьезомодуля (Фишман, Голдин, 1999). При этом все пьезомодули отрицательны. В связи с этим температурную зависимость частот резонаторов, изготовленных из этого турмалина, устранить невозможно. Кристаллы практически не трещиноваты, обладают четким плеохроизмом: буровато-зеленым, темно-зеленым до черного по n<sub>0</sub> и светло-бурым, желтовато-бурым по n<sub>e</sub>. По цвету, данным рентгеноструктурного анализа и показателям преломления (табл. 14) описываемый турмалин относится к разностям шерлового состава с высоким содержанием оксидов-хромофоров титана, хрома, железа, марганца и реже магния (табл. 14, 15).

Из микропримесей характерны иттрий, церий и лантан, причем, церий превалирует над иттрием.

Таким образом, относительно крупные кристаллы турмалина, обладающего пьезоэлектрическими свойствами, встречающиеся в пределах приполярноуральской хрусталеносной провинции (рис. 14), могут быть пригодны для изготовления радиотехнических приспособлений, стабилизирующих длину радиоволн. Турмалиновые частотные

резонаторы имеют преимущество по сравнению с кварцевыми, так как турмалин обладает более высоким частотным коэффициентом и большей механической прочностью (табл. 14).

## 5.8. Волластонит

В последние годы в верховьях р. Манараги (под горой Народа) нами впервые обнаружены **волластонит-гроссуляровые скарны с аксинитом**, развитые в экзоконтакте Малдинского гранитного массива и апокимберлитового тела. Волластонит относится к новым прогрессивным видам неметаллических полезных ископаемых (Голдин, Рябков, 1998). Порода после дробления подвергается электромагнитной сепарации, в результате которой могут быть выделены (масс.%): волластонит — 10–40, гроссуляр — 10–70, кальцит — 10–45, кварц — 10–35, аксинит — 3–5. Химический состав волластонита (масс.%):  $\text{SiO}_2$  — 49,0;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,10;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,04;  $\text{CaO}$  — 48,0;  $\text{MgO}$  — 1,20;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,13;  $\text{B}_2\text{O}_3$  — 1–2; п.п.п. — 1,71.

Волластонит представлен листоватыми радиально-лучистыми и волокнистыми разновидностями. Цвет белый, серый. На его основе могут быть получены высококачественная радиокерамика, фаянс, фарфор, изоляторы с исключительно низкими диэлектрическими потерями; волластонит может быть использован как добавка или наполнитель к глазурю, краскам, лаку, стеклу и асбесту.

## 5.9. Аксинит — алюмосиликат бора

Широко распространен в кварцевых жилах, развитых среди вулканитов основного состава и их метаморфизованных разновидностей (Хадатинские озера, гора Сальнер, истоки р. Хобею, гора Хусейка и т.д.), и имеет минералогическое значение (Юшкин и др., 1971). Наиболее крупные проявления аксинита выявлены П.П.Юхтановым в бассейне р. Манараги, где в экзоконтактной зоне сиенитов габбро-сиенитового массива гранатовые скарны рассечены серией кварц-аксинитовых жил. Содержание аксинита в них достигает 50–60 масс.%. Ширина зоны — 15–25 м. Состав аксинита (масс.%):  $\text{SiO}_2$  — 41,0–43,0;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 17,0–18,0;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,5–9,0;  $\text{MnO}$  — 3,0–4,0;  $\text{CaO}$  — 19,0–20,0;  $\text{MgO}$  — 0,0–0,7;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,0–0,5;  $\text{B}_2\text{O}_3$  — 5,5–6,0.

Аксинит севера Урала занимает в ряду ферроаксинит-манганоаксинит место, более близкое к ферроаксиниту (Юшкин, Остащенко, 1972; Минералогия, типоморфизм и генезис..., 1968). Кварц-аксинитовая порода служит подшихтовочным материалом при получении разнооб-

разных пигментов, снижая температуру обжига. Следовательно, кварц-аксинитовая порода — прекрасная основа для получения керамических пигментов.

### 5.10. Флюорит и редкометальная минерализация

Акцессорный флюорит широко распространен в пределах эндо-контактных зон Ильяизского и Малдинского, отчасти Маньхамбовского массивов или приурочен к участкам тектонических нарушений (в центральных частях интрузий). Флюоритом сложены жилы и прожилки в небольших телах мусковитовых гранитов в истоках рек Парнука, Маньи, Щокурьи, где в ассоциации с ним наблюдается колумбит-танталит.

Наличие флюорита в метасоматически измененных гранитоидах является серьезным признаком возможного развития в этих участках редкоземельной и редкометальной минерализации.

Повышенная фтороносность в сравнении с фоновой отмечается в гранитах Илья-Иза (0,071%), Мань-Хамбо (0,05%), Малдинского массива (0,059%), а также в микропегматитовых гранитах апикальной фации кефталыкского типа (0,055%). Фронт метасоматического изменения с формированием окварцованных, мусковитизированных, альбитизированных, флюоритизированных разновидностей гранитов отмечается максимальными содержаниями фтора (до 2,0%, табл. 16). Главным концентратом F в неизмененных гранитах является биотит (0,25% F и более), а в грейзенизированных — флюорит.

Содержание F от 0,15% и выше для гранитоидов севера Урала является четким геохимическим признаком для обнаружения повышенных содержаний ряда р.э. (Be, Y, Zr, Nb, Ta, TR, Sn) и радиоактивных (Th, U) элементов. Действительно, даже при наших небольших по объему пробах (1–2, редко до 10 кг) в метасоматически измененных гранитах (Торговско-Кефталыкский район) обнаруживаются от единичных до десятков знаков фергусонита и до 2,1 г/т манганоколумбита (Калинин, 1972).

Представляет также интерес галенит-сфалерит-флюоритовая ассоциация, наблюдаемая нами в бассейне р. Манараги (руч. Олений, его левобережная часть). Оруденение локализовано в зонах, оперяющих более крупное разрывное нарушение северо-западного простирания, и генетически связано с лампрофирами (калиевые, щелочные базальтоиды тешенит-пикритовая субформация). Рудные минералы вместе с флюоритом выполняют трещины, образуя серии прожилков мощностью до 5–6 см. Иногда отмечается около двух-трех параллельных зон. В галените наблюдаются включения аргентита (Ag<sub>2</sub>S). Вмещающей по-

родой рудных зон являются ороговикованная известково-песчано-сланцевая толща, перекрытая вулканитами манарагской базальтовой и малдинской риолитовой формаций. Среди этих отложений отмечаются зоны борной минерализации.

Таблица 16

**Распределение содержаний F в гранитоидах и риолитах  
Приполярного Урала**

Объект исследования	Число проб	Пределы содержания, %	Среднее содержание, %
Позднебайкальские граниты (по массивам):			
Илья-Из	41	0,012–0,200	0,071
Мань-Хамбо	47	0,01–0,14	0,050
Торговский	31	0,01–0,07	0,040
Кефталыкский	15	0,01–0,15	0,055
Хартесский	9	0,02–0,06	0,035
Малдинский	32	0,017–0,150	0,059
Тынаготский	12	0,01–0,07	0,035
Лемвинский	5	0,01–0,02	0,015
Вангырский	36	0,012–0,100	0,043
Лагчавожский	34	0,020–0,063	0,032
Послераннеордовикские гранит-аплиты	6	0,01	0,010
Грейзенизированные граниты с флюоритом	11	0,15–2,04	≈0,614
Гранитная галька из конгломератов нижнего ордовика	3	0,01	0,010
Гнейсы (Тынаготский район)	5	0,01–0,04	0,030
Средний позднебайкальский гранит Приполярного Урала	119	0,01–0,15	0,045
Средний риолит Приполярного Урала	38	0,01–0,10	0,030
Кларк для кислых пород по А.П.Виноградову (1962)			0,080

**Примечание.** Аналитик Л.М. Бер.

Важнейшей задачей геологической науки и практики в регионе является повышение качества минералогического прогноза территории Республики Коми и ее основных горнорудных районов (севера Урала и Тимана).

Создание нового поколения среднемасштабных минералогических карт должно опираться на богатый опыт 60–90-х гг., на использование всех первоисточников при научных, поисковых, оценочных и разведочных работах этих лет. Думается, что наши авторские материалы являются определенным вкладом в решение этой общей проблемы.



## Заключение

Проведенное нами исследование рифейских и фанерозойских магматических формаций западного склона севера Урала позволяет установить процесс эволюции магматизма складчатых систем, заложившихся на сиалической коре. Проявления магматизма были связаны с нарушением равновесия в земной коре и подкоровой части, т.е. с активизацией процессов магмообразования в мантии, «базальтовом» и «гранитном» слоях.

В истории развития магматизма севера Урала выделяются два этапа: рифейско-вендский и позднекембрийско-раннеюрский.

### Рифейско-вендский этап

**Квазикратонный подэтап ( $R_1-R_2$ )** (название условное). Вначале процесс постепенного и плавного прогибания земной коры, аналогичный прогибанию отдельных участков в полуплатформенных условиях, сопровождался образованием отдельных крупных расколов дорифейского (карельского) кристаллического фундамента на сегменты (блоки). При этом прерывисто во времени и локально в пространстве происходило образование верхнекожимской базальтовой формации, близкой к трапповому типу. По нормативному минеральному составу породы в большинстве случаев представлены кварцевыми толеитами, образовавшимися (Д.Грин, А. Рингвуд, 1968) из толеит-базальтовой магмы, генерирующейся на глубине до 15 км (по Т.Н.Фроловой и Н.А.Буриковой, 1977, в пределах коры). В предхобейнское время формируются гипабиссальные граниты, образующие пластообразные интрузии, тесно связанные с апопесчано-глинистыми толщами (межпластовые внедрения) и первоначально горизонтально залегающие. Тела, представляющие корни вулканоплутонической риолит-гранитной форма-

ции, в последующем, в связи со складчатостью, были выведены из горизонтального положения.

Причина формирования предхобейнских гранитов пока не ясна. По времени своего образования они отвечают гренвильской эпохе складчатости, однако прямых геологических данных для увязки этих событий недостаточно.

**Рифтогенный субдукционный подэтап (R<sub>3</sub>-V<sub>1</sub>).** После длительного накопления осадочных толщ в результате смены тектонического режима с квазикратонного на рифтогенный широкое развитие получили процессы растяжения, образуются сводово-глыбовые поднятия, магматизм становится наиболее интенсивным и отдельные части Приосевой зоны севера Урала характеризуются различной глубиной погружения фундамента. В это время формируется контрастный ряд формаций: базальт-(габбро)-риолит-(гранит), являющийся производным двух магм — базальтовой мантийной и кислой палингенной внутрикоровой, место зарождения, время и механизм внедрения которых были различны (Голдин, Пучков, 1974а, 1976; Пейве и др., 1977).

Присутствие в составе мафитовых формаций наряду с кварцевыми толеитами оливиновых толеитов и сравнение с экспериментальными данными (Д.Грин, А.Рингвуд, 1968) позволяют предположить, что «сухая» первичная базальтовая магма генерировалась на глубинах 15–35 км. Локализация крупных масс базальтовой магмы мантийного происхождения вызывала разогрев коры с последующим выплавлением коровых эвтектических кислых магм ( $P_{H_2O} = 0,5-2; 2-4$  кбар). Этот процесс имел место, когда рифтогенез шел без разрыва сплошности коры; более того, проницаемость коры была незначительной, что способствовало задержке больших масс базальтовой магмы в глубинных очагах (в еще большей степени этот фактор проявился на последующем, коллизионном подэтапе). При этом состав субстрата и уровень генерации палингенных кислых магм в периферических очагах были различны в пределах отдельных зон. Образовавшиеся высокотемпературные, бедные водой, кислые расплавы поднимались в верхние горизонты земной коры, формируя собой вулcano-плутонические гранит-риолитовые ассоциации (Лучинин и др., 1974; Голдин и др., 1973; Калинин, Пучков, 1978; Пейве и др., 1977). В то же время «сухая» первичная магма в процессе подъема к верхней части осадочной оболочки в отдельных зонах ассимилировала и поглощала воду из окружающих пород, что в значительной степени изменяло ее первоначальные свойства. Присутствие воды вело к понижению температуры и способствовало формированию гранитных массивов, лишенных своих эффузивных комагматов, но сопровождавшихся пегматитообразованием.

В области современного Полярного Урала рифтогенез шел по несколько иному сценарию: здесь, по крайней мере в районе хр. Енгане-Пэ, и, возможно, в более восточных, имеются признаки полного разрыва сплошности континентальной коры и перехода от эпиконтинентального рифтогенеза к океаническому спредингу (енганепэйская офиолитовая ассоциация). В дальнейшем спрединг сменился субдукцией океанической коры, с образованием бедамельской андезитовой формации — индикатора. Субдукция привела к закрытию океанического бассейна, столкновению (коллизии) континентальных блоков и началу орогении.

**Коллизионно-орогенный подэтап (V<sub>2</sub>–Є<sub>1</sub>)** характеризуется развитием кадомской складчатости (формируются хобеизский гранито-гнейсовый купол, лаптопайский межгорный прогиб и другие структуры), образованием лаптопайской молассовой формации и массовым внедрением гранитов, начавшимся еще на рифтогенном этапе и подготовленным в значительной мере именно рифтогенными процессами.

Магматические формации рифтогенного и коллизионно-орогенного подэтапа образуют латеральный ансамбль. С наступлением рифтогенного режима начинается подъем астеносферного слоя и утонение земной коры. На разных уровнях коры происходит образование палингенных кислых магм и промежуточных мафитовых очагов, возникающих по мере продвижения базальтового вещества к поверхности по зонам глубинных разломов и опережающего его движения теплового фронта. В результате этого процесса, влияние которого было затем модифицировано складчатостью и скучиванием коры, создается определенная зональность в развитии магмато-метаморфических процессов, выраженная в том, что в направлении с востока на запад происходит закономерное изменение термодинамических условий формирования (P от 3 до 1 кбар; T от 650 до 750 °C) и нормативного состава гранитов (Q от 33 до 38%; Ab от 32 до 37,5%; Or от 35 до 24,5%). Это подтверждает общетеоретическую закономерность, что функцией модального состава гранитов является термодинамический режим их формирования, который в гранитах восточной полосы был более глубинным («водный», по Фершгатеру) с минимальными для гранитов значениями SiO<sub>2</sub> (69–70%), Na<sub>2</sub>O (3–3,4%) и, наоборот, максимальными K<sub>2</sub>O (4,9–5,1%). Граниты западной полосы («маловодные») становятся богаче SiO<sub>2</sub> (72,3–74,1%), Na<sub>2</sub>O (3,8–3,94%) и беднее — K<sub>2</sub>O (3,55–3,65%).

### **Позднекембрийско-раннеюрский этап (Є<sub>3</sub>–J<sub>1</sub>)**

**Рифтогенный подэтап (Є<sub>3</sub>–O).** Позднекембрийско-раннеордовикский рифтогенный подэтап носит принципиально иной тектонический

кий характер, что отразилось и в составе продуктов вулканизма, сопровождаемых магматами рифтогенных зон, и в особенностях контролирующих блоковых грабенообразных структур, преимущественно северо-западного простирания. Часто наблюдаются кольцевые структуры. В течение этого этапа формируются широкоразвитые пляжные песчаные толщи (тельпосская свита), молассоидные и обломочные отложения (погурейская свита), а в более восточных районах происходит заложение уральской океанической впадины. Таким образом, рассматриваемая территория современного западного склона Урала и его осевой полосы приобрела типичные черты рифтогенной континентальной окраины (Пучков, 1974).

В размещении проявлений магматизма рифтогенного этапа наблюдается определенная латеральная зональность. Результаты петрологических исследований указывают на различные глубины генерации мафических и салических ассоциаций в процессах частичного плавления земной коры и верхней мантии. При этом изофациальные части глубинных разрезов субстратов имели, по-видимому, коренные различия по составу. Немаловажное значение имели процессы дифференциации, происходившие при задержке и фракционировании магмы на глубине. Эта «закупорка» могла возникать уже при достаточно значительной мощности сиалического слоя. Кислые расплавы отличались в момент генерации повышенным парциальным давлением воды ( $P_{H_2O} = 2-4$  кбар).

В восточной и центральной зонах приосевой полосы вдоль разломов, в основном в виде линейных групп и кустов, развиты дайки и небольшие штокообразные тела диабазо-пикритов и лерцолит-пикритов, отличающиеся от перидотитов дунит-гарцбургитового ряда. Формируется перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовая формация, а в Лемвинской зоне — трапповая и щелочно-базальтоидная формации. В западной зоне получают развитие высокоглиноземистая пикрит-базальтовая трапповая, перидотит-габбро-сиенит-монзонитовая, щелочно-базальтоидная и щелочно-ультраосновная формации. Особенностью последних является весьма подчиненная роль интрузий, широкое распространение штоков и даек, реже трубчатых тел, сложенных пирокластическим материалом, резкая недосыщенность кремнеземом, высокая щелочность, титанистость, глиноземистость, магнизиальность и основность. Базальты отличаются высокой глиноземистостью и низким содержанием MnO. Повышение глиноземистости родоначальной магмы могло быть следствием либо увеличения количества летучих в области магмообразования, свидетельством чего может быть высокое содержание раннего магнетита в вулканитах, либо результатом фракциониро-

вания оливиновых толеитов (или выплавления из пиролита) на относительно небольших глубинах.

Появление в составе пород таких минералов, как шпинелиды, гранаты, сапфиры, а также стильпноmelана и фенгита, указывает на высокие РТ-условия их образования. Ассоциация пикрит – нефелинит – базанит – авгитит формации щелочных базальтоидов и обнаруженные нами эруптивные брекчии щелочно-ультраосновного состава с обломками алмазов в них представляют определенный интерес с точки зрения поисков коренных месторождений алмазов. А с ассоциацией пикрит – габбро – долерит – авгитит прогнозируется рудоносность на никель, медь, кобальт, платиноиды и самородное золото.

Образование указанных магматических формаций связано с рифтогенезом широкого масштаба, в ходе которого возникли каналы, давшие одновременно доступ магме из очагов, расположенных на разных уровнях, вплоть до весьма глубоких очагов щелочно-ультраосновной магмы. Частая пространственная разобщенность распространения ассоциаций пород указанных формаций свидетельствует в пользу их связи с различными очагами и с различной направленностью дифференциации. Иначе говоря, толеитовые и щелочно-базальтоидные вулканы не имеют прямого генетического родства. Они являются производными различных генетических ситуаций и пространственно совмещены вследствие близко-одновременной активизации как минимум двух разноглубинных мантийных источников. При этом трапповые интрузии внедрялись, по-видимому, как до, так и после щелочных базальтоидов.

Формирование рудоносных тел произошло в несколько стадий. Перспективными районами с точки зрения обнаружения промышленных месторождений будут именно те зоны, где к одним и тем же рифтовым структурам приурочены проявления и траппового, и щелочно-базальтоидного магматизма. Благоприятной средой, возможной для концентрации, например, платиноидов и самородного золота, предполагаются ультрамафиты и лаптопайские песчаники высокой магnezальности ( $MgO$  более 25 масс.%) и глиноземистости ( $Al_2O_3$  — 18–20 масс.%), подвергнутые щелочному метасоматозу. Возможно, в это время продолжается гранитообразование.

В самом общем виде минералогия рифтогенных магматических формаций характеризуется двумя типами рудоносности: оксидным (титаномagnetит-хромшпинелидовый с Au и Pt; magnetит-гематит-золото-фукситовый; кварц-золото-шеелитовый) и оксидно-сульфидным (magnetит-халькопирит-пентландит-пирротиновый с Au и Pt). Типичным представителем первого типа является минералогия перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовой формации, а второго — трапповой,

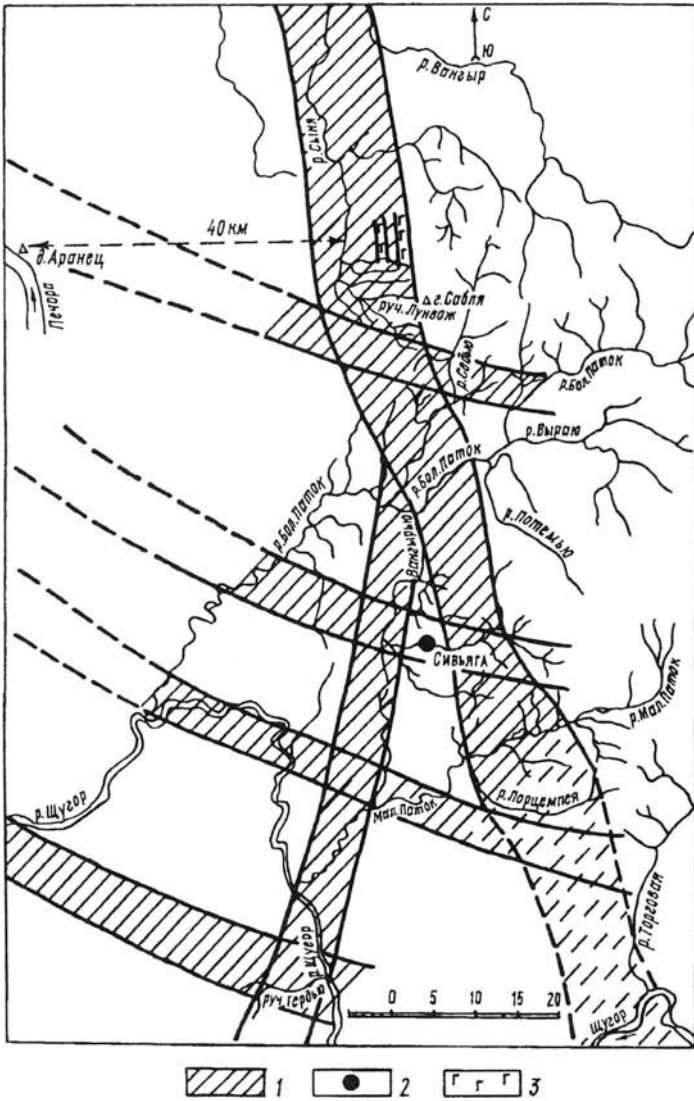
перидотит-габбро-сиенит-монцонитовой и щелочно-базальтоидной формаций. В ультрамафитах с ними обычно ассоциируют платиноиды (Pt, Pd) и самородное золото. Наиболее перспективным является западный Тельпосско-Патокско-Седыюско-Западносаблинский медь-никеленосный пояс с Co, Pt, Pd, Au, **впервые выделенный авторами как новый рудный район (условно «Печораникель»)**. Возраст Патокско-Саблинского сульфидного оруденения, вероятнее всего, доордовикский (долптопайский тиллитовый), что согласуется с ведущей медно-никелевой металлогенической эпохой в геологической истории Земли (Садбери, Томпсон, Мончегорское, Камбалда и др.). Это еще раз подчеркивает потенциальную перспективность выявленного нами приполярноуральского платино-золото-медно-кобальт-никеленосного пояса (рис. 10, 16).

Сопоставление досилурийских вулканических формаций севера Урала, их латеральных ансамблей с типично эвгеосинклинальными (например, с данными Т.Н.Фроловой и Н.А.Буриковой, 1977) выявляет сходство только для кожимской базальтовой и бедамельской андезитовой формаций (магматиты энганепэйских офиолитов пока изучены недостаточно). Подавляющее большинство петрохимических типов вулканитов относится, по-видимому, к производным щелочно-мафитовых магм. Их титанистость на один-два и более порядков выше, чем в вулканитах палеозойской эвгеосинклинали, что указывает на большие давления в расплаве при формировании досилурийских магматических формаций.

**В течение переходного подэтапа (O<sub>2</sub>-C)**, когда на рассматриваемой территории установились условия пассивной континентальной окраины, и особенно в течение последовавшего орогенного подэтапа (C-J<sub>1</sub>) термодинамическое воздействие на геологическое образование в этих зонах привело к развитию геохимических процессов, близких к постмагматическим (микроклинизация, альбитизация, окварцевание и грейзенизация, серицитизация, позднее окварцевание), но характеризующихся значительной длительностью развития. С их проявлением связаны рудопроявления Mo, Zn, Pb, Cu, Sn, Zr, Nb, Ta, F и хрусталя.

В силуре – девоне в приосевой полосе и на западном склоне формируется Пайхойско-верхнепечорская трапповая габбро-диабаз-долеритовая формация, а в позднепермско-раннетриасовое время — Печорская трапповая формация.

Средний химический состав североуральских траппов очень близок к составу среднего траппа древних платформ. Весьма незначительные отличия заключаются в понижении содержания SiO<sub>2</sub>, повышенном MgO и большей роли Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в соотношении железа, что свойственно молодым траппам. Они занимают по ряду признаков промежуточ-



**Рис. 16.** Фрагмент западносевероуральского (тельпосско-патоко-западносаблинско-сыннинского) кобальт-медь-никеленосного пояса с платиноидами и самородным золотом.

1 — кобальт-медь-никеленосный пояс с Pt, Au.

2 — карбонатит-тефритовая ассоциация со сфалеритом, гранатом, уранинитом и полевыми шпатами.

3 — расслоенные щелочные мафит-ультрамафитовые тела с пентландит-пирротиновым оруднением, Pt, Au.

ное положение между рудоносными и нерудоносными траппами. Здесь имеет место как титаномagnetитовое, так и халькопирит-пирротинное оруденение (хр. Тимаиз, гора Столбовая).

Образование этих трапповых формаций можно объяснить рассеянным рифтогенезом слабой интенсивности.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что мощный варисский коллизионно-орогенный процесс на западном склоне Урала не сопровождался массовым плавлением коры и внедрением гранитов — в отличие от кадомского. Причина — в существенно различной предыстории. Западный склон Урала наследовал в позднем палеозое структуру пассивной континентальной окраины, характеризовавшейся очень длительным периодом тектонической паузы между интенсивным рифтогенезом и коллизией. Поэтому литосфера здесь успела остыть и стать жесткой, а это, в свою очередь, повлияло на конкретную механику и термодинамику коллизионных процессов в ней. В позднем палеозое она так и не была разогрета до уровня, на котором начинаются ультраметаморфизм и палингенез.

В заключение отметим геолого-географическую (геоморфологическую) особенность субширотного участка региона, территориально объединяющего истоки рек Маньи и Большого Патока, горы Сабля и дер. Аранец. Именно здесь, в верховьях рек Маньи и Большого Патока, наблюдается поворот структур Большого Урала с меридионального на северо-восточное. Именно здесь фиксируется тройная точка — виргация северо-западных (субширотных) и северо-восточных структур. Именно здесь р. Печора максимально приближена к горному Уралу, гора Сабля всего в 50 км от Печоры.

Здесь же наблюдается самая широкая горная часть Приполярного Урала (более 70 км в поперечнике). И, наконец, именно здесь отмечается максимум проявлений разновозрастных вулканоплутонических магматитов со специфической минерацией, обусловленных как вертикальной, так и латеральной неоднородностью мантии.



## Литература

Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала / Б.Д.Аблизин, М.Л.Клюжина, Ф.А.Курбацкая, А.М.Курбацкий. — М.: Наука, 1982. — 140 с.

Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических образованиях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. — М., 1966. — С. 127–132 (Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ., т. 1).

Алексеев А.А. Базальтоидные магматические комплексы зоны Урал-Тау на Южном Урале и их металлогенические особенности // Магматизм и металлогения западного склона Урала. — Уфа, 1976. — С. 32–34.

Алешков А.Н. В северной части Приполярного Урала. Урал. Приполярные районы // Тр. Ледниковой эксп., 1935. — Вып. 4 [АН СССР].

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. — Сыктывкар, 1999. — 48 с. (Науч. докл. / Коми НЦ УрО РАН; Вып. 413).

Аношин Г.Н. Золото в магматических горных породах: Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м. наук. — Новосибирск, 1972.

Аповулканиды севера Урала — новый вид керамического сырья / Б.А.Голдин, Б.Н.Дудкин, Е.П.Калинин и др. — Сыктывкар, 1986. — 22 с. (Науч. докл. / Коми НЦ УрО РАН; Вып. 58).

Архангельский Н.И., Иванов К.П. Нижнепалеозойские основные магматические породы как косвенный указатель состава мантии на небольших глубинах под поверхностью Мохоровичича. Глубинное строение Урала. — М.: Наука, 1968.

Барт Т. Теоретическая петрология. — М.: ИЛ, 1956.

Бауринг С.А., Гротзингер Д.П. и др. Возраст протерозойско-палеозойской границы по материалам северо-востока Сибирской платформы // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и

их изотопно-геохронологическое обоснование: Тез. совещания. — СПб., 1995. — С. 70–71.

Беккер Ю.Р. Позднекембрийская моласса Южного Урала. — Л.: Недра, 1968. — 288 с.

Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. — Новосибирск: Наука, СО, 1976.

Белякова Л.Т. Геосинклинальный рифей севера Урала: Автореф. дисс. — М., 1972.

Бондаренко В.Н., Хотин М.Ю. Неогеновый вулканизм, его петрохимические особенности и металлогения // Петрохимические особенности молодого вулканизма. — Новосибирск: Изд. АН СССР, 1963.

Бородаевский Н.И., Левитан Г.М. Некоторые закономерности размещения золоторудных месторождений в провинциях фанерозойских складчатых областей // Сов. геология, 1974. — № 9.

Буканов В.В., Буканова В.А. О новом генетическом типе шеелитовой минерализации // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1967. — Вып. 8.

Буканов В.В., Юшкин Н.П. Кристалломорфология шеелита из хрусталеносных жил // Минер. сб. Львовского гос. ун-та. 1969. — № 23. — Вып. 2.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. — М.: Наука, 1985. — 220, 227 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. — М.: Мир, 1969.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. — 1962. — № 7. — С. 556–571.

Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя севера Урала — Б.А.Голдин, М.В.Фишман, В.П.Давыдов, Е.П.Калинин. — Л.: Наука, 1973. — 212 с.

Гарань М.И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. — М.–Л.: Госгеоиздат, 1946. — 51 с.

Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы // Тр. ГИН АН СССР, вып. 85. — М., 1963. — 203 с.

Гафаров Р.А. О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970. — № 8. — С. 3–14.

Гафаров Р.А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. — М.: Наука, 1976. — 270 с.

Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / В.В.Виноградов, М.И.Буякайте, В.Н.Кулешов и др. — М.: Наука, 1983. — 183 с.

Геохронологическая модель метаморфизма докембрия Приполярного Урала / В.Л.Андреичев, А.М.Пыстин, Ю.И.Пыстина, Я.Э.Юдо-

вич // Проблемы петрогенезиса и рудообразования: Тез. докл. науч. конф. «Чтения А.Н.Заварицкого». — Екатеринбург, 1998. — С. 5–7.

Герасимов Н.Н., Дембовский Б.Я., Ключина М.Л. Строение и структурно-тектоническое положение Лемвинского гранитоидного массива // Ежегодник–1983. — Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. — С. 29–13.

Гецен В.Г. Геодинамическая реконструкция развития Северо-Востока европейской части СССР для позднепротерозойского этапа // Геотектоника, 1991. — № 5. — С. 26–37.

Голдин Б.А. Акцессорные минералы рифейско-раннепалеозойских магматических комплексов севера Урала. Тр. ИГ КФАН СССР, вып. 22. — Сыктывкар, 1976. — С. 58–82.

Голдин Б.А., Калинин Е.П., Мизин В.Н. Петрологические особенности кислого вулканизма осевой зоны Полярного и Приполярного Урала // Тр. ИГ Коми фил. АН СССР, 1976. — Вып. 22.

Голдин Б.А. Вангырьюская кимберлитовая трубка — трубка XXI века: Матер. Всерос. конф. «Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов». — Сыктывкар, 1998. — С. 136.

Голдин Б.А. Платиноиды бассейна р. Большой Паток (Приполярный Урал): Матер. Всерос. конф. «Золото...». — Сыктывкар, 1998. — С. 78.

Голдин Б.А. Рифтогенные платиноносные магматические формации западного склона севера Урала // Уральское горное обозрение, 1999. — № 5, 6. — С. 27–34.

Трапповые формации северного Урала и Приуралья / Б.А.Голдин, В.П.Давыдов, В.И.Мизин, В.Н.Пучков и др. // Проблемы магматизма западного склона Урала. — Свердловск, 1972. — С. 130–147.

Голдин Б.А., Дудкин Б.Н., Клочкова И.В. Северо-уральские аповулканы — сырье для производства фарфора // Сырье и керамика, 1999. — № 1. — С. 7–9.

Голдин Б.А., Калинин Е.П. Доордовикский магматизм севера Урала // Доордовикская история Урала. — Свердловск, 1980. — Вып. 5. С. 3–27.

Голдин Б.А., Калинин Е.П. Проявления кимберлитового магматизма и алмазности на Приполярном Урале // Алмазность европейского Севера России (Тр. XI геол. конф. Коми АССР). — Сыктывкар, 1993. — С. 103–107.

Голдин Б.А., Калинин Е.П. Кварц-золото-шеелитовая формация Приполярного Урала: Матер. Всерос. конф. «Золото...». — Сыктывкар, 1998. — С. 21–22.

Голдин Б.А., Калинин Е.П. Золоторудные формации севера Урала // Уральское горное обозрение, 1999. — № 5, 6. — С. 50–56.

Голдин Б.А., Каримов Н.А. Липаритовые комплексы Осевой зоны севера Урала и сопоставление их с образованиями смежных районов Урала и СССР // Сов. геология, 1973. — № 10.

Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Венд-раннепалеозойский магматизм зоны сопряжения Урала и Восточно-Европейской платформы. — Свердловск, 1980. — С. 66–84.

Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Посленижнеордовикская габбро-тоналит-гранодиоритовая ассоциация Приполярного Урала: Тез. докл. IV Уральского петрограф. совещ. — Свердловск, 1981.

Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Генетические типы гранитов севера Урала и закономерности их размещения: Тез. докл. «Вопросы петрологии и металлогении Урала». — Свердловск, 1981. — С. 52–53.

Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Минеральные типы фарфорового камня в докембрийских вулканитах севера Урала // Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала. Вулканизм докембрия некоторых регионов СССР. Т. II. — Свердловск, 1983. — С. 28–29.

Голдин Б.А., Макеев А.Б. Платиноносность ультрамафитов западного склона Приполярного Урала. — Сыктывкар, 1998. — С. 125–134 (Минерал. сб-к, № 27).

Голдин Б.В., Пучков В.Н. Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на севере Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974. — № 1. — С. 59–69.

Голдин Б.А., Пучков В.Н. Формация щелочных базальтоидов и ее тектоническое положение // ДАН СССР, 1974. — Т. 216. — № 6.

Голдин Б.А., Пучков В.Н. Общие черты тектоно-магматической эволюции севера Урала (Западный склон и осевая полоса) // Магматизм, метаморфизм и металлогения западного склона Урала. — Уфа, 1976.

Голдин Б.А., Пучков В.Н. Раннепалеозойский (рифтовый) магматизм западного склона Урала // Докембрий и нижний палеозой Урала: Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. — Свердловск, 1978. — Вып. 135. — 63–71.

Голдин Б.А., Фишман М.В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. — Л.: Наука, 1967. — 212 с.

Голубева И.И., Махлаев Л.В. Интрузивные пирокластиты севера Урала. — Сыктывкар, 1994. — 98 с.

Гоньшакова В.И. Результаты определения абсолютного возраста траппов юго-восточной части Сибирской платформы: Тез. докл. «Петрология и металлогения бокситов». М., — 1968.

Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа: Башкирский научный центр УрОРАН, 1988. — С. 41–45.

Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. канд. дисс... — Екатеринбург, 1995. — 23 с.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. — М.: Мир, 1968.

Дембовский Б.Я., Дембовская З.П. и др. Ордовик Приполярного Урала. Т. 1: Геология, литология, стратиграфия. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990. — 202 с.

Душин В.А. Вулканогенные формации и металлогения западного склона Полярного и Приполярного Урала: Автореф. докт. дисс... — Свердловск, 1991. — 39 с.

Душин В.А. Геодинамика и палеорекострукции рифейского вулканизма севера Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. — Екатеринбург, 1995. — С. 29–30.

Дьяченко Л.П. Геологическое строение и история развития Грубеинской линейной группы вулканов: Тез. V Коми республ. молод. конф. — Сыктывкар, 1972. — С. 210–211.

Ефанова Л.И., Юдович Я.Э., Котельникова Е.А. Новые данные о возрасте риолитов хр. Малды-Нырда (Приполярный Урал) // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации. — Сыктывкар: ИГ Коми НЦ РАН, 1997. — С. 36–38.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. — М.: Наука, 1972. — 399 с.

Журавлев В.С., Гафаров Р.А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы // Докл. АН СССР, 1959. Т. 128. — № 5. — С. 1023–1025.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород — М.: Госгеолтехиздат, 1961.

Закономерности развития процессов редкометального рудогенеза в центральной зоне Приполярного и Полярного Урала / Н.П.Юшкин, М.В.Фишман, Б.А.Голдин, Е.П.Калинин // Современное состояние учения о месторождении полезных ископаемых. — Ташкент, 1975. — С. 184–189.

Захаров О.А., Мавринская Т.М. Находки конодонтов в максютювском комплексе хр. Урал-Тау // Ежегодник–1993. — Уфа, 1994.

Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе Максютювского метаморфического комплекса на Южном Урале. — Уфа: УНЦ РАН, 1994. — 30 с.

Захаров О.А., Пучков В.Н. и др. Первая находка палеозойской фауны в «рифейских» образованиях кайраклинской свиты максютювского

комплекса // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. — Екатеринбург, 1995. — С. 32.

Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты / Я.Э.Юдович, Л.И.Ефанова, И.В.Швецова, И.В.Козырева, Е.А.Котельникова. — Сыктывкар: Геопринт, 1998. — 97 с.

Иванов К.П. Нижнепалеозойские вулканогенные образования восточного склона Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. I Уральского петрограф. совещ. Т. 2. — Свердловск, 1963 (УФАН СССР).

Иванов С.Н. О происхождении кварцевых альбитофиров спилит-диабазовой (спилит-кератофировой) формации Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала: Тр. Уральского петрограф. совещ. Т. 2. — Свердловск, 1963.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала // Докл. АН СССР, 1977. — Т. 237, № 5.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. — Свердловск, 1979.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника, 1981. — № 5, 1981. — С. 47–63.

Иванов С.Н. Байкалиды Урала и природа метаморфических комплексов, обрамляющих эвгеосинклинали. — Свердловск: ИГ УНЦ РАН, 1987. — 74 с.

Формирование земной коры Урала / С.Н.Иванов, В.Н.Пучков, К.С.Иванов и др. — М.: Наука, 1986. — 248 с.

Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А. Находки конодонтов и граполитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // Докл. АН СССР, 1990. — Т. 310, № 3. — С. 376–379.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм / Перев. с англ. — М.: Мир, 1965. — 248 с.

Калинин Е.П. Распределение концентраций ниобия и тантала в комагматичных интрузивных и эффузивных породах кислого ряда: Матер. II Коми республ. молодеж. науч. конф. — Сыктывкар, 1967. — С. 206–208.

Калинин Е.П. К геохимии фосфора в гранитоидах Мань-Хамбо (Печорский Урал) // Минералогия и петрография севера Урала и Тимана. — Сыктывкар, 1967. — С. 37–42. (Тр. ИГ Коми фил. АН СССР; Вып. 7).

Калинин Е.П. Особенности геохимии редкоземельных элементов в гранитоидах южной части Печорского Урала. — Сыктывкар, 1968. — С. 110–124. (Тр. ИГ Коми фил. АН СССР; Вып. 9).

Калинин Е.П. Кларки Торговско-Кефталякского гранитоидного массива (Приполярный Урал) // Геология и полезные ископаемые Ура-

ла: Матер. к II Уральской конф. молод. геологов и геофизиков. Ч. 1. — Свердловск, 1969. — С. 240–242.

Калинин Е.П. Гранитоиды Приполярного Урала, их минералогия и геохимия (на примере гранитоидов бассейна р. Торговой): Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. — М.: МГУ, 1970. — 22 с.

Калинин Е.П. 1972. Фтор и щелочные элементы в гранитах Приполярного Урала: Ежегодник—1971.

Калинин Е.П. Сравнительная петрохимическая и геохимическая характеристика позднебайкальских гранитов и липаритовых порфиров западного склона Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала (Тр. VII геол. конф. Коми АССР). — Сыктывкар, 1973. — С. 341–345.

Калинин Е.П. К геохимии золота и серебра в горных породах Приполярного Урала // Матер. I Уральского металлогенического совещ. — Свердловск, 1985. — С. 25–27.

Калинин Е.П. Возраст гранитообразования на Приполярном Урале (геологическая интерпретация геохронометрических дат) // Магматизм севера Урала и Тимана. — Сыктывкар, 1985. — С. 68–77. (Тр. ИГ Коми фил. АН СССР; Вып. 53).

Калинин Е.П. Геохимическая специализация гранитоидов севера Урала // Геология севера Урала. — Сыктывкар, 1992. — С. 61–69. (Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН; Вып. 78).

Калинин Е.П. Региональные кларки химических элементов в гранитах и липаритовых порфирах севера Урала // Магматические и метаморфические комплексы севера Урала. — Сыктывкар, 1995. — С. 19–27. (Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН; Вып. 87).

Калинин Е.П. Петрохимическая и геохимическая специализация гранитов и кислых вулканитов Приполярного Урала // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. — Сыктывкар, 1997. — С. 5–10. (Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН; Вып. 94).

Калинин Е.П., Голдин Б.А. Распределение тантала и ниобия в апогранитах гранит-гранодиоритового массива Мань-Хамбо (южная часть Печорского Урала) // Геохимия. 1967. — № 3. — С. 312–319.

Калинин Е.П., Давыдов В.П. Геохимические типы гранитоидов Приполярного Урала // Рудообразование и магматизм севера Урала и Тимана. — Сыктывкар, 1983. — С. 28–37. (Тр. ИГ Коми фил. АН СССР; Вып. 41).

Калинин Е.П., Пучков В.Н. Формационный анализ полихронного гранито-гнейсового комплекса (бассейн р. Хальмерью, Полярный Урал) // Геология и полезные ископаемые Урала. — Свердловск, 1971.

Калинин Е.П., Пучков В.Н. Анализ сложно построенного гранито-гнейсового комплекса (Тынаготский район Приполярного Урала) // До-

кембрий и нижний палеозой Урала. — Свердловск, 1978. (Тр. Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР; Вып. 135).

Калинин Е.П., Беляев В.В., Пучков В.Н. Геохимические особенности гипергенного изменения гранитов в зоне кефталькского разлома (Приполярный Урал) // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1969. — Вып. 13. — С. 101–112.

Калинин Е.П., Голдин Б.А., Фишман М.В. К геохимии урана и тория в гранитоидах Приполярного Урала // Геохимия. — 1969. — № 8. — С. 1016–1022.

Калинин Е.П., Фишман М.В., Голдин Б.А. Ниобий в метакристаллах Приполярного Урала // Вопросы математической геологии. — Л.: Наука, 1968. — С. 118–131.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974. 229 с.

Карстен Л.А., Пучков В.Н. Эклогиты Приполярного Урала // Геология метаморфических комплексов. — Свердловск: Горный ин-т, 1990. — С. 54–63.

Карстен Л.А., Пучков В.Н. Особенности процессов метаморфизма в ядре Хобеизской складчатой структуры // Метаморфогенная металлогения Урала. — Свердловск, 1988. — С. 70–73.

Карстен Л.А., Пучков В.Н., Заславская Н.М. Геология зоны Главного Уральского глубинного разлома на Приполярном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989. — № 3. — С. 133–136.

Келлер Б.М. Вендский комплекс Урала // Сов. геология, 1966. — № 5. — С. 58–69.

Клюжина М.Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. — М.: Наука, 1985. — 189 с.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. — М.: Наука, 1982. — 128 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964.

Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмаобразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. — М.: Наука, 1969.

Кутолин Б.А. Статистическое изучение химизма базальтов. — М.: Наука, 1969.

Кутолин Б.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — Новосибирск: Наука, 1972. (Тр. ИГТ СО АН СССР; Вып. 189).

Ладыгина А.И., Лихачев В.В. Геология и минеральные ресурсы Интинского района Республики Коми. — Инта – Сыктывкар, 1997. — 72 с.



Лапин Б.Н. Кембрийский вулканизм северо-востока Тувы // Палео-вулканические реконструкции. — (Тр. ИГГ СО АН СССР; Вып. 301). Ново-сибирск, 1976.

Лебедев А.П. Бескорневые плутоны основного состава и условия их формирования. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII. — М.: Наука, 1964.

Лебедев А.П., Богатиков О.П. Петрология Киргизского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян). — М.: Изд. АН СССР, 1963.

Левитан Г.М. и др. Металлогения золота и закономерности его размещения в герцинидах восточного склона Урала: Тез. докл. VII Всесоюз. металлоген. совещ. — Свердловск, 1976.

Левитан Г.М. О начале орогенного этапа в герцинской эвгеосинклинали Урала и некоторых его особенностях, существенных для металлогении // Геотектоника, 1978. — № 6. — С. 44–56.

Ленных В.И. Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миогеосинклинальной области Южного Урала // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. — М.: Наука, 1966. — С. 169–183.

Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийотипных офиолитовых массивов Урала // Геотектоника, 1978. — № 1. — С. 3–22.

Лубнина Н.В. История развития ордовикских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным данным: Автореф. канд. дисс... — М., 1998. — 21 с.

Лучинин И.Л. Позднебайкальская гранит-липаритовая формация в северной части Центрально-Уральского поднятия // Вулканические образования Урала. — Свердловск, 1968.

Лучинин И.Л. Нижнепалеозойская гранит-липаритовая формация Центрально-Уральского поднятия на Полярном и Приполярном Урале // Проблемы магматизма западного склона Урала. — Свердловск, 1972 (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 95).

Лучинин И.Л. Нижнепалеозойская липаритовая формация Центрально-Уральского поднятия: Автореф. дис. к.г.-м.н. — Свердловск, 1975. — 36 с.

Субсеквентный магматизм Урала и его металлогенические особенности / И.Л. Лучинин, С.П. Еремеев, Г.А. Шаталов, С.Н. Марков, С.С. Карагодин. Магматизм, метаморфизм и рудоносность в геологической истории Урала. — Свердловск, 1974.

Львов К.А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии // Сов. геология, 1957. — № 5.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. — М.: Наука, 1967. — 448 с.

Макеев А.Б. Перспективы платиноносности Республики Коми. — Сыктывкар, 1996. — 36 с. (Науч. доклады / Коми НЦ УрО РАН; Вып. 375).

Макеев А.Б., Крапля Е.А., Брянчанинова Н.И. Платиноиды в аллювии и россыпях — ключ к поискам коренных месторождений платины в Республике Коми. — Сыктывкар: Геопринт, 1996. — 44 с. (ИГ Коми НЦ УрО РАН).

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И., Крапля Е.А. и др. Платиноиды в ... севера Урала и Тимана — ключ к коренным источникам платины // ДАН, 1997. — Т. 335, № 5. — С. 663–666.

Маракушев А.А. Проблемы метаморфических и метасоматических горных пород. — М.: Наука, 1965.

Маракушев А.А. Минеральные фации гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов: Матер. симпоз. — Свердловск, 1971.

Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). — Екатеринбург, 1996. — 150 с.

Менерт К. Новое о проблеме гранитов. — М.: ИЛ, 1963.

Мерц А.В., Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Петрохимия отложений щекуринской свиты среднего рифея на Приполярном Урале. — Сыктывкар, 1995. — С. 36. — (Сер. препринтов «Науч. докл. / РАН, Коми научный центр УрО; Вып. 35).

Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала / Н.П.Юшкин, М.В.Фишман, Б.А.Голдин, Е.П.Калинин, В.Н.Охотников, В.В.Буканов. — Л.: Наука, 1972. — 195 с.

Мизин В.И. Позднепротерозойский вулканизм севера Урала. — Л.: Наука, 1988. — 175 с.

Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана / М.В.Фишман, Н.П.Юшкин, Б.А.Голдин, Е.П.Калинин. — Л.: Наука, 1968. — 252 с.

Минералого-геохимическая специализация липаритовых и гранитных комплексов осевой зоны северного Урала / Б.А.Голдин, Е.П.Калинин, Н.А.Каримув, Н.П.Юшкин // Геология и полезные ископаемые Урала: Матер. III Уральской конф. мол. геологов и геофизиков. — Свердловск, 1971. — С. 141–142.

Миронов Г.М. и др. Геохимия золота в базальтовых расплавах по экспериментальным данным: Тез. докл. IV семинара по геохимии магматических пород. — М., 1978. — С. 44.

Неметаллические полезные ископаемые СССР — М.: Недра, 1984. — 407 с.

Нечеухин В.М. Плитотектоническая металлогения складчатых систем с полным геодинамическим циклом развития // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники литосферных плит. — Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 27–30.

Новые данные о возрасте метаморфизма доуралид Приполярного Урала / Я.Э.Юдович, В.Л.Андреичев, А.В.Мерц, М.П.Кетрис // Магматические и метаморфические комплексы севера Урала. — Сыктывкар, 1995. — С. 52–67 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 87).

Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. — Екатеринбург, 1995. — 32 с.

Олли А.И. Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале. — Уфа: Башгосиздат, 1937. — 50 с.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. — Екатеринбург: УрО РАН, 1998. — 164 с.

Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления андезитов // Химия земной коры. Т. II. — М., 1964.

Парначев В.П. Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала в позднем докембрии // Древний вулканизм Южного Урала. — Свердловск, 1981. — С. 18–30.

Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднекембрийской истории Урала: Автореф. докт. дис... — Свердловск, 1988. — 32 с.

О строении и составе позднекембрийских отложений Сысертско-Ильменогорской структуры (Южный Урал) / В.П.Парначев, В.И.Петров, Г.П.Кузнецов и др. // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. — С. 90–105.

Перфильев А.С. Тектоника Севера Урала. — М.: Наука, 1968. — 248 с.

Петрова И.А. Петрология доордовикских магматических формаций западного склона Полярного Урала и их металлогенические особенности // Тр. Уральского петрографического совещ. Т. 3. — Свердловск, 1969.

Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер и др. — М.: Наука, 1988. — 232 с.

Пьезоэлектрики — монокристаллы турмалина на Приполярном Урале // ДАН, 1999. — Т. 369, № 2. — С. 244–246.

Тектоника Урала / А.В.Пейве, С.Н.Иванов, В.М.Нечеухин, А.С.Перфильев, В.Н.Пучков // Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000. — М.: Наука, 1977.

Платен В. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов // Природа метаморфизма. — М.: Мир, 1967.

Полевые шпаты как критерий информативности условий формирования гранитов и липаритов (на примере севера Урала) / Б.А.Гол-

дин, Е.П.Калинин, В.И.Мизин, В.П.Давыдов // Проблемы генетической информации в минералогии. — Сыктывкар, 1976. — С. 105–107.

Пучков В.Н. О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими породами. — Сыктывкар, 1968. — № 8. — С. 50–64. (Тр. ИГ Коми фил. АН СССР).

Пучков В.Н. Находки конодонтов на севере Урала и их стратиграфическое значение // Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973. Т. 209.

Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. — Сыктывкар, 1974. — Вып. 9.

Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. — Л.:Наука, 1975. — 204 с.

Пучков В.Н. Багиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. — М.: Наука, 1979. — 260 с.

Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника, 1993. — № 3. — С. 18–33.

Пучков В.Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского антиклинория // Докл. РАН. Сер.геол., 1997. Т. 352., № 5. — С. 667–671.

Пучков В.Н. Поздневендская геодинамика Урала: к анализу мифотворчества // Ежегодник–1997. — Уфа, 1999. — С. 240–249.

Пучков В.Н., Карстен Л.А. Раннепротерозойские метаморфические комплексы Приполярного Урала: Ежегодник–1985. — Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 1986. — С. 25–27.

Пучков В.Н., Карстен Л.А. Особенности процессов метаморфизма в ядре Хобеизской куполовидной структуры // Метаморфогенная металлогения Урала. — Свердловск: ИГТ УрО АН СССР, 1988. — С. 70–73.

Пучков В.Н., Раабен М.Е. Байкальская моласса на севере Урала // Докл. АН СССР, 1972. — Т. 204, № 3. — С. 362–365.

Пучков В.Н., Шмелев В.Р. Структурные особенности и взаимоотношения меланократовых комплексов восточного склона Приполярного Урала: Ежегодник–1983. — Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 1984. — С. 23–27.

Пыстин А.М. Сравнительная характеристика Хобеинского, Неркаюского и Хордьюского метаморфических комплексов Приполярного и Полярного Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. — Свердловск, 1985. — С. 50–59.

Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. — СПб: Наука, 1994. — 208 с.

Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Главные типы гранитоидов Приполярного Урала по результатам изучения аксессуарных минералов // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации. — Сыктывкар: ИГ Коми НЦ РАН, 1997. — С. 53.

- Ритман А. Вулканы и их деятельность. — М.: Мир, 1964.
- Рифей и венд европейского Севера СССР/ В.Г.Гецен, В.А.Дедеев, Г.Н.Акимова и др. — Сыктывкар, 1987. — 124 с.
- Руженцев С.В. Тектоническая структура Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. — М.: Наука, 1998. — С. 7–24.
- Руженцев С.В., Аристов В.А. Новые данные по геологии Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. — М.: Наука, 1998. — С. 25–44.
- Румянцева Н.А. Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала // Щелочные вулканические формации складчатых областей. — Л.: Недра, 1967. — С. 132–262.
- Румянцева Н.А. О классификации эффузивных пород // Зап. Всесоюз. минерал. общ-ва, 1977. Вторая сер. — Ч. 106. — Вып. 1.
- Румянцева Н.А. Доордовикские вулканические формации Очечырского поднятия // Магматизм и метаморфизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. — С. 19–35.
- Русин А.И. Поздневендская коллизия в зоне Урала: миф или реальность? // Ежегодник-97. — Екатеринбург: УрОРАН, 1998. — С. 56–61.
- Русская платформа. Геол.строение СССР, т. 1 / Отв. ред. В.Д.Наливкин, К.Е.Якобсон. — Л.: Недра, 1985. — 356 с.
- Сирин Н.А. Геолого-петрографические исследования Приполярного Урала // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1945. — Вып. 72. Петрограф. серия, № 22.
- Смирнов Ю.Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии // Геология докембрия. 1964. — С. 195–208.
- Смирнов Ю.Д. Закономерности размещения некоторых магматических формаций в полициклической складчатой области на примере западного склона Урала // Матер. IV Всесоюз. петрограф. совещ. — Баку, 1969. — С. 153–156.
- Соболева А.А. Риолиты Приполярного и южной части Полярного Урала. — Сыктывкар, 1995. — 20 с. (Геопринт ИГ).
- Соболева А.А. Новые данные о риолитах и гранитах севера Урала // Магматизм и геодинамика. — Екатеринбург: ИГТ УрОРАН, 1998. — С. 108–118.
- Соболева А.А., Андреев В.Л. Вулкано-плутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале // Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации. — Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997. — С. 38–39.

Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. — Л.: Наука, 1970.

Старков Н.П. Магматические формации миогеосинклиналиной зоны Северного Урала // Проблемы магматизма западного склона Урала. — Свердловск, 1972. — С. 114–129.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой): Межведомст. стратигр. комитет России. — Екатеринбург, 1993. — 151 схема. — 152 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Б.М.Келлер, Н.М.Чумаков, В.И.Козлов и др. — М.: Наука, 1983. — 184 с.

Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / В.Ю.Алимов, Ю.А.Волченко, В.В.Перевозчиков, В.Н. Пучков и др. // Под ред. Д.С.Штейнберга и В.Н.Пучкова. — Свердловск: Наука, 1990. — 228 с.

Таттл О.Ф., Боуэн Н.Л. Высокотемпературный альбит и соседние полевые шпаты. — 1952.

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. — Екатеринбург: УрОРАН, 1998. — С. 240.

Тимонина Р.Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. — Л.: Наука, 1980. — 102 с.

Удовкина Н.Г. К вопросу о возрасте эцлогитов Урала // Очерк геологической петрологии. — М.: Наука, 1976. — С. 339–348.

Удортина О.В. О возрасте метасоматических изменений в границах Приполярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Матер. IV науч. конф. ИГ КНЦ УрОРАН. — Сыктывкар, 1995. — С. 83–85.

Удортина О.В. Геохимическая характеристика гранитоидов Мань-Хамбо (северный Урал) // Матер. XIII геол. съезда РК. — Сыктывкар, 1999. — С. 171–173.

Удортина О.В., Андреичев В.Л., Кузнецов Н.Б. Гранитоиды Проторуала: новые данные о составе и геодинамическая интерпретация // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. — М.: ГЕОС, 1999. — Т. II. — С. 296–298. (Матер. XXXII тектон. совещ., Т. II).

Урал — новая геологическая провинция фарфорового камня / Б.А.Голдин, Б.Н.Дудкин, Е.П.Калинин, В.П.Марков, В.Н.Пучков и др. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. — 54 с.

Фаворская М.А. О некоторых особенностях тектонической активизации в пределах тихоокеанского подвижного пояса // Вулканические и вулcano-тектонические формации. — М.: Наука, 1966.

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). — М.: Наука, 1975.

Фишман М.В. Геологическое строение и горные породы хребта Сабля (Приполярный Урал). — Сыктывкар, 1956.

Фишман М.В., Голдин Б.А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. — М; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 108.

Фишман М.В., Голдин Б.А. Фукситовые щелочные метасоматиты севера Урала // Матер. Всерос. конф. «Золото...» — Сыктывкар, 1998. — С. 20.

Фишман М.В., Голдин Б.А., Юшкин Н.П. Магматические формации западной и центральной зон севера Урала и Пай-Хоя: Матер. IV Всесоюз. петрограф. совещ. — Баку, 1969.

Фролова Т.Н. Контрастные формации геосинклиналей: Сб. V науч. отчет. конф. МГУ. — М., 1970.

Фролова Т.Н., Бурикова Н.А. Геосинклинальный вулканизм. — М.: Изд-во МГУ, 1977.

О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время / Е.В.Хаин, Е.В.Бибикова, В.А.Душин, А.А.Федотов // Тектоника, геодинамика: общие и региональные аспекты. — М.: ГЕОС, 1998, — Т. II. — С. 244–246.

Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер.геол., 1948. — № 5. Перепечатка в изд.: Тектоника и формации. Избр. тр. М.: Наука, 1967а. — С. 33–46.

Херасков Н.П. Особенности строения и истории развития доуралид Южного Урала // Тектоника и формации. Избр. тр. — М.: Наука, 1967б. — С. 67–91.

Хитаров Н.И., Нагапетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование) // Геохимия, 1969. — № 3.

О возрастной позиции Малопатокского массива гранитоидов на Приполярном Урале и его формационной принадлежности / С.Г.Червяковский, В.Н.Иванов, И.Ю.Курзанов, В.А.Кузенков, Ю.Л.Ронкин // Ежегодник–1991. — Екатеринбург: ИГТ УрОРАН, 1992. — С. 71–74.

Чернов А.А. О распространении золотоносности на Печорском Урале // Сб.технич. инфор., 1961. — № 1 (5).

Чернов Г.А. Взаимоотношения ордовика с рифеем в Вангырском районе Приполярного Урала // Тр. ИГ КФАН СССР, 1962. — Вып. 3. — С. 15–27.

Чернов Г.А. О тектонике Вангырского района западного склона Приполярного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геологии, 1964. т. XXXIX (6), 1964. — С. 30–45.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Первые находки акритарх в метаморфическом комплексе хр. Урал-Тау // Познание, освоение и сбережение недр республики Башкортостан. — Уфа: АН РБ, 1994. — 51 с.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Экзотические блоки пород в разрезах палеозоя Южного Урала и Северного Кавказа: Ежегодник-1997. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. — С. 21–25.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области и смежной части западного склона Южного Урала // Матер. к познанию геол. строения СССР. Новая сер., вып. 2 (6). — М., 1945. Перепечатка в издании: Академик Н.С.Шатский. Избр. тр., т. II. — М.: Изд. АН СССР, 1963а. — С. 288–368.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946. №1. Перепечатка в издании: Академик Н.С.Шатский. Избр. тр., т. II. М.: Изд. АН СССР, 1963б. — С. 369–425.

Шатский Н.С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости (Les relations entre precambrien and cambrien. Colloques intern. de CNRS. Paris, 1957). Перепечатка в издании: Академик Н.С.Шатский. Избр. тр. Т. 1. — М.: Изд. АН СССР, 1963в. — С. 581–587.

Шатский Н.С. Рифейская эра и байкальская складчатость // Академик Н.С.Шатский. Избр. тр. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 600–619.

Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоутц Э.И. и др. Новые данные о возрасте и палеогеодинамических условиях формирования эклогитов Полярного Урала // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. — М.: ГЕОС, 1999. Т. II. — С. 296–298 (Матер. XXXII тектон. совещ., Т. II).

Шейнманн Ю.М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии // Сов. геол., 1965. — № 8.

Шишкин М.А., Лапшин Н.В. Докембрийские гипербазиты Полярного Урала // Геология и минералогия докембрия Северо-Востока Европейской платформы и севера Урала. — Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 1996. — С. 61.

Шмелев В.Р., Пучков В.Н. Габбро-гипербазитовые ассоциации Приполярного Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. — Свердловск: ИГТ УрО АН СССР, 1988. — С. 113–135.

Шмидт А.И. Основные черты вулканизма и связанного с ним оруденения осевой зоны Приполярного Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. — Уфа: Баш. ФАН СССР, 1976. — С. 107–117.



Шмидт А.И., Коган Б.С. Некоторые черты геологического строения и магматизма Оченырдыкского антиклинория (западный склон Полярного Урала) // Проблемы магматизма западного склона Урала. — Свердловск, 1972. — С. 65–88. (Тр. ИГТ УНЦ АН СССР; Вып. 95).

Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. — Свердловск, 1964. — 106 с. (Тр. ИГ УФАН СССР; Вып. 72).

Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм Урала. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. — Свердловск, 1969. (Тр. ИГ Урал. петрограф. сов. Т. 3).

Штейнберг Д.С. О классификации магматических горных пород на генетической физико-химической основе. — Свердловск, 1970. — С. 53–58. (Ежегодник–1969 ИГТ УФАН СССР).

Штейнберг Д.С., Вигорова В.Г. Глубинные и гипабиссальные граниты в Центральном-Уральском поднятии на Приполярном Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. — Уфа: Баш. ФАН СССР, 1976. — С. 100–106.

Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм // Вопросы петрохимии. — Л.: Наука, 1969.

Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — М.: Наука, 1973.

Эшкин В.Ю. Некоторые особенности генезиса и минералогии месторождений горного хрусталя на Приполярном Урале // Тр. ВНИИП, 1960. — Т. 3. — Вып. 2.

Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. — Екатеринбург: Наука, 1994. — 285 с.

Юшкин Н.П., Калинин Е.П. Самородные элементы в гранитоидах Приполярного Урала // Тез. докл. Всесоюз. конф. «Самородное элементообразование в эндогенных процессах». Ч. 1. — Якутск, 1985. — С. 83–86.

Юшкин Н.П., Остащенко Б.А., Павлов Л.П. Состав и свойства аксинита из Пайхойско-Полярноуральских месторождений: Ежегодник–1971. — Сыктывкар, 1972. (Ин-т геол. Коми фил. АН СССР).

Юдович Я.Э., Махлаев Л.В., Кетрис М.П. Минералогические особенности ультракалиевого базальтоида с хребта Енгане-Пэ (Полярный Урал) // Минераловедение и минералогенезис. — Сыктывкар, 1988. — С. 34–40. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрОРАН; Вып. 66).

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Метариолиты и кислые метатифы в низах комплекса доуралид на Приполярном Урале // Докл. АН. — 1992. — Т. 324, № 6. — С. 1290–1295.

Юдович Я.Э., Мерц А.В., Кетрис М.П. Петрохимическая диагностика метааркозов и метариолитов в древних толщах Приполярного Урала // Докл. АН. — 1966. — Т. 351, № 3. — С. 383–386.

- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Щелочные метасоматиты в древних толщах Приполярного Урала // Геохимия. — 1993, № 3. — С. 395–411.
- Юшкова Г.Е., Калинин Е.П. К геохимии лития в кварце гранитоидов Приполярного Урала // Геохимия, 1972. — № 10. — С. 1293–1297.
- Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника, 1989. — № 3. — С. 76–85.
- Яковлев Е.Б. Автомагматические брекчии Казахстана // Сов. геол., 1963. — № 8.
- Boyen N.L., Tattl O.F. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the System  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ . — Geol. Soc., 1958.
- Gee D., Pease V.: Europrobe TIMPEBAR — Rolar Urals Transect, Excursion 12–24 July, 1997 // EUROPROBE News, Issue N 1, 1997, Uppsala, 4–7.
- Gradstein F.M., Ogg J.G. A Phanerozoic Time Scale // Episodes. Vol. 19. N 1, 2. 1996. Table 1.
- Goldin B.A., Kalinin E.P. Petrology and geochemistry of precambrian granitoids of the North Urals // Precambrian granitoids. Petrogenesis, geochemistry and metallogeny: Geological Survey of Finland, Special Paper 8. — Helsinki, Finland, 1989.
- Joder H.S. Genesis of principal basalt magnias. — Annial Rept. Director geophys. 2 ab. Carhegie Jugt., 1964.
- Kuno X. Origin of Cainozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. Vob canol., ser. 2. N 20. — 1959.
- Le Corre C.L., Auvran B., Balleve V., Robardet M. Le massif Armoricaïn Sci. Geol. Bull., 44, 1. — Strasbourg, 1991, 31–103.
- Linnemann U., Gehmlich V., Tichomirova V., Buschmann B. Introduction to the Pre-Symposium Excursion (part I): the Peri-Gondwanan basement of the Saxothuringian Composite Terrane // Excursion Guide to Saxony, Thuringia, Bohemia. Schriften des Staatlichen Museums far Mineralogie und Geologie zu Dresden. 1998. P. 7–13.
- Matte Ph., Maluski H., Nicolas A., Kepezhinskas P., Sobolev S. Geodynamic model and  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dating for generation and emplacement of the High Pressure metamorphic rocks in SW Urals // C.R. Acad. Sci. Paris. T. 317, ser. II, 1993, p. 1667–1674.
- Mc Karrow. Terrane assembly in the Variscan belt of Europe. Europrobe news. — N 5, 4–5. 1994.
- Ohta Y., Hirajima T., Hiroi Y. 1986. Caledonian high-pressure metamorphism in Central Western Spitsbergen. Geol. Soc. Amer. Memoirs, 1964. P. 205–216.
- Odin G.S. Geological time scale // C.R. Acad. Sci. Paris. 1994. V. 318, Ser. 11. P. 59–717.

Puchkov V.N. Correlation and geodynamic features of Pre-Alpine tectonic movements throughout and around the Alpine orogen // *Studia Geologica Polonica*, 91, Warszawa, 1988. P. 77–92.

Puchkov V.N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen. In: Burg J.-P., Ford M. (Eds.). *Orogeny through time*, Geological Special Publications N121, 1997, London, 201–234.

Puchkov V.N. Cadomides of the Urals and Taymyr: connections with Gondwanan Europe // *Excursion Guide to Saxony, Thuringia, Bohemia*. Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden. 1998, 177–178.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van Der Voo R., McKerrow W. S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — a tale of Baltica and Laurentia // *Earth-Science Reviews*, 1996, 40–258.

## Приложение 1

## Средние химические составы досилурийских вулканических пород западного склона севера Урала, масс. %

Комп.	1					2				
	а (2)*	б (5)	(18)	4а (2)	4б (20)	9 а (17)	9 б (12)	9 в (3)	9г (8)	9 д (6)
SiO <sub>2</sub>	50.88	48.51	74.24	43.75	50.3	48.4	51.66	62.86	46.64	47.68
TiO <sub>2</sub>	1.50	1.03	0.23	1.61	1.4	1.83	1.63	0.96	1.61	2.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.02	15.72	12.66	15.73	16.3	15.18	16.33	14.85	16.88	16.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.28	5.34	1.57	4.32	2.5	5.13	3.69	3.53	2.20	3.17
FeO	7.30	5.63	0.81	5.34	8.00	6.38	4.63	3.36	8.80	6.89
MnO	0.19	0.11	0.04	0.24	—	0.18	0.17	0.12	0.19	0.20
MgO	5.75	7.18	0.29	5.22	6.35	6.14	3.76	1.78	6.86	6.00
CaO	9.03	10.21	0.79	11.62	8.00	7.31	3.72	1.83	8.48	5.88
Na <sub>2</sub> O	2.36	2.14	3.60	3.24	3.35	3.66	5.35	6.35	2.87	3.98
K <sub>2</sub> O	0.64	0.81	4.51	0.44	1.30	0.46	0.96	0.33	0.93	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H.O.**	0.04	0.04	0.02	H.O.	0.29	0.36	0.27	0.27	0.36
ППП	3.0	3.08	0.92	8.18	2.0	5.10	3.24	2.57	3.83	7.35

\* В скобках — количество анализов.

\*\* н.о. — не определено.

## Приложение 1 (продолжение)

Комп.	2		3		4		5	
	9e(11)	9ж(18)	16a(5)	16б(54)	21a(6)	21б(1)	21в(3)	19а(4) 19б(5)
SiO <sub>2</sub>	49.13	49.07	74.11	75.11	48.82	61.05	65.62	58.30 44.15
TiO <sub>2</sub>	1.23	1.74	0.36	0.22	1.92	0.35	0.67	0.82 3.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.14	15.55	11.60	12.91	13.62	11.98	14.20	15.85 14.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.33	4.28	2.92	1.57	2.69	1.78	1.98	4.97 5.68
FeO	8.81	6.88	0.73	0.99	10.31	5.19	3.56	4.09 8.45
MnO	0.21	0.19	0.10	0.04	0.20	0.10	0.09	0.13 0.29
MgO	6.53	5.98	0.60	0.40	6.64	6.49	2.17	3.37 6.02
CaO	9.91	6.89	0.91	0.56	7.24	5.49	2.01	3.14 7.03
Na <sub>2</sub> O	2.01	3.29	3.55	3.37	2.81	2.66	4.45	6.79 4.01
K <sub>2</sub> O	0.51	0.66	3.88	4.14	0.74	1.04	1.70	0.23 0.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	0.36	0.07	0.06	0.31	0.14	0.17	H <sub>2</sub> O 0.53
ППП	3.11	4.51	—	—	3.68	2.83	2.70	— 5.22

## Приложение 1 (продолжение)

Комп.	5		6			7			
	19В(12)	19Г(2)	19А(16)	20а(27)	20Б(6)	20В(19)	25а(2)	25Б(2)	25В(3)
SiO <sub>2</sub>	48.82	55.33	46.51	73.14	72.77	64.08	44.41	37.50	43.22
TiO <sub>2</sub>	2.71	2.73	2.04	0.30	0.33	0.17	1.65	1.46	2.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.73	13.85	14.50	10.88	12.97	17.82	13.98	12.64	14.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.08	7.76	2.42	3.97	1.16	1.92	2.72	1.76	2.09
FeO	6.66	4.13	9.49	2.02	1.24	0.95	7.92	6.47	8.62
MnO	0.23	0.10	0.20	0.022	0.02	0.01	0.23	0.20	0.17
MgO	5.15	2.78	7.51	0.03	0.18	0.24	10.96	8.25	7.35
CaO	4.25	3.78	9.94	0.12	0.47	0.58	9.41	15.60	10.49
Na <sub>2</sub> O	3.99	5.82	2.53	2.09	3.88	1.83	2.65	3.24	3.03
K <sub>2</sub> O	1.43	1.16	0.56	7.33	5.10	10.74	0.79	0.26	1.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.46	0.50	0.23	0.12	0.04	H <sub>2</sub> O.	0.27	0.30	0.42
ППП	3.93	2.21	3.34	–	0.64	1.32	4.90	11.81	6.48

## Приложение 1 (продолжение)

Комп.	7											
	25Г(2)	25Д(1)	25Е(2)	25Ж(2)	24А(2)	24Б(9)	24В(4)	24Г(2)	24Д(8)	24Е(2)		
SiO <sub>2</sub>	45.98	60.90	47.23	39.28	45.73	47.67	53.01	51.56	47.67	61.52		
TiO <sub>2</sub>	1.65	1.15	3.03	2.20	0.53	2.36	1.96	1.25	2.36	0.97		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.91	14.80	13.86	18.66	12.86	15.20	14.63	17.98	15.20	13.92		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.88	0.21	4.58	11.85	8.50	6.98	6.32	2.13	6.98	3.34		
FeO	5.34	5.31	8.98	3.24	1.43	6.05	4.61	5.56	6.05	4.94		
MnO	0.14	0.18	0.22	0.33	0.17	0.26	0.14	0.09	0.26	0.20		
MgO	5.16	1.20	4.73	12.26	11.18	5.25	3.68	5.77	5.25	1.16		
CaO	12.71	3.92	7.04	1.68	9.67	7.03	6.38	6.68	7.03	1.77		
Na <sub>2</sub> O	3.36	4.48	4.40	4.05	3.62	3.59	4.13	4.99	3.59	5.39		
K <sub>2</sub> O	0.76	4.51	0.97	0.06	0.60	0.87	0.94	0.78	0.87	3.01		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.27	0.66	0.35	0.38	0.43	0.31	2.64	0.43	0.36		
ППП	6.13	2.55	4.26	—	5.85	3.90	3.20	—	3.90	2.99		

## Приложение 1 (продолжение)

Комп.	8							
	7	23а(6)	23б(3)	19е(12)	19ж(41)	19з(1)	19и(5)	19к(2)
	22г(5)							
SiO <sub>2</sub>	28.75	50.61	47.78	47.84	47.51	51.16	47.65	47.11
TiO <sub>2</sub>	2.09	2.25	2.94	1.60	1.75	1.54	1.96	1.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.64	18.82	14.83	14.31	13.80	15.96	13.61	14.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.41	5.09	8.43	3.67	3.38	4.56	4.03	4.11
FeO	3.47	6.84	6.12	8.05	8.70	6.84	7.64	9.64
MnO	0.20	0.24	0.17	0.23	0.14	0.18	0.25	0.20
MgO	12.68	4.78	4.74	7.18	7.86	4.88	6.22	7.51
CaO	17.00	8.03	7.78	8.60	9.93	7.69	7.87	8.27
Na <sub>2</sub> O	0.21	2.64	3.38	3.20	2.65	3.13	3.66	3.01
K <sub>2</sub> O	0.72	0.50	1.17	0.73	0.05	1.48	0.45	0.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	H.O.	0.25	0.22	0.24	0.28	0.22	0.16
ППП	21.56	2.09	-	4.01	4.36	2.420	4.40	3.55



## Приложение 1 (окончание)

Комп.	8		9
	19л(4)	19м(1)	44(7)
SiO <sub>2</sub>	45.89	42.65	49.97
TiO <sub>2</sub>	1.45	0.92	1.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.41	8.42	14.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.41	6.82	5.82
FeO	9.55	8.62	3.79
MnO	0.15	0.07	0.12
MgO	7.43	17.10	4.79
CaO	9.97	11.18	8.09
Na <sub>2</sub> O	2.41	0.99	3.10
K <sub>2</sub> O	0.52	0.12	1.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	Н.О.	Н.О.
ППП	3.77	0.10	2.49

Пояснения к приложению 1:

1 — нижне-среднерифейская толеит-базальтовая верхнекожимская формация: а — базальты; б — габбро-диабазы;

1 — среднерифейские риолиты (Юдович и др., 1999);

2 — позднерифейско-вендская манарагская базальтовая формация: западнояровейская субформация: 4а — зеленосланцевые породы; 4б — зеленые сланцы; нярминская субформация: 9а — базальты; 9б — андезит-базальты; 9в — андезит-дациты; 9г — габбро-диабазы; манарагская субформация: 9д — базальты; большехаталамбинская субформация: 9е — базиты; 9ж — габбро-диабазы;

3 — позднерифейско-раннекембрийская: борзовская субформация: 16а — риолиты; малдинская риолитовая формация: 16б — риолиты;

4 — позднерифейско-ранневендская бедамельская андезитовая формация: 21а — базальты; 21б — андезиты; 21в — дациты;

5 — раннекембрийская базальтовая изьяхойская формация: 19а — трахиты; 19б — базальты; 19в — трахибазальты; 19г — андезит-базальты; 19д — габбро-диабазы;

6 — кембрийско-ордовикская трахилипаритовая субформация: 20а — трахириолиты; 20б — риолиты; 20в — аляскиито-сиениты;

7 — кембрийско-ордовикская щелочно-базальтоидная формация: седьюская субформация: 25а — авгититы; 25б — нефелиниты; 25в — трахибазальты; 25г — базальты; 25д — трахиты; 25е — диабазы; 25ж — эссексит-диабазы; лорцемпейская субформация: 24а — меланобазальты; 24б — базальты; 24в — андезит-базальты; 24г — трахиандезит-базальты; 24д — габбро-диабазы; 24е — трахиты; погурейско-пагинская субформация: 22г — брекчии щелочно-ультраосновного состава;

8 — ордовикская трапповая формация: саблинская субформация: 23а — базальты; 23б — калиевые базальты; северонародоитынская субформация: 19е — базальты; 19ж — габбро-диабазы; 19з — дайка в риолитах (О 41 О); 19и — базальты; 19к — диабазы; 19л — габбро, габбро-диабазы; 19м — пикритовое габбро.

9 — северно-приуральская трапповая формация (Р 42 О–Т 41 О): 44 — базальты.

**Приложение 2**  
**Средние химические составы интрузивных пород западного склона севера Урала**

Комп.	1		2		3		4	
	9а(59)	14а(2)	14б(3)	17а(8)	22в(9)	25а(9)	25в(10)	28б(18)
SiO <sub>2</sub>	74.68	46.86	49.48	46.07	55.32	69.42	75.28	75.86
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.66	1.28	1.68	1.45	0.35	0.21	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.98	16.16	15.09	16.65	15.77	15.23	12.58	13.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.16	4.15	6.12	3.84	3.03	1.17	0.93	0.93
FeO	1.10	6.48	5.06	6.52	5.74	1.96	0.88	0.55
MnO	0.05	0.13	0.10	0.17	0.19	0.04	0.03	0.01
MgO	0.58	8.85	6.24	7.83	4.58	0.57	0.30	0.38
CaO	1.36	10.55	9.98	10.01	6.48	1.65	0.55	0.65
Na <sub>2</sub> O	3.45	1.77	2.38	2.44	3.26	3.20	4.35	3.71
K <sub>2</sub> O	3.39	0.65	0.92	0.74	2.26	4.93	4.73	3.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07	0.02	0.26	H <sub>2</sub> O.	0.17	0.08	0.02
ППП	0.91	4.00	2.30	3.52	1.93	1.16	0.59	0.55

## Приложение 2 (продолжение)

Комп.	5					6				
	24а(6)	24б(2)	24в(3)	24г(6)	22	22а(3)	22б(12)	22в(9)	22г(14)	
SiO <sub>2</sub>	50.03	52.61	60.29	66.45	50.20	42.48	49.04	55.32	66.92	
TiO <sub>2</sub>	1.74	0.58	1.49	0.66	0.73	0.34	1.12	1.45	0.62	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.20	17.81	14.80	14.64	5.15	8.17	16.31	15.77	15.50	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.57	2.27	3.23	2.12	4.45	6.09	4.94	3.03	1.49	
FeO	6.91	5.23	4.48	2.60	5.87	5.55	6.18	5.74	2.62	
MnO	0.19	0.12	0.18	0.10	0.15	0.12	0.15	0.19	0.06	
MgO	6.59	3.58	1.95	1.03	18.96	25.06	6.53	4.58	1.45	
CaO	8.05	7.81	4.33	2.37	11.11	6.58	10.58	6.48	3.42	
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.39	4.55	5.17	0.56	0.75	2.76	3.26	3.85	
K <sub>2</sub> O	0.98	4.25	2.13	2.60	0.17	0.24	0.62	2.26	2.57	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40	0.12	0.35	0.28	H <sub>2</sub> O.	H <sub>2</sub> O.	H <sub>2</sub> O.	H <sub>2</sub> O.	0.14	
ППП	3.10	2.00	2.04	1.60	3.08	4.60	1.98	1.93	1.50	

## Приложение 2 (окончание)

Комп.	7					8	
	9Г(6)	9А(2)	9Е(4)	9З(10)	9Б(6)	42(3)	43(31)
SiO <sub>2</sub>	39.05	41.76	44.70	39.35	39.20	45.15	48.25
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.48	0.27	0.59	0.69	0.91	1.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.36	8.27	9.82	7.56	6.59	13.06	14.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.29	3.77	7.74	4.29	7.78	4.96	5.17
FeO	7.22	7.66	4.51	7.42	7.62	6.86	6.84
MnO	0.21	0.15	0.31	0.21	0.07	0.16	0.19
MgO	26.86	23.05	18.07	27.16	25.10	11.56	7.05
CaO	3.77	5.37	4.43	3.77	3.18	11.07	10.41
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.26	1.67	0.14	0.36	1.40	2.36
K <sub>2</sub> O	0.15	0.19	0.82	0.15	0.12	0.59	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.14	0.06	-	0.10	H.O.	H.O.
ППП	9.91	8.49	5.96	9.21	9.18	3.39	2.66

**Пояснения к приложению 2:**

- 1 — среднерифейская кожимская гранитная формация: 9а;
- 2 — позднерифейско-вендская габбро-диоритовая народнинская формация: 14а — диабазы; 14б — габбро-диабазы; 17а — габбро-диабазы; 22в — диориты;
- 3 — позднерифейско-раннекембрийская сальнерско-маньхамбовская формация (главная фация): 25а — сальнерские граниты; 25б — торговско-маньхамбовские граниты; 25в — граниты полярноуральские;
- 4 — раннекембрийская малопатокско-ильязизская гранитная формация: 28б — граниты малопатокско-ильязизские;
- 5 — кембрий-ордовикская сивьягинско-манарагская габбро-монцонито-сиенитовая формация: 24а — габбро; 24б — сиениты; 24в — сиенито-диориты; 24г — кварцевые монцониты;
- 6 — ордовикская парнукско-лапчавожская перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовая формация: 22 — пироксениты; 22а — горнблендиты; 22б — габбро; 22г — гранодиориты;
- 7 — кембрийско-ордовикская диабаз-пикритовая формация: 9г — пикриты Северного и Приполярного Урала; 9д, е — пикрит-диабазы и пикрит-долериты катавского комплекса Среднего Урала; 9з — пикриты Сивьяги; 9б — пикрит Среднего Урала (Старков, 1980).
- 8 — средне-верхнепечорская габбро-диабаз-долеритовая трапповая формация (D 42 O): 42 — пикрито-долериты; 43 — долериты.

## Оглавление

<b>Введение .....</b>	<b>3</b>
<b>1. Возраст и тектоническая природа доуралид .....</b>	<b>6</b>
<b>2. Геологическая характеристика магматических формаций западного склона севера Урала .....</b>	<b>24</b>
<b>2.1. Рифтовые, субдукционные, коллизионные формации доуралид .....</b>	<b>25</b>
2.1.1. Нижне-среднерифейская толеит-базальтовая верхнекожимская формация (R <sub>1-2</sub> ) .....	25
2.1.2. Среднерифейская кожимская риолит-гранитная формация (R <sub>2</sub> ?) .....	26
2.1.3. Позднерифейско-ранневендская манарагская базальтовая формация (R <sub>3</sub> -V <sub>1</sub> ) .....	28
2.1.4. Позднерифейская энганепэйская офиолитовая ассоциация .....	30
2.1.5. Позднерифейско-ранневендская габбро-диоритовая народнинская формация (R <sub>3</sub> -V <sub>1</sub> ) .....	31
2.1.6. Позднерифейско(?)-вендская сальнерско-маньхам-бовская гранитная формация (R <sub>3</sub> -V) .....	32
2.1.7. Позднерифейско-ранневендская маддинская риолитовая формация (R <sub>3</sub> -V <sub>1</sub> ) .....	34
2.1.8. Позднекембрийская (?) изъяхойская базальтовая формация (Є <sub>3</sub> ?) .....	39
2.1.9. Венд-кембрийская малопатокско-ильязиская гранитная формация (V-Є) .....	41
2.1.10. Позднерифейско-ранневендская бедамельская андезитовая формация (R <sub>3</sub> -V <sub>1</sub> ) .....	42

<b>2.2. Рифтовые формации уралид</b> .....	<b>44</b>
2.2.1. Позднекембрийско-ордовикская сивъягинско-лемвинская трахибазальт-трахириолит-аляскитовая формация (Є <sub>3</sub> -О <sub>1-2</sub> ) .....	44
2.2.2. Позднекембрийско-ордовикская вангырьюско-седьюско-погурейская щелочно-базальтоидная формация (Є <sub>3</sub> -О) .....	59
2.2.3. Позднекембрийско-ордовикская сивъягинско-манарагская перидотит-габбро-монцитонито-сиенитовая формация (Є <sub>3</sub> -О) .....	73
2.2.4. Кембрийско-ордовикская саблинско-северонародоитыинская траптовая формация (Є <sub>3</sub> -О <sub>1-2</sub> ) .....	74
2.2.5. Позднекембрийско-ордовикская парнукско-лапчавожская перидотит-габбро-тоналит-гранодиоритовая формация (Є <sub>3</sub> -О <sub>1</sub> ) .....	79
2.2.6. Позднекембрийско-ордовикская сивъягинская диабаз-пикритовая формация (Є <sub>3</sub> -О) .....	81
2.2.7. Средне-верхнепечорская траптовая формация (D <sub>2</sub> ) .....	81
2.2.8. Северноприуральская траптовая формация (P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> ) .....	84
<b>3. Петрология, петрохимия и геохимия магматитов ...</b>	<b>88</b>
<b>3.1. Недифференцированные малоглубинные базальтоидные формации</b> .....	<b>89</b>
<b>3.2. Контрастные магматические формации</b> .....	<b>91</b>
<b>3.3. Глубинные базальтоидные формации</b> .....	<b>92</b>
<b>3.4. Минерально-парагенетические типы вулканических пород</b> .....	<b>93</b>
<b>3.5. Особенности кристаллизации вулканитов</b> .....	<b>96</b>
<b>3.6. Структурные особенности вулканитов как показатель их генезиса</b> .....	<b>100</b>
<b>3.7. Специфика химизма и условия формирования магматитов</b> .....	<b>103</b>
<b>3.8. Генетические типы гранитов севера Урала и закономерности их размещения</b> .....	<b>108</b>
<b>3.9. Геохимическая специализация гранитов и коагматичных им риолитов</b> .....	<b>110</b>
3.9.1. Региональные кларки гранитов и риолитов .....	115
3.9.2. Геохимические ассоциации рудных и редких элементов в гранитах и риолитах .....	121
3.9.3. Минеральный баланс рудных и редких элементов в гранитах севера Урала .....	125

<b>4. Состав исходных магм. Происхождение базальтоидов и риолитов .....</b>	<b>129</b>
4.1. Происхождение базальтоидов .....	129
4.2. Происхождение риолитов .....	132
<b>5. Минерагения магматических формаций .....</b>	<b>143</b>
5.1. Железо, марганец, бариты .....	143
5.2. Золоторудные формации .....	146
5.2.1. Кварц-золото-шеелитовая формация .....	147
5.2.2. Фукситовые щелочные метасоматиты .....	153
5.2.3. Метаморфизованные конгломераты с признаками золототитанового и редкометального рудопроявлений .....	154
5.3. Платиноносность и никеленосность пород трапповой и щелочно-базальтовой формаций севера Урала .....	155
5.4. Кимберлиты и проблема алмазоносности .....	161
5.5. Фарфоровые камни .....	163
5.6. Каолиниты .....	165
5.7. Монокристаллы турмалина — ценный вид пьезоэлектрического сырья .....	168
5.8. Волластонит .....	171
5.9. Аксинит-алюмосиликат бора .....	171
5.10. Флюорит и редкометальная минерализация .....	172
<b>Заключение .....</b>	<b>174</b>
<b>Литература .....</b>	<b>182</b>
<b>Приложения .....</b>	<b>201</b>
<b>Оглавление .....</b>	<b>211</b>



**Борис Алексеевич Голдин  
Евгений Павлович Калинин  
Виктор Николаевич Пучков**

## **Магматические формации западного склона севера Урала и их минерогения**

Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геологии  
Коми научного центра УрО РАН

Редактор — О.П. Сыромолотова  
Компьютерная верстка — Д.А. Вязов  
Художник — О.П. Велегжанинов

Лицензия № 0047 от 10.01.99.  
Подписано в печать 27.12.99. Формат 60 × 90/16.  
Бумага офсетная № 1.  
Офсетная печать. Усл.-печ.л. 13,5. Уч.-изд. л. 13,0.  
Тираж 300 экз. Заказ 198.

---

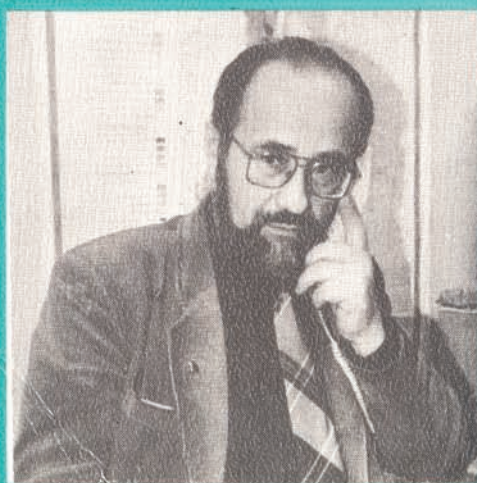
Издательство Коми научного центра УрО РАН  
167610, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 148



**Голдин Б.А.**, д.г.-м.н., зам. пред. Коми НЦ УрО РАН по науке, зав. отделом химии и физики твердого тела Института химии Коми НЦ УрО РАН, профессор кафедры машиноведения Коми государственного пединститута, действительный член Российской академии естественных наук, Заслуженный деятель науки Коми АССР и Российской Федерации, лауреат Государственной премии Республики Коми. Область научных интересов: петрология магматитов севера Урала, их формационный анализ, минерогения, рудообразование; разработка технологий получения функциональной и конструкционной керамики, создание новых жаростойких керамических и композиционных материалов с использованием природного минерального сырья и малоотходных технологий его получения.  
Автор 240 научных работ.



**Калинин Е.П.**, к.г.-м.н., вед. науч. сотр. лаборатории минерально-сырьевых ресурсов Института геологии Коми НЦ УрО РАН, действительный член ВМО, лауреат премии Коми комсомола в области науки и техники, Заслуженный деятель науки Республики Коми. Область научных интересов: петрография, минералогия и геохимия магматитов севера Урала; региональная металлогения гранитов и комагматичных им кислых вулканитов; геолого-экономический анализ минерально-сырьевых ресурсов Республики Коми.  
Автор 220 научных работ.



**Пучков В.Н.** д.г.-м.н., директор Института геологии Уфимского НЦ РАН, зав. лаб. региональной геологии и геофизики, член Межведомственного тектонического комитета, адъюнкт-профессор Университета Южной Каролины (США) в 1990-1994 гг., лауреат премии Коми комсомола в области науки и техники. Область научных интересов: стратиграфия и тектоника Урала, региональная геология азиатской части России, теоретические работы по общим проблемам геодинамики и неомобилизма.  
Автор более 400 научных работ, в том числе 50 работ опубликовано в зарубежных изданиях на английском языке.