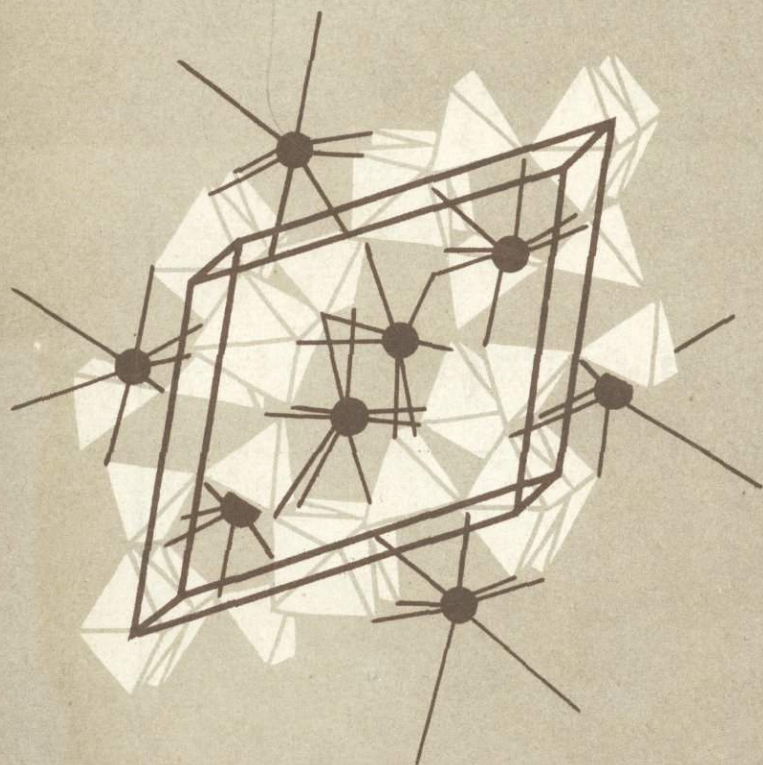


Е. М. ЕСТЬКОВА

ЩЕЛОЧНЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ УРАЛА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

55322+55238

Е. М. ЕСЬКОВА

ЩЕЛОЧНЫЕ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ
МЕТАСОМАТИТЫ
УРАЛА

1696



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва, 1976



Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. Еськова Е.М.
"Наука", 1976.

В работе приводится геолого-геохимическая характеристика щелочных комплексов Урала щелочно-базальтовой и щелочно-гранитоидной формаций; показано положение среди них щелочных редкометалльных метасоматитов. Детально описаны главнейшие поля этих образований в Центрально-Уральском и Восточно-Уральском поднятиях (Западно-Уральское, Полярно-Уральские, Вишневогорское, Потанинское, Сугомакское, Увильдинское, Ильменогорское, Борсуксайское). Разработанная автором классификация щелочных редкометалльных метасоматитов Урала объединяет две генетических группы: 1) метасоматиты зон активизации древних толщ западного склона без связи с щелочными интрузивными комплексами и 2) метасоматиты миаскитовой полосы восточного склона и шесть подгрупп (апогранитоидные, апомиаскитовые, апофениновые, апоглинисто-карбонатные, апосланцевые и апоэффузивные). Произведен сравнительный анализ геолого-геохимических и минералогических особенностей указанных групп и подгрупп и выявлены их типоморфные черты. Приведена минералогия редких элементов.

Табл. 25, илл. 37, библи. 248 назв.

Ответственный редактор
доктор геол.-минерал. наук
Д.А. МИНЕЕВ

Евдокия Михайловна Еськова

ЩЕЛОЧНЫЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ УРАЛА

Утверждено к печати Институтом минералогии,
геохимии и кристаллографии редких элементов

Редактор издательства Л.М. Бекасова, Художник В.А. Кутырев
Художественный редактор С.А. Литвак, Технический редактор С.М. Бякерева

Подписано к печати 30/1-76. Т - 03427. Усл.печл. 18,35
Уч.-издл. 21,3. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 600 экз. Тип. зак. 575 Цена 2 р. 13 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
Московская типография №9 Союзполиграфпрома, Москва, Волочаевская ул., д. 40

ПРЕДИСЛОВИЕ

На Урале, одной из классических провинций проявления щелочного магматизма и метасоматоза, в настоящее время известно 15 щелочных магматических комплексов поздне-протерозойского, каледонского и герцинского возраста, являющихся, с одной стороны, гипабиссальными (редко эффузивными) дифференциатами щелочно-базальтовой (габброидной) формации и продуктами палингогенеза щелочно-гранитоидной формации — с другой.

Щелочные породы интрузивных комплексов известны здесь уже более 150 лет благодаря широкому развитию и петрографическому разнообразию пород с уникальными типами (конгресситами, нефелинолитами, сандыгитами, лестиваритами), а также необычайному минеральному богатству некоторых из них. Изучение их связано с именами крупнейших советских геологов, петрографов, минералогов и геохимиков: Г.П. Барсанова, Д.С. Белянкина, Э.М. Бонштедт-Куллетской, В.И. Вернадского, О.А. Воробьевой, А.Н. Заварицкого, А.П. Карпинского, Н.И. Кокшарова, В.И. Кржыжжановского, Е.А. Кузнецова, Г.А. Соколова, А.Е. Ферсмана и др.

В настоящее время имеется значительное число обобщающих работ по геологии, петрографии, минералогии и генезису уральских нефелин-сиенитовых комплексов (Заварицкий, 1937; Заварицкий, 1949г; Бонштедт-Куллетская, 1951; Еськова и др., 1964; Роненсон, 1966, Свяжин и др., 1971; Абдурахманов, Бекботаев, 1971; Левин, 1974 и др.).

Щелочные метасоматиты — постмагматические альбититы, микроклиниты и кальцититы миаскитовых комплексов Восточно-Уральского поднятия, а также мафититы, микроклиниты и альбититы с щелочными пироксенами, амфиболами и слюдами в древних метаморфизованных и гранитизированных толщах западного склона Урала без видимой связи со щелочными комплексами — открыты на Урале значительно позже магматических щелочных пород, в пятидесятых годах этого столетия работами большого коллектива геологов Уральского геологического управления. Эти интереснейшие образования, развитые здесь по миаскитам, фенитам, гранито-гнейсам, сланцам, гли-

нисто-карбонатным и эффузивно-осадочным породам с разнообразной аксессуарной редкометальной минерализацией освещены в геологической литературе недостаточно. Имеются только монографии Ф.Р.Апельцина, Н.В.Скоробогатовой и Л.Н.Якушева (1967) по геологии, минералогии и петрологии щелочных апогранито-гнейсовых метасоматитов Полярного Урала, наши (совместно с сотрудниками: А.Г.Жабиным, А.А.Ганзеевым, Г.Н.Мухитдиновым) разрозненные статьи по отдельным вопросам геологии, минералогии и геохимии метасоматитов Вишневых гор, обобщенные в монографической работе (Еськова и др., 1964), и западного склона Урала (совместно с А.Ф.Ефимовым), а также геологические и минералогические публикации В.Н.Авдонина, А.В.Волошина, Е.С.Ильменева, М.Г.Исакова, А.И.Лисицина, Б.А.Макарошкина, Н.В.Свяжина, Е.А.Станкеева, Б.М.Роненсона, А.С.Таланцева, Б.В.Чеснокова и др.

Настоящая работа является результатом обобщения многолетних (1953-1974 гг.) исследований автора, возглавлявшей группу сотрудников Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов Академии наук и Министерства геологии СССР, миаскитовых комплексов Вишневых-Ильменских гор, Мугодзар и щелочных метасоматитов западного склона Урала. Ввиду того, что редкометальная минерализация в щелочных массивах была в основном локализована в щелочных метасоматитах, то перед нами встала проблема детального и всестороннего изучения этих образований как самостоятельных геологических объектов.

Главными задачами проводимых автором исследований по щелочным метасоматитам Урала явились: 1) выявление положения этих образований в общей структуре уральской геосинклинальной зоны и их место в геологическом строении магматических нефелин-сиенитовых комплексов; 2) первое сводное описание геологии главнейших полей метасоматитов; 3) петрография метасоматических пород и выявление их текстурных особенностей в зависимости от характера замещаемых пород; 4) систематика и номенклатура метасоматических пород; 5) минералогические особенности щелочных метасоматитов; изменение состава и свойств породообразующих темноцветных минералов, редкометальная минерализация, парагенетические ассоциации минералов; 6) петрохимические и геохимические черты различных групп и типов метасоматитов; 7) классификация уральских метасоматитов.

При подготовке этой работы, помимо опубликованных материалов, учтены и обобщены также материалы уральских геологов.

Многочисленные анализы по породам, минералам и частным определениям элементов-примесей проводились в лабораториях ИМГРЭ и Бронницкой геолого-разведочной экспедицией института; автор глубоко признателен аналитикам этих подразделений. Большую практическую помощь при проведении полевых работ оказывали автору геологи Уральского и Западно-Казахстанского территориальных управлений, за что автор приносит им искреннюю благодарность.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА

Урал является одной из классических провинций развития щелочного магматизма и метасоматоза различного состава, возраста и генезиса (Штейнберг, Соболев, 1968; Свяжин, Левин, 1971). К настоящему времени здесь выявлено около двух десятков комплексов, сложенных интрузивными (нефелин-сиенитовыми), эффузивными и метасоматическими щелочными породами (табл. 1). Они известны в четырех структурных зонах из 10 установленных для уральской складчатой области: на западном склоне — в Западно-Уральской зоне линейной складчатости и Центрально-Уральском поднятии, на восточном — в Тагильско-Магнитогорском прогибе и Восточно-Уральском поднятии (фиг. 1).

ПОЯСА РАЗВИТИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В зависимости от структурного положения, особенностей геологического строения и природных ассоциаций нами в данном регионе выделяется четыре пояса развития щелочных пород: Западно-Уральский, Центрально-Уральский, Тагильско-Магнитогорский и Восточно-Уральский.

Западно-Уральский пояс приурочен к внешней Западно-Уральской зоне линейной складчатости и объединяет два щелочных комплекса: Дворецкий и Нязепетровский каледонского возраста. Их типоморфные особенности: 1) широкое преобладающее развитие лав и пирокластолитов слабо дифференцированных эффузивов щелочно-ультраосновного и щелочно-основного состава с относительно невысокой натриевой щелочностью, 2) отсутствие собственно щелочных дифференциатов — фонолитов, щелочных трахитов, риолитов и 3) спорадическое присутствие щелочных интрузивных и метасоматических пород типа нефелиновых сиенитов, ийолитов, апатито-магнетитовых якупирангитов и шонкинитов.

Таблица 1
Щелочные магматические комплексы Урала

Комплексы	Структурный контроль	Возраст; вмещающие породы	Ассоциации пород
1	2	3	4

I. Западно-Уральский

Дворецкий	Субмеридиональные разломы в крыльях Безгодновской синклинали миогеосинклинали Урала	Каледонский (ордовик-силур; 385-410 млн. лет); эффузивно-осадочная толща дворцовой свиты	Щелочно-ультраосновные и щелочно-основные базальтоиды (авгититы, лимбургиты, трахибазальтовые порфириты)
-----------	---	--	--

Нязепетровский	Серия субмеридиональных разломов в ядре Нязепетровской синклинали миогеосинклинали Урала	Каледонский (силур-девон; 291-378 млн. лет); эффузивно-обломочные породы бардымской свиты среднего ордовика	Пироксениты, сиенитоидриты, щелочные и нефелиновые сиениты, шонкиниты, якупирангиты, ййолиты, лимбургиты, трахибазальтовые, трахиандезитовые и трахитовые порфириты
----------------	--	---	---

II. Центрально-Уральский

Нижне-Уфалейский	Субмеридиональный Уфимский разлом в Уфалейском антиклинории миогеосинклинали Урала	Ранний; эффузивно-осадочная таганайская свита верхнего протерозоя	Габбро-диабазы, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные граниты
------------------	--	---	---

Форма, размеры тел щелочных пород	Типы щелочных пород	Текстурно-структурные особенности щелочных пород	Дериваты; щелочной метасоматоз	Типоморфная аксессуарная минерализация	Главная литература
5	6	7	8	9	10

пояс

Лавы и пирокластоиды щелочных базальтоидов центрального и трещинного типа извержений	Поздние нефелин-содержащие дифференциаты отсутствуют	Жилы коматитов-эссексит-диабазов, кринатитов, тешенитов; повышенная альбитизация, кальцитизация, локальная анальцимитизация	Гематитовая (рудопроявления)	Остроумова, Румянцева, 1967
--	--	---	------------------------------	-----------------------------

Дайки (до 5-7 м мощности) в Суроямском якупирангитовом массиве	Эгириндиопсидовые (реже гастингситовые, биотитовые и гранатовые) нефелиновые и щелочные сиениты	Текстура массивная, реже трахитоидная; структура мелкозернистая, пегматоидная, порфировидная	Ослюденение и нефелинизация пироксенитов; либнеритизация, альбитизация, карбонатизация щелочных пород; кальцитовые и кальцит-цеолитовые прожилки	Магнетит-апатитовая в измененных ультрабазитах (рудопроявления)	Свяжин и др., 1971; Жилин, Селиверстов, 1971; Жилин и др., 1972
--	---	--	--	---	---

пояс

Серия субмеридиональных жил (до 30 м мощности) среди массивов метагаббро-диабазов	Эгириндиопсидовые и биотитовые щелочные и нефелиновые сиениты	Нет данных	Не наблюдаются; альбитизация	Не изучена	Локтина, Бельковский, 1971
---	---	------------	------------------------------	------------	----------------------------

1	2	3	4
Бердяушский	Бакало-Саткинский субмеридиональный разлом в Тарташском антиклинории основания Русской платформы (северная часть Башкирского мегасинклинория)	Рифейский (позднепротерозойский; 750—840 млн. лет); осадочные породы саткинской и катавской свит верхнего протерозоя	Сиениты, сиенит-порфиры, нефелиновые сиениты, нефелин-сиенитовые порфиры, граниты-рапакиви; меланодиориты, сиенит-диориты
Западно-Уральский	Зилаирско-Зюраткульский субмеридиональный разлом в зоне сочленения Башкирского мегантиклинория многогеосинклинальной зоны Урала	Каледонский (силур-девон 387—420 млн. лет); рифейская толща бакальской свиты (низы)	Эффузивно-обломочные породы трахиандезитовых порфиритов; щелочные сиениты и метасоматиты
III. Тагильско-			
Кушвинский	Разломы в западной подзоне Тагильского мегасинклинория эвгеосинклинальной зоны Урала	Каледонский (силур-девон 280—340 млн. лет); эффузивно-осадочные породы нижнего лудлоу	Диориты, сиенит-диориты, известково-щелочные сиениты, нефелиновые (либнеритовые) сиениты; трахибазальтовые трахиандезитовые и трахитовые порфириты; нефелиновые монциониты, монционитовые, эсекситовые и авгитовые порфириты
Полевский	Мелкие субвулканы в Полевской синклинали осевой части Тагильского мегасинклинория эвгеосинклинальной зоны Урала	Нет достоверных данных; эффузивно-осадочная зюэльская свита нижнего лудлова	Эпилейцитовые порфиры
Сутомакский	Сутомакско-Кацбахский глубинный разлом южной суженной части Тагильского	Нет данных; змеевика Егозино-Сутомакского массива	Нефелиновые сиенит-порфиры, фениты, щелочные метасоматиты

5	6	7	8	9	10
Жилообразные и жильные тела до 100000 м мощности в массиве гранитов-рапакиви	Гастингситовые и нефелиновые сиениты, нефелин-сиенитовые и сиенитовые порфириты	Текстура трахитоидная; структура порфировидная, гранитоидная, сферолитовая	Пегматиты редки; постоянная либнеритизация	Не наблюдается	Заварицкий, 1937; Гарань, 1957; 1960
Единичные дайки (до 5 м мощности) в приконтактной зоне жерловины порфиритов	Арфведсонитовые сиениты	Текстура массивная; структура пегматоидная	Интенсивные микроклинизация, альбитизация; локально карбонатизация, флюоритизация, нефелинизация, содалитизация и окварцевание	Редкометаллическая, флюоритовая и молибденитовая	Петрова, 1963; Лисицин, 1965; Свяжин и др., 1968; Еськова, 1969; Ефимов, Еськова, 1973
Магнитогорский пояс					
Редкие дайки (до 2 м мощности) в северной части Кушвинского массива	Лейкокра-эгириново-гастингситовые нефелиновые (либнеритовые) сиениты и нефелин-сиенитовые пегматиты	Текстура массивная; структура порфировидная, пегматоидная, звездчатая	Пегматиты редки; обилие контактово-метасоматических железорудных широкая либнеритизация	Магнетитовая в скарнах сиенитового массива	Вакар, Сумин, 1946; Сазонова, 1961; Кузнецов, 1960; Чурилин, 1966
Небольшие штокообразные тела	Нефелиновые и щелочные сиениты отсутствуют	—	Отсутствуют; повышенная карбонатизация	Отсутствует	Феногенов, 1958; Коротеев, 1963
Дайки в змеевиках; субмеридиональные	Гастингситовые нефелиновые сиенит-порфи-	Текстура массивная, гнейсовидная и по-	Послемагматические метасоматиты	Редкометаллическая	

1	2	3	4
	мегасинклинория эвгеосинклинальной зоны Урала	послераннедевон- ского возраста	
Поля- ков- ский	Субвулкан в север- ной части Магнито- горского мегасин- клинория, эвгеосин- клинальной зоны Урала	Достоверных данных нет; метаморфизо- ванные осадоч- ные породы поляковской свиты силура	Эпилейцитовые порфиры
			IV. Восточно-
Бере- зов- ский	Северная часть Сы- сертско-Ильменого- рского антиклинория в эвгеосинклиналь- ной зоне Урала	Нет данных; серпентиниты в контакте с субмеридиональ- ными дайками гранит-порфи- ров позднепа- леозойского возраста	Сиениты, альбититы, гра- нит-порфиры
Вишне- вогор- ский	Субмеридиональные разломы в осевой части Вишневогор- ской антиклинали Сысертско-Ильмено- горского антикли- нория (северная часть) эвгеосинкли- нальной зоны Урала	Позднепалео- зойский варис- ский (верхний карбон-пермь; 280—310 млн. лет); кристалличе- ские сланцы вишневогор- ской свиты предположи- тельно ранне- палеозойско- го возраста или более древнего	Ранние гранитоиды: био- титовые граниты, микро- граниты, аплиты, пегмати- ты; миаскиты, щелочные сиениты, фениты; поздние гранитоиды: эгирин-сали- товые сиениты, либенери- товые сиениты

576

5	6	7	8	9	10
тела фе- нитов со штоквер- ковыми зонами метасома- титов	ры; эгирин- диопсидо- вые, реже биотитовые и гастинг- ситовые фениты и щелочные метасома- титы	лосчатая, структура порфировид- ная			
Жерлови- на (80 x x 30 м) вулканогенно-об- ломочных пород	Пироксенсо- держачие эпилейцито- вые порфи- ры	Нефелино- вых пород нет	Нет; интен- сивная кар- бонатизация	Отсутст- вует	Фролова, Ост- ровская, 1969
	Уральский пояс				
Маломощ- ные реак- ционные зоны	Эгириновые, гастингсито- вые и рибек- итовые сиениты; рибекитовые альбититы (редко с нефелином)	Текстура массивная; структура порфиро- видная	Отсутству- ют	Отсутст- вует	Бородаев- ская, 1951
Крупный (до 100 км ²) миаскитовый массив, сед- ловидные залежи и дайки	Лепидоме- лановые миаскиты; эндоконтак- товые фа- ции-биоти- товые дву- слюдяные сиениты, гастингси- товые, ска- политовые сиениты и миаскиты, сандыиты, нефелиноли- ты и др.	Текстура гнейсовид- ная, неясно- полосчатая; реже мас- сивная; структура гранитная, реже пор- фировидная	Микромнас- киты, тингу- аиты, миас- китовые и сиенитовые пегматиты; широко раз- виты альби- титы, слюди- ты, кальци- титы	Редкоме- тальная, нефелино- вая, поле- вошпато- вая, корун- довая, мо- либденовая, вермикули- товая	Кузнецов, 1953; Воро- бьева, 1947; Еськова и др., 1964; Роненсон, 1966; Левин, 1971

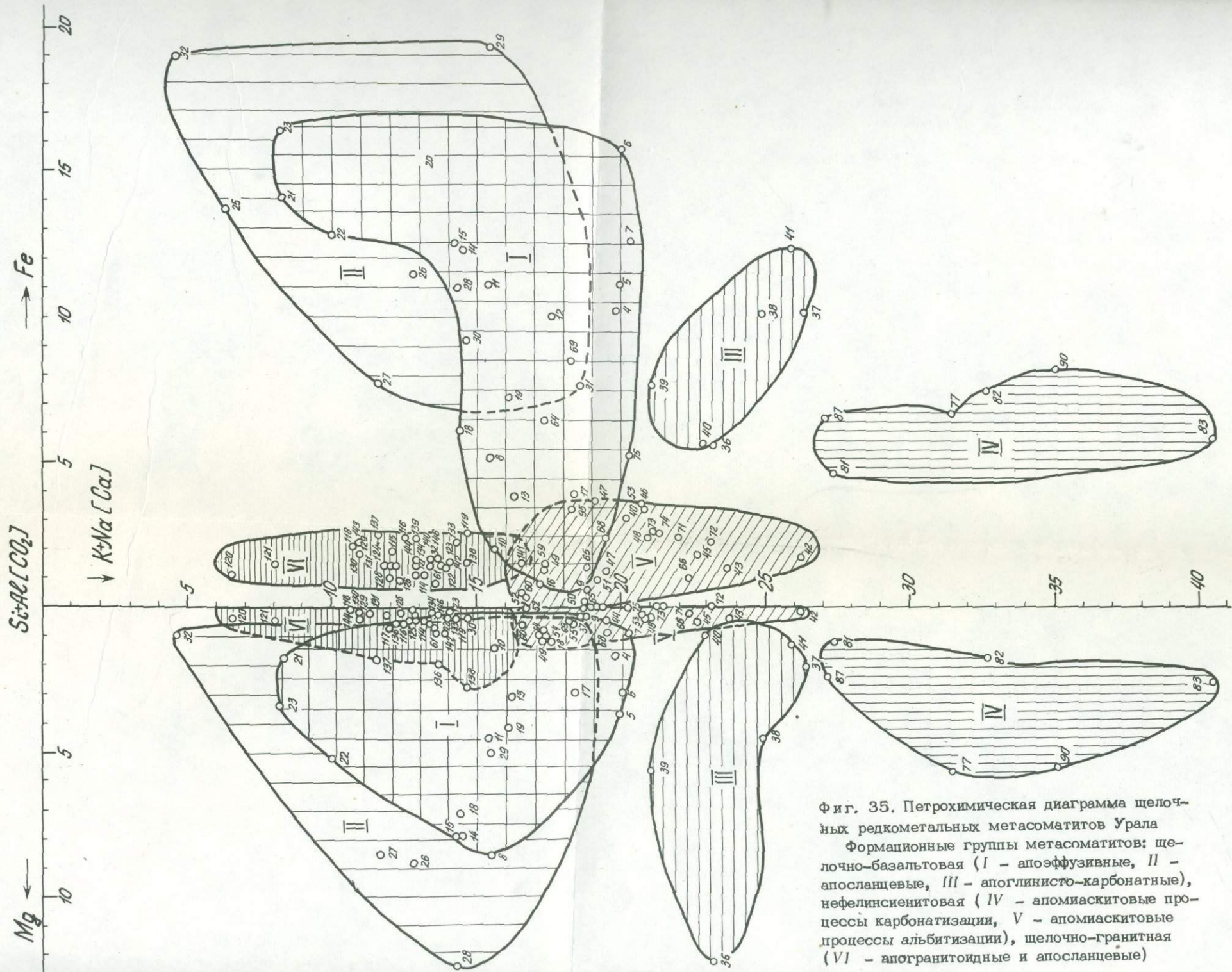
575

1	2	3	4
Увильдинский	То же (центральная часть)	Тот же; кристаллические сланцы Ильменогорской свиты	Миаскиты, сиениты, фениты; редко сандыиты, нефелинолиты
Ильменогорский	То же (южная часть)	Тот же; кристаллические сланцы Ильменогорской свиты	Ранние граниты и пегматиты; миаскиты, щелочные сиениты, фениты; поздние кварцевые эгириновые сиениты, амазонитовые пегматиты
Борсуксайский	Мугоджарский мегантиклинорий, Восточно-Мугоджарская зона субмеридиональных разломов	Позднепалеозойский (223–300 млн. лет); кристаллические сланцы докембрия или нижнего палеозоя	Сиениты, миаскиты, мариуполиты, щелочные и аляскитовые граниты
Кара-сырский	То же	Тот же	Сиениты, нефелиновые сиениты, мариуполиты, альбититы

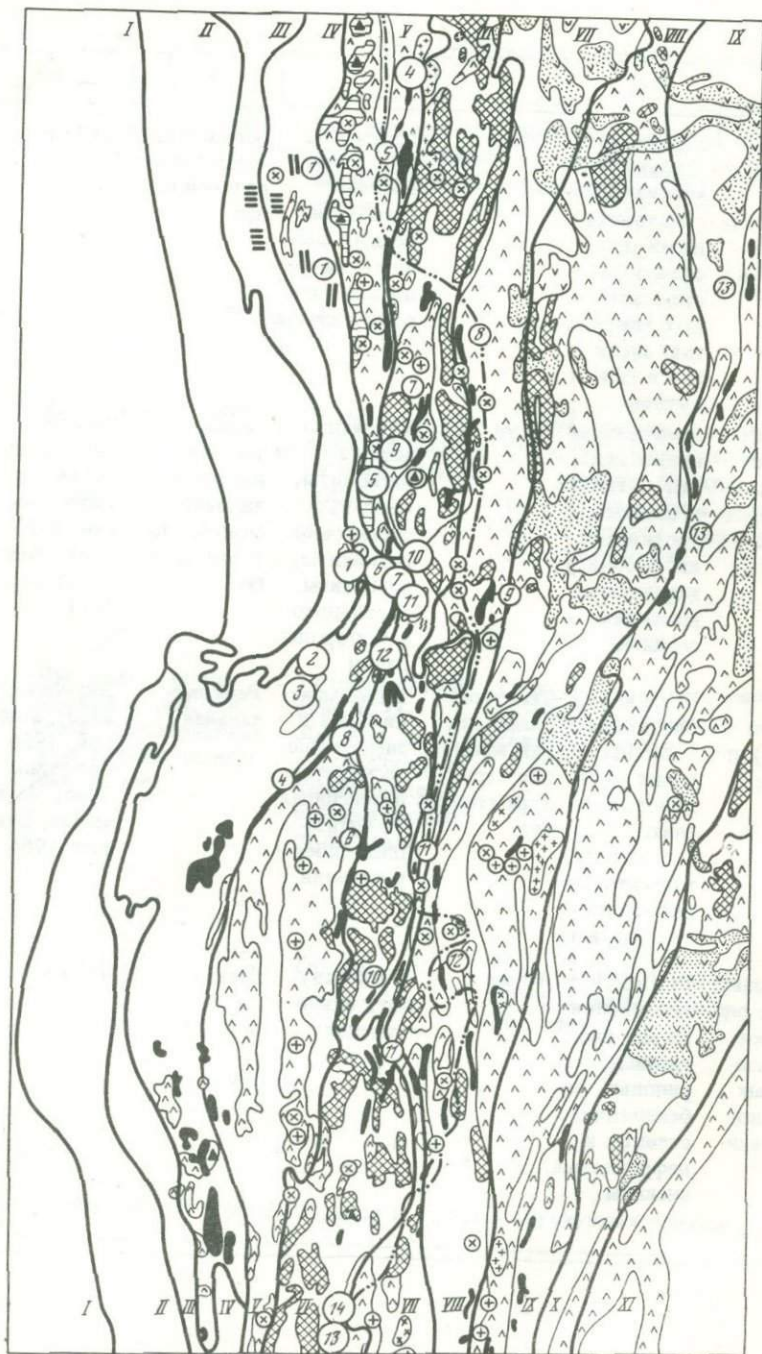
Примечание. Комплексы характеризуются в геолого-структурных зонах с

5	6	7	8	9	10
Дайки и линзовидные тела (до 4–5 км длины, 20–30 м мощности)	Лепидомелановые миаскиты с маломощными прослоями гастингситовых миаскитов, сиенитов и сандыитов	То же	Миаскитовые и сиенитовые пегматиты редки; слюдиты, кальцититы широко развиты	Вермикулитовая, редко редкометаллическая	Кузнецов, 1930
Серия седловидных залежей, дайкообразные тела	Лепидомелановые миаскиты; гастингситовые, биотитовые, двуслюдяные, корундовые миаскиты и сиениты	То же	Тунгуаиты, миаскитовые пегматиты; обильные сиенитовые пегматиты; альбититы и кальцитовые породы редки	Редкометаллическая, Ильменорутитовая, молибденитовая (слабо)	Заварицкий, 1939; Левин и др., 1966; Левин, 1970; Роненсон и др., 1971
Малые интрузии (штоки) и мощные дайки	Эгириновые, биотитовые и гастингситовые нефелиновые сиениты; биотитовые, гастингситовые либнеритовые сиениты	Текстура гнейсовидная, массивная структура гранитная	Редко миаскитовые и сиенитовые пегматиты; интенсивная альбитизация, либнеритизация	Редкометаллическая	Билибина, 1963; Милецкий, 1966; Волошин, 1966; Абдрахманов, Бекбогаев, 1966, 1971
Сиенитовый шток и редко дайки альбитизированных нефелиновых сиенитов	Гастингситовые, рибекитовые, биотитовые, эгириновые, либнеритовые сиениты и нефелиновые сиениты	То же	Отсутствуют; альбитизация	Нет	То же

севера на юг.



Фиг. 35. Петрохимическая диаграмма щелочных редкометалльных метасоматитов Урала
 Формационные группы метасоматитов: щелочно-базальтовая (I - апоэффузивные, II - апосланцевые, III - апоглинисто-карбонатные), нефелинсиенитовая (IV - апомиаскитовые процессы карбонатизации, V - апомиаскитовые процессы альбитизации), щелочно-гранитная (VI - апогранитовидные и апосланцевые)



Центрально-Уральский пояс локализован в двух подзонах Центрально-Уральского поднятия: западной (Башкирский мегантиклинорий) и восточной (Урал-Таусский мегантиклинорий). Щелочные породы представлены тремя возрастными группами: позднепротерозойской, раннепалеозойской и позднепалеозойской. Позднепротерозойские гадингситовые нефелиновые сиениты известны в Бердяшском комплексе, где образуют серию крупных жилеобразных тел среди более древнего массива гранитов рапакиви (1285-1440 млн.лет; Овчинников и др., 1964; Гаррис, 1963). По-видимому, в эту же группу следует отнести нижне-уфалейские жильные эгириин-авгитовые нефелиновые сиениты (Локтина, Бельковский, 1971) в штокообразных массивах метагаббро-диабазов.

Раннепалеозойские (каледонские) щелочные породы Центрально-Уральского поднятия известны в Западно-Уральском комплексе Башкирского мегантиклинория. Они представлены эффузивными, интрузивными и метасоматическими типами. Эруптивные брекчи, туфы и туфо-лавы трахиандезито-базальтовых порфиритов слагают небольшую (1,3 × 0,8 км) жерловину вулкана и пластовые тела на ее флангах в остатках вулканического аппарата (Еськова, Ефимов, 1975). Эти породы следует параллелизовать с формацией щелочных базальтоидов Западно-Уральского пояса. В пользу этого свидетельствует их первично субщелочной характер, высокое суммарное содержание щелочей (6-9%), данные абсолютного возраста (387-420 млн.лет; данные автора) и высокие содержания редких элементов, свойственные щелочным базальтоидным сериям (Бородин, Гладких, 1967, 1968; Бородин, Пятенко, 1972; Пятенко и др., 1970). Щелочные интрузивные породы, обнаруженные нами в 1966 г., образуют дайки до 5-6 м мощности, сложенные арфведсонитовыми сиенитами. Особенно широко здесь развиты щелочные метасомати, представленные в основном меланократовыми (эгириновыми, биотитовыми, рибекитовыми, гематитовыми) микроклин-альбитовыми разностями с подчиненным развитием лейкократовых микроклинитов и альбититов (Петрова, 1963; Лисицин, 1965; Лисицин, Таланцев, 1965; Свяжин и др., 1968; Еськова, 1969; Еськова, Ефимов, 1972).

Среднепалеозойские (позднекаледонские-раннегерцинские) щелочные породы, представленные щелочными альбититами Полярного

Фиг. 1. Схема распространения щелочных комплексов Урала на основе карты Д.С. Штейнберга и И.Д. Соболева, 1968 г.

Цифры на схеме в больших кружках соответствуют номерам щелочных комплексов табл. 1

1 - Нязепетровский, 2 - Бердяшский, 3 - Западно-Уральский, 4 - Кушвинский, 5 - Полевский, 6 - Нижне-Уфалейский, 7 - Сугомакский, 8 - Поляковский, 9 - Березовский, 10 - Вишневогорский, 11 - Увильдинский, 12 - Ильменогорский, 13 - Борсуксайский, 14 - Карасырский

Урала, развиты в районе Собского поперечного поднятия Харбейского антиклинория Урал-Тау. Щелочной метасоматоз (абсолютный возраст 300-356 млн. лет) совершается здесь в условиях вторичной палеозойской гранитизации без видимой связи с щелочным магматизмом (Апельсин и др., 1967). В эту же группу щелочных пород условно относят недавно открытые Нижне-Уфалейские щелочные (эгириновые, рибекитовые и астрофиллитовые) граниты, локально развитые в пределах древнего уфалейского гнейсового комплекса (Бельковский и др., 1971).

Тагильско-Магнитогорский пояс объединяет четыре щелочных комплекса: Кушвинский, Полевский, Сугомакский и Поляковский, расположенные в различных подзонах Тагильско-Магнитогорского прогиба (фиг. 1), являющегося западной структурно-фациальной зоной Уральской палеозойской эвгеосинклинали.

Щелочные породы развиты как в северном Тагильском, так и южном Магнитогорском мегасинклиниях. Выделяются четыре типа щелочных пород: 1) гипабиссальные нефелиновые сиениты; 2) нефелинсодержащие и псевдолейцитовые эффузивы; 3) щелочные метасоматические фениты; 4) послемагматические метасоматиты - микроклиниты и альбититы.

Интрузивные нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенит-пегматиты, нефелиновые сиенит-порфиры развиты в Кушвинском и Сугомакском комплексах, где представлены мелкими дайками и жилами в сиенитовом (Вакар, Сумин, 1946; Сазонова, 1961) и серпентинитовых массивах (Кузнецов, 1930). Они являются наиболее поздними дифференциатами габбро-сиенитовой формации Урала. Геологический возраст - поздний силур - ранний девон.

Нефелинсодержащие разновидности эффузивов локально встречены среди трахибазальтовых порфиритов (Кузнецов, 1947) базальт-трахитовой формации Урала - в туринской свите Кушвинского комплекса, являющейся комагматом габбро-сиенитовой формации данного региона (Чурилин, 1966).

Псевдолейцитовые щелочные породы развиты в Полевском и Поляковском комплексах, где представлены эпилейцитовыми порфиридами, слагающими небольшие штокообразные субвулканические тела (Феногенов, 1958; Коротеев, 1963) и вулканическую жерловину (Флорова, Островская, 1969). Предполагается генетическая связь полевского комплекса с ортофировой базальт-трахитовой и габбро-сиенитовой формациями Урала (Феногенов, 1958), а поляковского - с базальтами и андезито-базальтами ирендыкской нижнедевонской свиты (поздний силур - ранний девон). Возможно, эпилейцитовые порфиры имеют более молодой возраст. Не исключена их синхронность с Ишимским щелочным калий-базальтоидным посленижнекарабонным комплексом.

К метасоматическим щелочным породам Тагильско-Магнитогорского пояса относятся фениты, метасоматиты Сугомакского комплекса и лествариты г. Белый камень (около г. Верхний Уфалей). Сугомакские фениты (эгирин-авгитовые, биотитовые, гастингсито-

вые) и метасоматиты приурочены к крупному гранито-гнейсовому останцу среди змеевиков крупного Егозино-Сугомакского массива. Фениты развиваются по гранито-гнейсам. Послемагматические метасоматиты (слюдиты, микроклиниты, реже альбититы и др.) слагают штокерковые сложные субмеридиональные зоны в фенитах. Верхне-Уфалейские эгирин-альбитовые лестивариты образуют жиловидные тела в змеевиках и во вмещающих осадочных породах. Данные абсолютного возраста метасоматитов этой зоны отсутствуют; по всей вероятности, они связаны с формированием Восточно-Уральских миаскитовых комплексов.

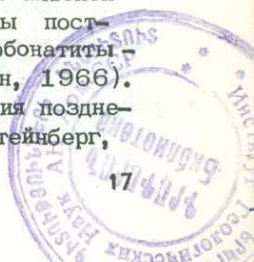
Восточно-Уральский пояс объединяет шесть комплексов щелочных пород: Березовский, Вишневогорский, Увильдинский, Ильменогорский, Борсукайский и Карасырский, расположенных среди глубоко метаморфизованных и гранитизированных кристаллических сланцев Восточно-Уральского поднятия.

Щелочные породы, в основном миаскитового типа и позднепалеозойского возраста, сосредоточены в двух крупных мегантиклинориях: Сысертско-Ильменогорском (Березовский, Вишневогорский, Увильдинский и Ильменогорский комплексы) и Мугоджарском (Борсукайский и Карасырский комплексы). Миаскитовые комплексы (миаскитовая полоса Урала) представлены магматическими, метасоматическими щелочными породами, миаскитовыми, сиенитовыми пегматитами, послемагматическими метасоматитами (альбититами, слюдитами, кальцититами и др.) (Кузнецов, 1930, 1947, 1953; Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931; Воробьева, 1947; Свяжин, Исаков, 1956; Роненсон, 1959, 1961, 1964, 1966; Роненсон, Левин и др., 1971; Еськова и др., 1964; Заварицкий, 1939; Левин и др., 1963, 1966; Левин, 1970, 1971, 1974; Водорезов, Киселев, 1956; Водорезов, 1961; Милецкий, 1966; Билибина, 1963; Абдрахманов, Бекботаев, 1966, 1971; Волошин, 1966).

Интрузивные щелочные породы - лепидомелановые нефелиновые сиениты (миаскиты) слагают два крупных (до 5×4 км) массива (Вишневогорский и Ильменогорский), межпластовые седловидные залежи, мелкие штоки (до 1 км^2) и большое число дайкообразных тел (Увильды, Борсукай). Вокруг массивов, даек и тел щелочных пегматитов развит ореол метасоматической фенитизации. Фенитизируются все вмещающие породы; наиболее интенсивно - гранито-гнейсы. Жильные породы представлены маломощными дайками миаскитов, миаскит-аплитов и тингуаитов, секущих миаскиты, а также согласными и секущими телами миаскитовых пегматитов, обильными в зонах эндо- и экзоконтактов (Бонштедт-Куплетская, 1951; Калинин, 1964). Сиенит-пегматиты встречаются трех типов: дисилицированные миаскит-пегматиты, фенитизированные, а также альбитизированные ранние гранитные пегматиты. Широко развиты постмагматические метасоматиты: альбититы, слюдиты и карбонатиты - кальцитовые (Жабин, 1959) и доломитовые (Свяжин, 1966). Миаскитовые комплексы рассматриваются как субформация позднепалеозойских-варисских гранитов (Соболев, 1963; Штейнберг,

9691

575



Соболев, 1968; Штейнберг, 1969), близкая по возрасту к гранитной, а может быть, и синхронная с ней. Это подтверждается геологическими данными и абсолютным возрастом.

Геологический возраст миаскитовых комплексов — верхний карбон — нижняя пермь. Средние значения абсолютного возраста щелочных пород (268 млн. лет) имеют промежуточные значения (Роненсон, 1966) между возрастом ранних гранитов и пегматитов (286 млн. лет) и поздних гранитоидов и пегматитов (262 млн. лет).

Иной характер имеют нефелинсодержащие породы Березовского комплекса. Щелочные породы развиты здесь в эндоконтакте даек гранит-порфиров с вмещающими серпентинитами (Бородаевская, 1951), где представлены эгириновыми, гастингситовыми и рибекитовыми сиенитами, рибекитовыми альбититами (в отдельных участках с нефелином),

ЩЕЛОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

В настоящее время не вызывает сомнения, что щелочные комплексы Урала связаны с двумя типами магматизма: гранитоидным и базальтовым (Штейнберг, Соболев, 1968; Свяжин, Левин, 1971). По природным ассоциациям уральские щелочные породы можно отнести к двум традиционным щелочным формациям: щелочно-базальтовой и щелочно-гранитоидной (Тернер, Ферхуген, 1961; Шейнман и др., 1961; Воробьева, 1969; Бородин и др., 1970; Свяжин, Левин, 1971).

Щелочно-базальтовая формация расчленяется на три субформации: щелочно-ультраосновную, собственно щелочно-базальтовую (габброидную) и калиевую щелочно-базальтоидную.

Щелочно-ультраосновная субформация развита слабо, нечетко и представлена нетипичными ассоциациями пород. К ней, с какой-то долей вероятности, можно отнести Дворецкий (его восточная зона), Нязепетровский и, возможно, Западно-Уральский комплексы. Щелочные породы этой субформации формировались в раннепалеозойское время во внешней миогеосинклинальной зоне позднепалеозойской геосинклинали Среднего и Южного Урала.

Проявления этой субформации в уральском регионе существенно отличаются от типичных представителей, развитых в более стабильных участках земной коры, отсутствием интрузий центрального типа, слабой дифференциацией среди эффузивных и интрузивных фаций с полным отсутствием наиболее поздних щелочных эффузивов и незначительным развитием интрузивных щелочных пород, главным образом в виде дайковых тел, а также хорошо выраженных карбонатов. Для нее характерна натриевая щелочность, локальное развитие щелочного метасоматоза в вулканических жерловинах, флогопитизация и нефелинизация пироксенитов — якупирангитов, неравномерность обогащения редкими элементами, постоянная ассоциация ультраосновных — щелочных пород с щелочными габброидами, металлогения редких элементов и широкое развитие карбонатизации.

Щелочно-базальтовая (габброидная) субформация развита преимущественно на ранней стадии поздней палеозойской геосинклинали в пределах Тагильско-Магнитогорского прогиба и прилегающей на западе миегеосинклиальной зоны. Проявлена в виде габбро-сиенитовых комплексов с жильными телами нефелиновых сиенитов и пегматитов и базальт-трахитовых комплексов с нефелинодержащими разновидностями эффузивных пород. Щелочные породы в интрузивной и эффузивных фациях редки при широком развитии базитов и ультрабазитов нормального щелочно-земельного состава. Для формации характерна натриевая щелочность, обогащение Ti, Fe, Mn, бедность редкими элементами, отсутствие редкометаллических метасоматитов и контактово-метасоматические месторождения железа и марганца.

Калиевая щелочно-базальтоидная субформация представлена локально, в виде Полевского и Поляковского комплексов эпидейцитовых порфиров. Ее спецификой является развитие только эффузивной фации со слабо прошедшей дифференциацией и, в первую очередь, отсутствие наиболее щелочных нефелиновых и лейцитовых членов. Типоморфна калиевая щелочность без видимой минерализации.

В настоящее время по данным экспериментов (Йодер, Тилл, 1965; Грин, Рунгвуд, 1968) предполагают, что щелочные, в том числе и нефелин-сиенитовые расплавы, являются дифференциатами базальтовых расплавов при повышенном давлении в подкорковых областях (Левин, 1971). При этом дифференциаты могут быть сухими и водонасыщенными с обогащением летучими компонентами (Millhollen, 1971). Представителями первой и более распространенной группы на Урале являются Кушвинские, Нязепетровские, Бердяушские нефелиновые сиениты, развитые в гипабиссальной жильной фации, а второй — западно-уральские щелочные сиениты и сопровождающие их щелочные метасоматиты.

Щелочно-гранитоидная формация нефелин-сиенитовых комплексов наиболее характерна для Урала. Она связана с позднепалеозойским-варисским гранитным магматизмом позднеорогенной стадии инверсии уральской геосинклиальной области. Проявлена она в пределах Восточно-Уральского поднятия в областях глубокого метаморфизма древних толщ в виде крупных, мелких интрузий и дайковых серий совместно с гнейсами и мигматитами. Более характерны первые. Для них свойственны абиссальные условия образования. Несмотря на то, что наблюдается постоянная ассоциация щелочных пород с гранитоидами в виде двух серий: 1) ранние гранитоиды → нефелиновые сиениты → поздние субщелочные сиениты, граносиениты → обычные граниты (Вишневогорский, Увильдинский, Ильменогорский комплексы) и 2) субщелочные сиениты → нефелиновые сиениты → щелочные и аляскитовые граниты (Борсуксайский и Карасырский комплексы). Пока еще нет убедительных данных их объяснения с позиций дифференциации единой гранитной магмы (Tilley, 1958; Воробьева, 1969; Левин, 1971). Поэтому щелочные породы этой формации на Урале и в других регионах (Павленко, Филипов, 1965; Котина и др., 1971; Павленко, Быховер, 1971) рассматриваются

как продукты палиногенно-метасоматического образования, когда выплавление щелочной и гранитной магмы идет последовательно или параллельно из метасоматически подготовленных метаморфитов в зонах прогрессивного регионального метаморфизма (Роненсон, 1966; Левин, 1971).

Геологические наблюдения: широко развитая постоянная фенитизация, интенсивный позднематический метасоматоз самих щелочных пород, формирование крупных зон послематических метасоматитов и высокие содержания редких элементов в миаскитовых комплексах указывают на активное участие в их формировании потока глубинных щелочных растворов и флюидов.

ФОРМАЦИОННЫЕ ЧЕРТЫ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Нефелиновые сиениты щелочно-базальтовой и щелочно-гранитоидной формации существенно отличаются друг от друга. В настоящей работе сделана первая попытка выявления формационных (геологических, петрографических и геохимических) различий этих образований на основании обобщения материалов по всем щелочным комплексам. Ранее было произведено формационное сопоставление только нефелиновых сиенитов Бердяшского и миаскитов Ильменогорского комплексов (Заварицкий, 1937; Левин, 1971).

Нефелиновые сиениты щелочно-базальтовой формации обособлены от миаскитов щелочно-гранитоидной формации пространственно, так как находятся в разных структурных зонах. Первые в основном сосредоточены в региональных прогибах эвгеосинклинальной и во внутренних прогибах миогеосинклинальной зон, вторые — в региональных поднятиях эвгеосинклинальной зоны. Нефелиновые сиениты щелочно-базальтовой формации приурочены к областям развития обычно более древнего (рифейского и каледонского) безальтоидного вулканизма, а миаскиты — к позднепалеозойскому варисскому гранитоидному магматизму. Нефелиновые сиениты первой формации находятся в природных ассоциациях с более ранними ультраосновными и основными интрузиями, имеют жильную форму образования, порфиroidный облик глубинных магматических пород и преобладающий гастингситовый или эгирин-салитовый тип редкометальных щелочных пород с локальным развитием редкометальных метасоматитов. Миаскиты щелочно-гранитной формации синхронны по времени образования с ассоциирующими субщелочными и обычными гранитоидами. Для них типоморфны как интрузивные, так и метасоматические образования (крупные и малые интрузии, дайковые серии, ореолы и зоны магматического замещения), гнейсовидный облик, преобладающий лепидомелановый тип щелочных редкометальных пород и широкое развитие редкометальных пегматитов и послематических метасоматитов.

Нефелиновые сиениты первой формации обычно содержат меньше нефелина ($\approx 10-20\%$), они более меланократовы, обладают повышенной железистостью темноцветных минералов и в них развит

альбит-олигоклаз (№ 10-15). Для миаскитов второй формации свойственны более высокие содержания нефелина (25-40%), с развитием в отдельных участках почти мономинеральных нефелиновых пород, лейкократовый облик и широкое развитие натриевого плагиоклаза - альбита.

Для выяснения специфики химического состава данных пород нами подсчитаны их средние составы в отдельных комплексах и в формациях в целом (табл. 2) на основе собственных анализов и данных из литературы (Кузнецов, 1930; Вокар, Сумин, 1946; Роненсон и др., 1971; Свяжин и др., 1971 и др.). При примерно равном среднем содержании кремнезема в щелочных породах этих двух формаций для миаскитов характерны более высокие содержания Al, щелочей и более низкие - Fe, Mg, Ca, Mn. Эти различия являются как при сравнении петрохимических характеристик А.Н. Заварицкого, так и при построении тройных диаграмм (KNa-Si-Al, KNa-Fe-Mg, K-Na-Ca, KNa-SiAl-FeMg). Нефелиновые сиениты (средний состав) щелочно-базальтовой формации относятся к породам нормального ряда. Им присуща меньшая степень недосыщенности кремнеземом ($Q = -14,1$, более низкие общая щелочность ($a = 23,0$) и коэффициент щелочности (1,50 по Ф.Э. Апельцину), более высокая общая известковистость ($c = 2,9$), магниальность (21,5), железистость (74,2; см. табл. 2). Миаскиты щелочно-гранитоидной формации относятся к породам, пересыщенным Al. Они отличаются от предыдущих примерно в 2 раза большей недосыщенностью кремнеземом ($Q = -23,6$), значительно более высокими общей щелочностью ($a = 26,5$) и коэффициентом щелочности (1,83), меньшей общей известковистостью (в 2 раза), пониженной магниальностью (в 2 раза) и железистостью (в 1,5 раза).

Эти отличия еще более ярко проявляются на тройных диаграммах (фиг. 2) атомных количеств главных компонентов. Главные отличия щелочных пород щелочно-базальтовой и щелочно-гранитоидной формации заключаются в обогащенности их в первой формации Fe, Mg и Ca (соответственно 16,4; 5,2; 13,2 вместо 10,8; 2,3 и 6,2% в щелочно-гранитоидной) и обедненностью щелочами и алюми-нием.

Нет четких различий нефелиновых и щелочных сиенитов щелочно-базальтовой и щелочно-гранитоидной формаций Урала по содержанию типоморфных ассоциаций редких и других элементов (табл. 3), что связано с развитием специфических метасоматических процессов.

Для нефелиновых сиенитов щелочно-базальтовой формации СССР характерными элементами с коэффициентом концентрации больше 1 по отношению к среднему содержанию в щелочных породах являются подкоровые элементы - Sr, Ba, V, Ni, Cr, Co, Zn (Осокин, 1970; Бородин и др., 1969, 1972). В распределении этих элементов в уральских щелочно-базальтовых комплексах отмечаются две специфики (Еськова, 1974). Во-первых, большинство комплексов (Кушвинский, Бердяшский) обеднены подкоровыми элементами. Коэффициент концентрации этих элементов, по сравнению со средним

Таблица 2

Средний химический состав (в вес. %) нефелиновых сиенитов щелочных комплексов Урала

Компоненты	Щелочно-базальтовая формация				Щелочно-гранитная формация				
	Кушвинский (3)*	Нязепетровский (5)	Бердяушский (7)	Среднее по формации (15)	Вишневогорский (19)	Увильдинский (4)	Ильменогорский (13)	Борсуксайский (6)	Среднее по формации (42)
SiO ₂	56,16	55,08	56,66	55,97	56,59	56,01	55,16	55,41	55,79
TiO ₂	0,42	0,29	0,37	0,36	0,45	0,39	0,76	0,26	0,47
Al ₂ O ₃	20,58	20,69	20,18	20,48	22,54	22,22	22,78	23,46	22,75
Fe ₂ O ₃	3,52	1,27	1,89	2,23	1,24	1,67	1,29	1,75	1,48
FeO	2,12	2,40	3,61	2,71	1,80	1,94	1,89	2,29	1,98
MnO	0,25	0,15	0,14	0,18	0,07	0,19	0,19	0,09	0,14
MgO	1,20	0,51	0,72	0,81	0,52	0,56	0,47	0,23	0,45
CaO	3,96	1,62	1,99	2,52	1,25	1,78	1,49	1,06	1,39
K ₂ O	5,69	6,76	4,94	5,79	6,57	6,76	6,80	5,05	6,29
Na ₂ O	4,66	6,40	7,11	6,06	7,36	6,91	7,24	8,78	7,58
P ₂ O ₅	0,19	0,09	0,07	0,12	0,09	0,07	0,06	—	0,07
H ₂ O	1,94	3,39	1,66	2,33	0,61	1,01	0,28	0,19	0,52
CO ₂	—	0,45	0,58	0,34	0,55	0,82	1,22	1,61	1,05
F	—	0,12	—	0,04	—	—	—	—	—
SO ₃	0,05	0,07	0,04	0,05	—	0,04	—	—	0,01
Сумма	100,74	99,29	99,96	99,99	99,64	100,37	99,63	100,18	99,97

Источник	Вакар, Сумин (1946);	Свяжин и др., (1971)	Заварицкий (1937); Морковкина (1964)	—	Роненсон и др. (1971); Роненсон (1966)	Кузнецов (1930)	Роненсон и др. (1971); данные В.Я. Левина	Данные В.Г. Агаджаняна и А.В. Волошина	—
----------	----------------------	----------------------	--------------------------------------	---	--	-----------------	---	--	---

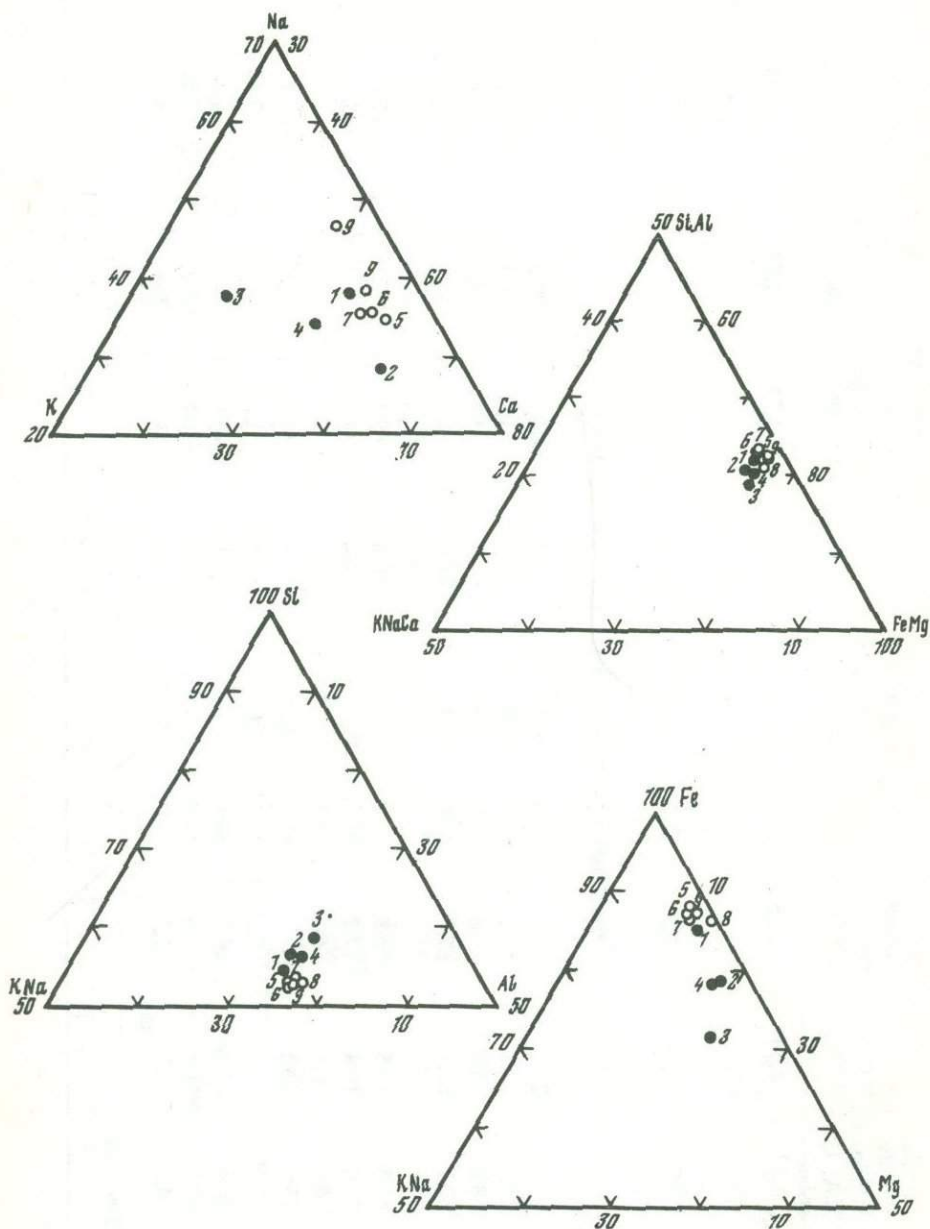
875

	данные Г.Н. Мухитдинова, А.А. Ганзеева								
Щелочной индекс (по Р.Ф. Апельцину)	1,27	1,64	1,56	1,50	1,71	1,67	1,73	1,78	1,73
Na/K	1,24	1,44	2,21	1,57	1,70	1,54	1,61	2,64	1,83

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

a	19,6	25,6	23,7	23,0	26,5	26,0	26,8	27,3	26,5
c	4,7	2,1	2,1	2,9	1,5	2,3	1,9	1,3	1,7
b	8,0	4,6	7,0	6,7	5,3	5,1	5,3	6,6	6,3
S	67,7	67,7	67,2	67,4	66,7	66,6	66,0	64,7	65,6
a'	—	—	—	—	30,7	9,7	24,3	32,6	24,7
f'	68,5	80,6	76,8	74,2	53,3	70,8	60,8	62,1	62,9
m'	27,0	19,4	17,2	21,5	16,0	19,4	14,9	5,3	12,4
c'	4,5	0,0	6,0	4,3	—	—	—	—	—
n	55,1	59,0	68,7	61,3	63,0	60,8	61,7	72,6	64,7
t	0,45	0,43	0,52	0,51	0,63	0,53	1,07	0,62	0,64
φ	39,6	24,2	24,2	30,1	18,7	29,1	21,6	23,2	20,2
Q	-8,5	-17,9	-12,7	-14,1	-21,1	-22,0	-23,5	-26,4	-23,6
a/c	4,2	12,2	11,3	8,0	17,6	11,3	14,1	21,0	15,6

* Количество анализов.



Фиг. 2. Сопоставление средних химических составов нефелин-сиенитовых комплексов Урала (Темные кружки - комплексы щелочно-базальтовой формации; белые - комплексы щелочно-гранитоидной формации). Цифры около кружков соответствуют порядковым номерам табл. 3. Кружки 4, 9 - средние составы формаций

содержанием в щелочных породах, всего лишь равен 0,10-0,35. Только в Западно-Уральском комплексе такие подкоровые элементы, как V, Ni, Cr и Co наблюдаются в повышенных количествах (кларк концентрации равен 1,3-2,6). Во-вторых, для некоторых комплексов характерна слабая обогащенность рядом коровых элементов (Li, Cs, Be, Rb) и особенно В. Это можно в случае Кушвинского и Бердяшского комплексов объяснить широко развитым процессом либнеритизации, с развитием которого происходит обогащенность несвойственными элементами и вынос типоморфных. Последнее проверено нами на либнеритизированных и неизмененных сиенитах Кушвы (табл. 4). При либнеритизации этих пород происходит большой вынос Nb, Ta, Sr, Ba, V, Ni, Cr, Co, Pb, Mo, Sn и обогащение Li, Rb, Cs, Be и В.

Либнеритизация нефелиновых сиенитов щелочно-базальтовой (габброидной) формации, по-видимому, обусловлена воздействием на них позднепалеозойских гранитоидов, которые отмечаются вблизи Кушвинского, Нязепетровского и Бердяшского щелочных комплексов. Метаморфизирующая роль позднепалеозойских гранитов на более ранние гранитоиды габброидного ряда показана Б.М. Романовым и И.Д. Соболевым (Штейнберг, 1969).

Типоморфными элементами для нефелиновых сиенитов щелочно-гранитоидной формации принято считать коровые элементы - Li, Rb, Cs, Th, Be, Ga, Pb, Mo, Sn, W (Осокин, 1970; Бородин, Осокин, 1971). Миаскитовые комплексы этой формации на Урале каждый в отдельности не обогащены всеми коровыми элементами. Только один элемент - олово отмечается в повышенных количествах для всех комплексов; остальные элементы концентрируются избирательно: в Вишневогорском комплексе - Rb, Увильдинском - Cs, Ильменогорском - Pb, Борсуксайском - Rb, Cs, Карасырском - Rb, Cs. По содержанию редких щелочей эти комплексы четко отличаются между собой: для собственно уральских комплексов данные элементы не характерны. Неравномерное распределение коровых элементов в уральских комплексах, возможно, объясняется более интенсивным развитием щелочного метасоматоза (альбитизации) в северных комплексах по сравнению с южными (мугоджарским) и интенсивной либнеритизации последних.

В большинстве щелочно-гранитоидных комплексов Урала (Ильменогорского, Увильдинского, Вишневогорского) отмечаются высокие средние содержания ряда подкоровых элементов, свойственных щелочно-базальтовой формации: Ni, Cr, Co, Si в Вишневогорском и Ильменогорском комплексах, Sr и Ba - в Увильдинском. По сравнению со средними содержаниями этих элементов в щелочно-гранитоидной формации СССР (кларки Е.Д. Осокина), яркими представителями которых являются Ильменские и Вишневые горы, в них содержание этих элементов в 1,5-7 раз выше. Оно также значительно выше (2-8 раз) средних содержаний этих элементов в нефелиновых сиенитах щелочно-базальтовой формации Урала (Кушва, Бердяш). Повышенные содержания в миаскитах топоморфных элементов

Таблица 3

Средние содержания типоморфных (формационных) элементов в средних пробах нефелиновых (щелочных) сиенитов Урала (10^{-4} %)

Элементы	Щелочно-базальтовая формация			Щелочно-гранитоидная формация						Щелочные породы СССР
	Кушвинский	Бердяушский	Западно-Уральский	Вишневогорский	Увильдинский	Ильменогорский	Борсуксайский	Карасырский		
Nb	$\frac{30}{0,3}$	$\frac{46}{0,5}$	$\frac{840}{3,4}$	$\frac{161}{1,6}$	$\frac{240}{2,4}$	$\frac{85}{0,9}$	$\frac{112(170)}{1,1}$	$\frac{136}{1,3}$	$\frac{224}{2,2}$	100
Ta	$\frac{2}{0,25}$	$\frac{2,4}{0,3}$	$\frac{65}{8,0}$	$\frac{7}{0,9}$	$\frac{10}{1,25}$	$\frac{5,3}{0,7}$	$\frac{8(5)}{1,0}$	$\frac{10}{1,25}$	—	8
Zr	$\frac{120}{0,3}$	$\frac{244}{0,6}$	$\frac{1800}{4,7}$	$\frac{770}{2,0}$	$\frac{520}{1,25}$	$\frac{742}{1,9}$	$\frac{448(390)}{1,2}$	$\frac{413}{1,1}$	$\frac{300}{0,8}$	384
TR	$\frac{10}{0,03}$	$\frac{10}{0,03}$	$\frac{100}{0,3}$	—	$\frac{260}{0,7}$	$\frac{55}{0,1}$	$\frac{150(130)}{0,4}$	$\frac{43}{0,1}$	—	370
Li	$\frac{50}{1,25}$	$\frac{3,0}{0,1}$	$\frac{150}{3,7}$	$\frac{6,9}{0,2}$	$\frac{15}{0,4}$	$\frac{4}{0,1}$	$\frac{10}{0,25}$	$\frac{16}{0,4}$	$\frac{100}{2,5}$	40
Rb	$\frac{180}{0,95}$	$\frac{140}{0,7}$	$\frac{110}{0,6}$	$\frac{210}{1,1}$	$\frac{130}{0,7}$	$\frac{50}{0,3}$	$\frac{150}{0,7}$	$\frac{250}{1,3}$	$\frac{325}{1,5}$	190
Cs	$\frac{8}{1,1}$	$\frac{5,5}{0,8}$	$\frac{5,0}{0,7}$	—	$\frac{5}{0,7}$	$\frac{15}{2,1}$	—	$\frac{8}{1,1}$	$\frac{20}{2,9}$	7
Be	$\frac{6}{1,3}$	$\frac{6}{1,3}$	$\frac{11}{2,5}$	$\frac{5,3}{1,2}$	$\frac{4,0}{0,9}$	$\frac{2,1}{0,4}$	$\frac{4,6(4,3)}{1,0}$	—	—	4,5
Ga	—	$\frac{31}{1,0}$	—	$\frac{44}{1,4}$	$\frac{18}{0,6}$	$\frac{14}{0,4}$	$\frac{18}{0,6}$	—	—	31
Pb	$\frac{36}{2,0}$	$\frac{44}{2,4}$	$\frac{130}{7,2}$	$\frac{9,4}{0,5}$	$\frac{35}{1,9}$	$\frac{21}{1,2}$	$\frac{29}{1,6}$	—	—	18
Mo	$\frac{0,6}{0,15}$	$\frac{0,8}{0,2}$	$\frac{8,5}{2,1}$	$\frac{1,2}{0,3}$	$\frac{4,5}{1,1}$	$\frac{1,5}{0,4}$	$\frac{1,3}{0,3}$	—	—	4

575

Элементы	Щелочно-базальтовая формация			Щелочно-гранитоидная формация						Щелочные породы СССР
	Кушвинский	Бердяушский	Западно-Уральский	Вишневогорский	Увильдинский	Ильменогорский	Борсуксайский	Карасырский		
Sn	$\frac{4}{0,8}$	$\frac{4}{0,8}$	$\frac{20}{4,0}$	$\frac{7,8}{1,6}$	$\frac{15}{3,0}$	$\frac{11}{2,2}$	$\frac{6}{1,2}$	—	—	5
Sr	$\frac{1400}{1,25}$	$\frac{250}{0,2}$	$\frac{460}{0,4}$	$\frac{140}{0,1}$	$\frac{150}{0,1}$	$\frac{1683}{1,3}$	—	—	—	1300
Ba	$\frac{200}{0,15}$	$\frac{400}{0,25}$	$\frac{1000}{0,6}$	$\frac{160}{0,1}$	$\frac{130}{0,1}$	$\frac{4975}{3,1}$	—	—	—	1600
V	$\frac{25}{0,35}$	$\frac{4}{0,1}$	$\frac{140}{2,0}$	$\frac{30}{0,4}$	$\frac{80}{1,1}$	$\frac{57}{0,8}$	$\frac{100}{1,4}$	—	—	70
Ni	$\frac{2}{0,1}$	$\frac{4}{0,2}$	$\frac{25}{1,3}$	$\frac{6,3}{0,3}$	$\frac{15}{0,8}$	$\frac{17}{0,9}$	$\frac{5}{0,3}$	—	—	19
Cr	$\frac{12}{0,3}$	$\frac{16}{0,4}$	$\frac{50}{1,4}$	$\frac{16}{0,4}$	$\frac{25}{0,7}$	$\frac{30}{0,8}$	$\frac{13}{0,3}$	—	—	38
Co	$\frac{1}{0,2}$	$\frac{1,6}{0,3}$	$\frac{14}{2,6}$	$\frac{4,8}{0,9}$	$\frac{4,0}{0,7}$	$\frac{11}{2,3}$	$\frac{5,5}{1,0}$	—	—	5,4
Cu	—	$\frac{15}{0,36}$	—	$\frac{54}{1,3}$	—	$\frac{34}{0,8}$	—	—	—	42
Zn	$\frac{90}{1,0}$	$\frac{20}{0,2}$	$\frac{150}{1,7}$	$\frac{62}{0,7}$	$\frac{100}{1,2}$	$\frac{62}{0,7}$	$\frac{60}{0,7}$	—	—	85
B	$\frac{120}{7,0}$	$\frac{45}{2,5}$	—	$\frac{8}{0,5}$	—	$\frac{17}{1,0}$	—	—	—	17
Источник	Данные А.А.Ганзеева и Г.Н.Мухитдинова	Данные автора	Данные автора	Хитров, Кортман (1969)	Данные автора	Данные автора	Данные автора	Данные автора	Данные автора	Осокин (1970)

Примечание. В числителе даны средние содержания элементов, в знаменателе — коэффициент концентрации по отношению к кларку в щелочных породах (Осокин, 1970); в скобках для Ильменогорского комплекса приведены содержания Nb, Ta, Zr, TR по А.Г. Баженову (Баженов и др., 1974), а Be — по П.В. Покровскому (Покровский и др., 1974).

Таблица 4

Содержание типоморфных элементов в неизмененных (1) и либениритизированных (2) сиенитах Кушвинского массива ($\mu \cdot 10^{-4}$)

Элементы	1	2	Элементы	1	2
Nb	80	30	Sn	15	4
Ta	3,2	2,0	Sr	2780	1400
Zr	120	120	Ba	3000	200
TR	He опр.	10	V	420	25
Li	14	50	Ni	12	2
Rb	90	180	Cr	28	12
Cs	He опр.	8	Co	16	1
Be	2	6	Cu	85	—
Ga	13	He опр.	Zn	80	90
Pb	46	36	B	45	120
Mo	2	0,6			

базальтоидного магматизма (V, Co, Ni, Cr и Cu) могут свидетельствовать либо о первично-глубинном источнике этих элементов в щелочных ювенильных растворах, игравших ведущую роль в их формировании, либо о вторичном обогащении за счет взаимодействия щелочных растворов с ультраосновными породами на глубине. Обогащенность Sr и Ba увильдинских миаскитов происходит за счет их интенсивной карбонатизации, обязанной своим проявлением также ювенильным щелочным растворам глубинного происхождения.

По содержанию ювенильных редких элементов — Nb, Ta, Zr, TR нефелиновые сиениты Урала, вне зависимости от формационной принадлежности четко делятся на две группы: редкометалльные и нередкометалльные. Редкометалльные типы этих пород — Западно-Уральский в щелочно-базальтовой формации, вишневогорский, увильдинский, сугомакский, ильменогорский, борсуксайский и карасьрский в щелочно-гранитоидной формации всегда имеют повышенные средние содержания этих элементов, обычно в 1,5–2,5 раза выше средних содержаний в щелочных породах вообще (кларки Е.Д. Осокина). Исключения составляют редкоземельные элементы и тантал, кларк концентрации которых в случае редких земель всегда здесь ниже 1, а для тантала щелочных комплексов щелочно-гранитоидной формации равен или несколько выше 1. Особенно обогащены Nb, Ta, Zr щелочные арфведсонитовые сиениты Западно-Уральского комплекса (кларк концентрации равен 5–8). Что касается редкоземельных элементов, то они локально концентрируются в продуктах поздних стадий процесса минералообразования, обычно в стадию послемагматический карбонатизации. В нередкометалльных комплексах (Кушва, Бердяуш) средние содержания Nb, Ta, Zr и TR в 3–5 раз ниже редкометалльных.

*
*

В последнее время в познании структуры Урала и его металлогении большое значение придается широтной тектонической поясности (Бакиров, 1963, Олли, 1966; Червяковский и др., 1966; Дементьев, 1968; Шальных, 1969; Виноградов, Ярош, 1971). В связи с чем меридионально вытянутая система данного региона рассматривается как совокупность ступенчатых асимметричных широтных блоков. Подавляющее большинство щелочных комплексов тяготеет к наиболее поднятому Челябинскому блоку (десять из пятнадцати), а внутри последнего к стабильным участкам поднятий: Центрально-Уральскому и Восточно-Уральскому. Во всех структурных зонах Урала щелочные породы локализуются в тех же субмеридиональных глубинных разломах (Бакало-Саткинский, Уфимский, Зилаирско-Зюраткинский, Платиноносный, Северо-Маукский, Сугомакско-Кацбахский и др.), что и интрузивные породы других магм.

Широтная локализация щелочных метасоматитов Полярного Урала (по С.Г. Караченцеву), щелочных базальтоидов (по Н.А. Румянцевой) на Среднем Урале, а также разновозрастных щелочных комплексов (Нязепетровского, Нижне-Уфалейского, Сугомакского и Вишневогорского) на широте выступа Уфимского амфитеатра и далее на восток (субщелочные раннемезозойские базальтоиды базальт-липаритовой платформенной формации) дает основание для предположения о приуроченности щелочных комплексов к зонам пересечения долгоживущих субширотных депрессий и более мелких, в основном субмеридиональных, разломов внутри отдельных блоков.

В настоящее время на Урале известно три возрастных группы щелочных пород:

1) позднепротерозойские (рифейские), связанные с развитием древней эвгеосинклинальной зоны доордовикской геосинклинали (Бердяушский и, возможно, Уфалейский комплексы) локализованы в Центрально-Уральском поднятии;

2) раннепалеозойские каледонские (Нязепетровский, Западно-Уральский и Дворецкий комплексы), образовавшиеся на ранней стадии развития поздней палеозойской геосинклинали во внешних миогеосинклинальной (зона Западно-Уральской линейной складчатости, Центрально-Уральского поднятия) и эвгеосинклинальной (Кушвинский, Полевский, Поляковский комплексы Тагильско-Магнитогорского прогиба) ее зонах;

3) позднепалеозойские (варисские), сформировавшиеся в позднюю (консолидационную) стадию развития палеозойской геосинклинали — в заключительный этап ее инверсии (Вишневогорский, Увильдинский, Ильменогорский, Борсуксайский миаскитовые комплексы; щелочные метасоматиты Полярного Урала, Сугомакского и других комплексов).

В образованиях древней докембрийской геосинклинали нефелиновые сиениты локализованы либо в останцах кристаллического фунда-

Таблица 4

Содержание типоморфных элементов в неизмененных (1) и либениритизированных (2) сиенитах Кувшинского массива ($л \cdot 10^{-4}$)

Элементы			Элементы		
	1	2		1	2
Nb	80	30	Sn	15	4
Ta	3,2	2,0	Sr	2780	1400
Zr	120	120	Ba	3000	200
TR	He опр.	10	V	420	25
Li	14	50	Ni	12	2
Rb	90	180	Cr	28	12
Cs	He опр.	8	Co	16	1
Be	2	6	Cu	85	—
Ga	13	He опр.	Zn	80	90
Pb	46	36	B	45	120
Mo	2	0,6			

базальтоидного магматизма (V, Co, Ni, Cr и Cu) могут свидетельствовать либо о первично-глубинном источнике этих элементов в щелочных ювенильных растворах, игравших ведущую роль в их формировании, либо о вторичном обогащении за счет взаимодействия щелочных растворов с ультраосновными породами на глубине. Обогащенность Sr и Ba увильдинских миаскитов происходит за счет их интенсивной карбонатизации, обязанной своим проявлением также ювенильным щелочным растворам глубинного происхождения.

По содержанию ювенильных редких элементов — Nb, Ta, Zr, TR нефелиновые сиениты Урала, вне зависимости от формационной принадлежности четко делятся на две группы: редкометалльные и нередкометалльные. Редкометалльные типы этих пород — Западно-Уральский в щелочно-базальтовой формации, вишневогорский, увильдинский, сугомакский, ильменогорский, борсуксайский и карасырский в щелочно-гранитоидной формации всегда имеют повышенные средние содержания этих элементов, обычно в 1,5–2,5 раза выше средних содержаний в щелочных породах вообще (кларки Е.Д. Осокина). Исключение составляют редкоземельные элементы и тантал, кларк концентрации которых в случае редких земель всегда здесь ниже 1, а для тантала щелочных комплексов щелочно-гранитоидной формации равен или несколько выше 1. Особенно обогащены Nb, Ta, Zr щелочные арфведсонитовые сиениты Западно-Уральского комплекса (кларк концентрации равен 5–8). Что касается редкоземельных элементов, то они локально концентрируются в продуктах поздних стадий процесса минералообразования, обычно в стадию послемагматический карбонатизации. В нередкометалльных комплексах (Кушва, Бердяш) средние содержания Nb, Ta, Zr и TR в 3–5 раз ниже редкометалльных.

В последнее время в познании структуры Урала и его металлогении большое значение придается широтной тектонической поясности (Бакиров, 1963, Олли, 1966; Червяковский и др., 1966; Дементьев, 1968; Шальных, 1969; Виноградов, Ярош, 1971). В связи с чем меридионально вытянутая система данного региона рассматривается как совокупность ступенчатых асимметричных широтных блоков. Подавляющее большинство шейчных комплексов тяготеет к наиболее поднятому Челябинскому блоку (десять из пятнадцати), а внутри последнего к стабильным участкам поднятий: Центрально-Уральскому и Восточно-Уральскому. Во всех структурных зонах Урала щелочные породы локализуются в тех же субмеридиональных глубинных разломах (Бакало-Саткинский, Уфимский, Зилаирско-Зюраткинский, Платиноносный, Северо-Маукский, Сугомакско-Кацбахский и др.), что и интрузивные породы других магм.

Широтная локализация щелочных метасоматитов Полярного Урала (по С.Г. Караченцеву), щелочных базальтоидов (по Н.А. Румянцевой) на Среднем Урале, а также разновозрастных щелочных комплексов (Нязепетровского, Нижне-Уфалейского, Сугомакского и Вишневогорского) на широте выступа Уфимского амфитеатра и далее на восток (субщелочные раннемезозойские базальтоиды базальт-липаритовой платформенной формации) дает основание для предположения о приуроченности щелочных комплексов к зонам пересечения долгоживущих субширотных депрессий и более мелких, в основном субмеридиональных, разломов внутри отдельных блоков.

В настоящее время на Урале известно три возрастных группы щелочных пород:

1) позднепротерозойские (рифейские), связанные с развитием древней эвгеосинклинальной зоны доордовикской геосинклинали (Бердяшский и, возможно, Уфалейский комплексы) локализованы в Центрально-Уральском поднятии;

2) раннепалеозойские каледонские (Нязепетровский, Западно-Уральский и Дворецкий комплексы), образовавшиеся на ранней стадии развития поздней палеозойской геосинклинали во внешних миогеосинклинальной (зона Западно-Уральской линейной складчатости, Центрально-Уральского поднятия) и эвгеосинклинальной (Кушвинский, Полевский, Поляковский комплексы Тагильско-Магнитогорского прогиба) ее зонах;

3) позднепалеозойские (варисские), сформировавшиеся в позднюю (консолидационную) стадию развития палеозойской геосинклинали — в заключительный этап ее инверсии (Вишневогорский, Увильдинский, Ильменогорский, Борсуксайский миаскитовые комплексы; щелочные метасоматиты Полярного Урала, Сугомакского и других комплексов).

В образованиях древней докембрийской геосинклинали нефелиновые сиениты локализованы либо в останцах кристаллического фунда-

мента Русской платформы, либо в зонах ее стыка с геосинклиналью, где ассоциируют с базальтоидным магматизмом платформенного типа: габбро-диабазы своеобразной трапшовой формации и гранитами рапакиви (Маракушев, 1971).

В пространственном и структурном размещении щелочных пород в постройках поздней палеозойской геосинклинали четко выделяется две обособленных группы: одна из них (щелочно-гранитная формация) закономерно размещается в положительных структурах крупных поднятий (Восточно-Уральского, Центрально-Уральского) и обычно ассоциирует с гранитоидами, а вторая (щелочно-базальтоидная) тяготеет к прогибам (Западно-Уральскому и Тагильско-Магнитогорскому) в ассоциации с базитами и ультрабазитами.

Нефелиновые сиениты щелочно-ультраосновных, щелочно-габброидных и псевдопейцитовых комплексов щелочно-базальтоидной формации представлены на Урале гипабиссальной жильной и субвулканической фациями, а более широко развитой щелочно-гранитной формации — абиссальной плутоно-метасоматической фацией. Эти породы в данных формациях различаются геолого-структурным положением, ассоциирующими породами, составом, структурно-текстурными особенностями, щелочностью, а также содержанием Fe, Mg, Ca. Среди них четко различаются нередкометальные и редкометальные комплексы. Редкометальные комплексы с повышенным содержанием Nb(Ta), Zr и TR во всех ассоциируемых породах особенно характерны для коровой щелочно-гранитной формации с максимальным развитием щелочного метасоматоза.

ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЙ ЩЕЛОЧНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
МЕТАСОМАТИТОВ

Помимо магматических щелочных пород на Урале не менее широко представлены щелочные метасоматиты — разнообразные микроклиниты, альбититы, кальцититы, слюдиты и другие менее распространенные породы, сопутствующие главным типам метасоматитов. В настоящее время метасоматиты известны в трех структурных зонах этого региона: Центрально-Уральском поднятии, Тагильско-Магнитогорском прогибе и Восточно-Уральском поднятии. В первом щелочной метасоматоз проявлен в зонах активизации древних докембрийских толщ, обычно без видимой связи с интрузивными комплексами, в том числе и щелочными. В этой зоне известно четыре поля метасоматитов, локализованных в пределах западного склона Южного (Западно-Уральское поле) и Полярного (три поля) Урала и нескольких мелких проявлений на Среднем и Приполярном Урале.

В Тагильско-Магнитогорском прогибе расположено одно поле метасоматитов — Сугомакское, которое большинство уральских геологов (а также и автор настоящей работы) генетически связывают с проявлением щелочного миаскитового магматизма соседней структурной зоны — Восточно-Уральского поднятия.

В пределах Восточно-Уральского поднятия расположено пять полей щелочных метасоматитов: Вишневогорское, Потанинское, Ильменогорское и Увильдинское, генетически связанные с миаскитовыми комплексами Вишневых-Ильменских гор, и Борсуксайское — с нефелин-сиенитовыми комплексами Мугодзар (табл. 5). В зоне Восточно-Уральского поднятия щелочные метасоматиты формируются в послемагматический этап становления миаскитовых комплексов.

Метасоматиты указанных полей развиваются по разнотипным и разновозрастным первичным (интрузивным, эффузивным и осадочным) породам: миаскитам, щелочным сиенитам, фенитам, гранито-гнейсам, трахиандезито-базальтам, сланцам, глинисто-карбонатным породам и др. Во всех случаях для них свойствен однотипный характер

Таблица 5
Поля щелочных редкометалльных метасоматитов Урала

Поля	Структурная приуроченность	Возраст; первичные породы	Форма и размеры тел	Метасоматические процессы	Группы метасоматитов	Главные типы метасоматитов	Минерализация
1	2	3	4	5	6	7	8
Западно-Уральское	Тектонически нарушенный блок вулканического аппарата, примыкающий к жерловине трахиандезито-базальтового вулкана, расположенного в зоне разлома, оперяющего Зюраткинский глубинный разлом в районе Ямантауского антиклинория Южного Урала	Раннекаледонский (390—419 млн. лет); эффузивно-обломочные породы (туфы, туфобрекчи, туфолавы) субщелочных трахиандезито-базальтовых порфиритов раннекаледонского возраста, филлитовидные сланцы и глинисто-карбонатные породы низов бакальской свиты (верхний протерозой)	Пластообразное (линзовидное) тело до 1,3 x 0,6 км, состоящее из многократно чередующихся пластов, линз и зон щелочных метасоматических (преимущественно меланократовых) пород различного состава	Эгиринизация, ослоднение, амфиболитизация; микроклиннизация, альбитизация; локальные нефелинизация, содалитизация, окварцевание, флюоритизация, кальцитизация и цеолитизация	Апоглинисто-карбонатные метасоматиты висячем боку, апоэффузивные в центральной части и апосланцевые в лежащем боку залежи	Эгириниты, слюдиты, микроклиниты (биотитовые, эгириновые, гастингситовые, лейкократовые); альбититы (биотитовые, рибекитовые, эгириновые, лейкократовые), гематитовые (карбонатизированные) породы переменного состава с участками анкерит-кальцитовых карбонатов; прожилковая серия карбонатного, цеолитового и кварцевого состава	Редкометалльная, флюоритовая, гематитовая и молибденитовая
Полярно-Уральские	Контролируются субширотными разломами и оперяющими их нарушениями	Позднекаледонский (верхнедевонский карбон; 300—350 млн. лет);	Линзовидные тела, приконтактные линейные зоны и полосы до 1 км длины	Микроклиннизация, альбитизация, окварцевание; локальная флюоритизация	Апосланцевые и апогранитоидные	Лейкократовые микроклинитовые, кварцевослюдистые и флюорит-кварцевые альби-	Редкометалльная, флюоритовая, касситеритовая

575

575

	шениями в Харбейском мегантиклинории в районе Собского поперечного поднятия	кристаллические сланцы няровейской свиты, обычно гранитизированные и гранитоиды доордовикского возраста	и до первых сотен метров мощности			титы; локально эгириновые, рибекитовые альбититы и карбонат-хлорито-кварцевые прожилки	
Сугомакское	Зона субмеридиональных разломов в зеленокаменной полосе девона и серпентинитах Егозино-Сугомакского массива с останцом фенитизированных гранитоидов	После ранне- и позднекаледонский; биотитовые, пироксеновые и амфиболовые фениты, серпентиниты	Штокверковые субмеридиональные зоны прожилков и жил мощностью в первые десятки м и протяженностью в сотни метров	Эгиринизация (ослоднение, амфиболитизация), микроклиннизация, альбитизация, окварцевание (локально); баритовые и доломитовые прожилки и жилы	Апофенитовые	Эгириниты, слюдиты, амфиболититы; микроклиниты и альбититы (эгириновые, биотитовые, арфведсонитовые); баритовые породы и доломитовые карбонатиты	Редкометалльная, магнетитильменитовая
Вишневогорское	Зона западного контакта Центрального миаסקитового массива с фенитами и субмеридиональные зоны брекчирования и милонитизации в его эндо- и экзоконтактах; трещины отсло-	Герциньский (226—280 млн. лет); миаסקиты, их эндо-контактные фации и фениты	Мощные (десятки и сотни метров) и протяженные (километры) зоны сложного строения; штокверковые зоны мелких прожилков и отдельные тела выполнения (жилы, прожилки, линзы)	Альбитизация + микроклиннизация, карбонатизация (кальцитизация, ослоднение), цеолитизация (и окварцевание в фенитовом ореоле)	Апомиаскитовые и апофенитовые	Альбититы и породы промежуточно-альбитового состава; биотит (эгирин, арфведсонит-кальцитовые породы (массивные, брекчневые, милонитовые), слюдиты, эгириниты, амфиболититы, кальцититы и	Редкометалльная, вермикулитовая

Окончание табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8
	ния и кососекущие сколовые трещины в надвиговой зоне Западной седловидной залежи; сбросо-сдвиги и другие типы трещин в фенитовом ореоле					породы промежуточного состава; флюорит-кальцитовые, кальцитовые, цеолитовые, кварцевые прожилки	
Потанинское	Зона субмеридиональных разломов в восточном эндоконтакте и центральной части Центрального миаскитового массива (южная и средняя части)	Герцинский (230–250 млн. лет); миаскиты и их эндоконтактные фации	Мощная зона шириной до 500 м и длиной до 20 км сложного полосчатого (слоистого) строения	Полевошпатизация, ослоденение, карбонатизация	Апомиаскитовые	Полевошпатиты, меланократовые эгириновые, гаслингитовые породы, слюдиты, биотит (эгиринарфведсонит)-кальцитовые породы; цеолитовые прожилки	Вермикулитовая, полевошпатовое и нефелиновое сырье
Увильдинское	Зона контакта всяческого бока южного окончания Восточной дайки миаскитов и фенитов	Герцинский (240 млн. лет); в основном миаскиты, реже биотитовые сиениты и фениты	Линейная зона сложного строения мощностью до 30 м и протяженностью до 4 км	Ослоденение и карбонатизация	Апомиаскитовые	Слюдиты (альбитовые, кальцитовые, пироксеновые, амфиболовые); биотит (эгиринарфведсонит)-	Редкометаллическая, вермикулитовая
	с участками дробления, брекчирования и милонитизации					кальцитовые породы (зернистые, брекчиевые, милонитовые), кальцититы; кальцитовые, апатит-кальцитовые и кальцит-сульфидные прожилки	
Ильменогорское	Эндоконтактная зона западного контакта Центрального массива	Тот же; миаскиты, плагиосиениты и сиениты	Несколько небольших зон альбититов, параллельных контакту и кулисообразно расположенных друг относительно друга, мощностью до 10 м и протяженностью до нескольких сотен метров	Альбитизация, слабая (локальная) карбонатизация и цеолитизация	Апомиаскитовые	Лейкократовые биотитовые альбититы, микроклиныты и породы промежуточного состава; карбонатные и цеолитовые прожилки	Редкометаллическая
Борсуксайское	Контакты жильных миаскитов, сиенитов и их пегматитов; тектонические зоны нарушений северо-восточного и северо-западного направления в экзоконтактном ореоле щелочного интрузива	Герцинский (223–300 млн. лет); миаскиты	Приконтактные зоны дайковой серии, мощностью до 10–20 м и протяженностью в сотни метров	Альбитизация, интенсивная либнеритизация	Апомиаскитовые	Альбитизированные миаскиты, альбититы (биотитовые, биотит-эгириновые, эгириновые, рибекит-биотитовые, рибекитовые), либнеритовые сиениты и альбититы	Редкометаллическая

щелочного метасоматоза с обычной стадийностью процесса: начальная стадия → ранняя щелочная → кислотного выщелачивания → поздняя щелочная (осаждения).

Уральские щелочные метасоматиты характеризуются наличием большого числа типов этих пород и широким развитием разнообразных метасоматических процессов, не известных в других регионах: микроклинизации, альбитизации, ранней содалитизации, нефелинизации, флюоритизации, карбонатизации, окварцевания, серицитизации, поздней микроклинизации, поздней содалитизации, канкринитизации, цеолитизации и пр. Они известны своей редкометальностью. С ними связаны некоторые слюдяные (вермикулитовые) и нефелиновые месторождения; в ряде случаев калишпатовые метасоматические породы могут быть перспективным источником керамического сырья.

МЕТАСОМАТИТЫ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

В Центрально-Уральском поднятии щелочные метасоматиты известны в пределах двух крупных мегантиклинорий: Башкирском — на южном Урале и Харбейском — в осевой зоне Полярного Урала, сложенных преимущественно верхнепротерозойскими-кембрийскими(?) вулканогенно-осадочными отложениями, залегающими на нижнепротерозойском складчатом основании. В Башкирском мегантиклинории, вернее, в переходной зоне внутреннего прогиба между ним и Уралтауским мегантиклинорием, локализовано Западно-Уральское поле, в Харбейском три Полярно-Уральских поля этих образований.

Западно-Уральское поле пространственно совмещено с интрузивно-вулканическим субщелочным комплексом того же названия, где занимает западный тектонически нарушенный блок вулканического аппарата, примыкающий к жерловине ранне-каледонского вулкана. Детальным изучением геологии поля занимались работники Уральского геологического управления (А.И. Лисицин, А.С. Таланцев, П.М. Татауров, С.Г. Червяковский, Н.А. Юринский и др.) и сотрудники ряда научно-исследовательских учреждений: ВСЕГЕИ (И.А. Петрова), ИМПРЭ (Е.М. Еськова, А.Ф. Ефимов) и ВИМС (В.С. Кудрин, М.А. Кудрина). Геология Западно-Уральского субщелочного комплекса и щелочных метасоматитов освещена в публикациях М.И. Гараня (1957, 1959, 1960), И.А. Петровой (1963), А.И. Лисицина и А.С. Таланцева (1965), Н.В. Свяжина и др. (1968), С.Г. Червяковского и др. (1968), Е.М. Еськовой (1969), Е.М. Еськовой, А.Ф. Ефимова (1970, 1975), А.Ф. Ефимова, Е.М. Еськовой (1973).

В настоящей работе автор приводит преимущественно свой материал, полученный в результате полевых работ 1965–68 гг. и последующей камеральной обработки.

Субщелочной комплекс (фиг. 3), представленный вулканогенно-обломочными породами трахиандезито-базальтовых порфиритов и дайками пегматоидных арфведсонитовых сиенитов и щелочных лейкокра-

товых метасоматитов локализован в юго-восточном крыле небольшой антиклинальной складки, расположенной в переходной зоне между Ямантауским антиклинорием и Зилаирским внутренним прогибом западного склона Южного Урала. Он контролируется тектонической зоной северо-западного простирания, оперяющей крупный Зилаирско-Зюраткинский глубинный разлом (надвиг).

Среди вулканогенно-обломочных пород нами выделяются два типа: 1) образования жерловой фации (эруптивные брекчии) и 2) пластовые тела, переслаивающиеся с осадочными породами бакальской свиты (туфолавы и туфы).

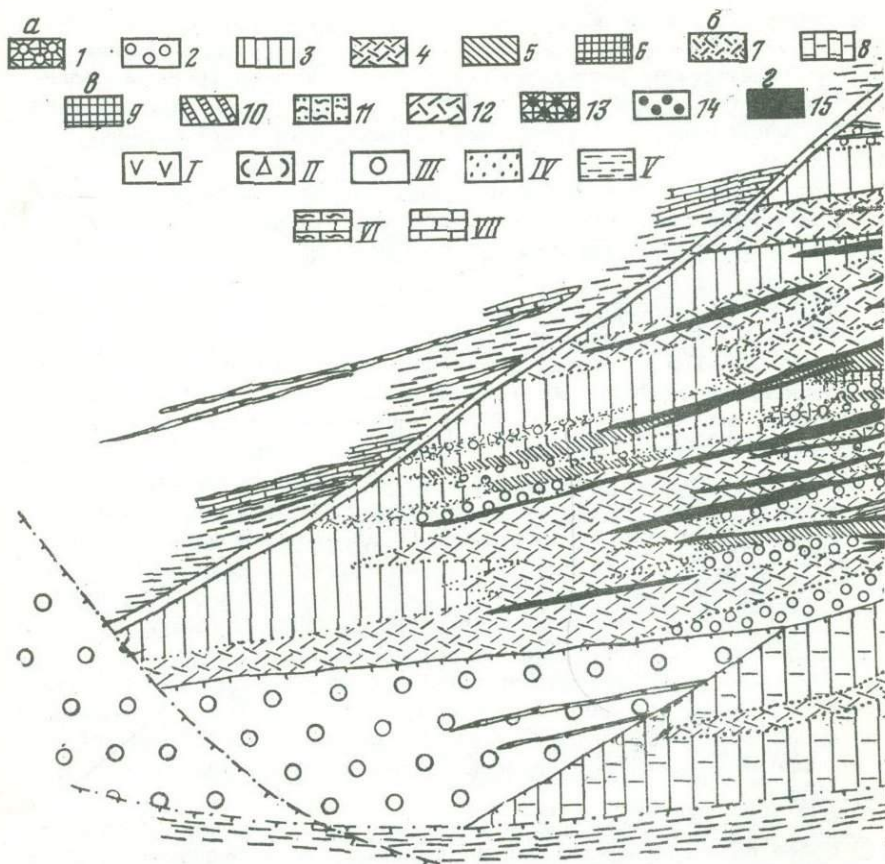
Эруптивные брекчии, состоящие из угловатых и окатанных обломков (10-70%, в среднем 30-40%), размером от долей миллиметра до 0,6-1,5 м кислых и основных субщелочных эффузивов типа позднепротерозойских образований машакской свиты: комендитов (20-60%), альбитофиоров (10-30%), пироксен-плагиоклазовых, пироксен-амфиболовых, амфибол-плагиоклазовых порфиритов (10-15%), а также интрузивных лейкократовых субщелочных гранитов и граносиенитов (0-15%), близких к позднепротерозойским рябининским гранитоидам и агломератового лавового цемента диопсид (диопсид-салит - $2V_{Ng} = 61^\circ$, $cNg = 45^\circ$) - керсутитовых трахиандезито-базальтов, слагают небольшую (300 × 250 м) почти вертикальную (80-85°) рвущую неквазидную жерловину в глинисто-карбонатных протерозойских породах низов бакальской свиты.

Остальные типы вулканогенно-обломочных пород образуют (агломератовые лавы, туфолавы и туфы) серию межпластовых трещинных тел среди вмещающих пород бакальской и, возможно, саткинской свит, слагая эффузивно-осадочный западный фланг, прилегающий к жерловине.

Этот блок эффузивно-осадочных пород был интенсивно переработан более поздними щелочными растворами с образованием разнообразных щелочных метасоматитов. Незамещенными остались только отдельные мелкие (до 30 м мощности) тела туфолав на северном и южном окончании тела метасоматитов, а также выход агломератовых лав в юго-западной его части. В последнем случае эффузивно-обломочные породы слагают здесь сплошной выход площадью до 600 × 200 м.

В эффузивно-обломочных породах второго типа обломки представлены, преимущественно, осадочными образованиями (сланцы, кварциты, алевролиты, доломиты, известняки), а сами эффузивы характеризуются большей рассланцованностью и более мелким размером обломков. Последние в эруптивных брекчиях в большинстве своем как бы спекаются с цементом, изобилующим пустотами (15-20%), а в пластовых телах лав, туфолав и ксенотуфов имеют с ним четкие границы и ориентированы субпараллельно слоистости осадочных пород.

Вулканогенно-обломочные и вмещающие осадочные породы секутся дайками диабазов (до 1-2 м мощности) с плоскостями скольжения. Возраст даек по М.И.Гараню преимущественно доордовикский,

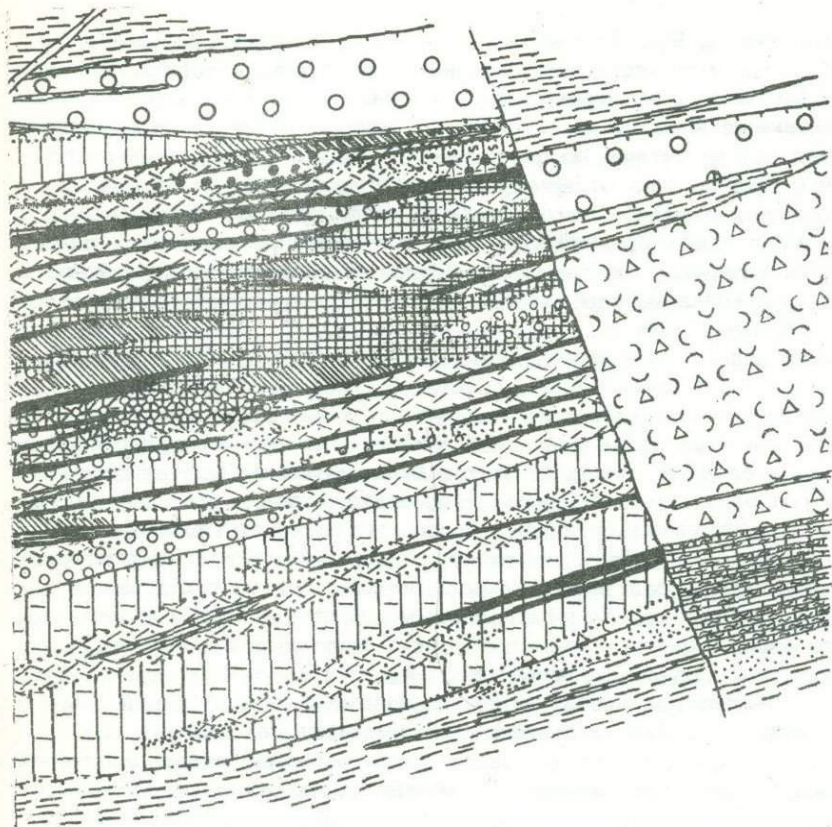


Фиг. 3. Схема геологического строения Западно-Уральского поля щелочных метасоматитов (по Н.А. Юринскому с интерпретацией типов метасоматитов автора).

Метасоматические породы. а - эпоэффузивно-осадочные: 1 - эпидот-диопсидовые и диопсидовые, 2 - биотитовые сланцеватые, 3 - эгирин-полевошпатовые, 4 - биотит-полевошпатовые, 5 - рибекит-полевошпатовые, 6 - гематит-полевошпатовые; б - апоглинисто-карбонатные; 7 - биотит-полевошпатовые, 8 - эгирин-полевошпатовые;

так как они секут позднепротерозойские породы саткинской и бакальской свит и перекрываются ордовик-верхнедевонскими отложениями Зилаирского синклинария; не исключается также и более молодой возраст некоторой части даек.

Наличие в лавовом трахиандезито-базальтовом цементе неопаци-тизированной амфиболо - керсутита ($n_g = 1,700, n_p = 1,685; 2V_{Np} = 80-86^\circ, cNg = 16-19^\circ; TiO_2 = 4,08\%, Na_2O = 2,55\%$ и $K_2O = 2,15\%$), а не оксикерсутита (Mason, 1968; Богатиков,



8 - апосланцевые; 9 - гематит-полевошпатовые, 10 - рибекит-альбитовая, 11, 12 - эггерин-полевошпатовая, 13 - слюдиты, 14 - биотитовые сланцеватые; 15 - жильные мономинеральные микроклиниты и альбититы.

Первичные породы: I - дайки диабазов, II - эруптивные брекчи трахиандезитобазальтов, III - туфо-лавы трахиандезито-базальтов, IV - песчаники, V - филлитовидные сланцы, VI - глинисто-карбонатные породы, VII - известняки

Андреева, 1970), большого количества пустот, окатанных обломков интрузивных пород, не наблюдаемых в районе, а также отсутствие пепловых частиц свидетельствует о формировании этих своеобразных вулканитов на некоторой глубине с сопровождением взрывных процессов. Их субщелочной характер, повышенные содержания редких элементов и обогащение Sr, Ba, Ti, Fe, Mn, V, Cr, Co, Ni дают основания нам относить данные трахиандезито-базальты к раннепалеозойской трахибазальтовой формации западного склона Ура-

ла (Остроумова, Румянцева, 1967). Данные абсолютного возраста — 387–420 млн. лет; определения по валовым пробам автора в лаборатории ВАГТа не противоречат такому выводу.

Вмещающие породы, представленные глинистыми филлитовидными сланцами, алевролитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками и филлитами с прослоями в отдельных участках доломитов, доломитизированных известняков и известняков (Гарань, 1960), вблизи жерловины эруптивных брекчий нарушены с изменением элементов залегания и задирианием слоев, раздроблены, интенсивно инъецированы лавовым материалом, карбонатные прослойки мраморизируются, а сланцевые — будинированы.

Пегматоидные арфведсонитовые ($2V_{\text{Np}} = 80-87^\circ$, $c_{\text{Np}} = 13-25^\circ$; $\text{Na}_2\text{O} - 5,51\%$ и $\text{K}_2\text{O} - 2,02\%$) сиениты (впервые обнаруженные нами) образуют одну довольно мощную (до 6 м) крутопадающую дайку на контакте вулканогенно-обломочных пород и вмещающих филлитовидных сланцев (западный выход вулканогенно-обломочных пород) и ряд более мелких (до десятков сантиметров мощности) жильных тел в эруптивных брекчиях жерловины (восточный выход). Вдоль контактов с дайкой развита тектоническая глина, эффузивно-обломочные породы на протяжении до 1,0 м от контакта интенсивно эгиринизированы и альбитизированы, вблизи контакта в них развиты многочисленные инъекции тонких сиенитовых прожилков, а филлитовидные сланцы в приконтактной зоне (до 3–4 м) превращены в тонко-слоистые биотит-полевошпатовые метасоматиты. Для самих сиенитовых даек и прожилков характерны маломощные (до 5 см) меланократовые (амфиболовые, пироксеновые) эндоконтактные зоны с перпендикулярным расположением темноцветных минералов.

Метасоматиты локализованы в небольшом ($1,3 \times 0,6$ км) тектонически нарушенном пластообразном блоке вулканогенно-осадочных пород, прилегающем с западного фланга к эруптивным брекчиям жерловины и заключенном между восточным и западным выходом вулканитов (см. фиг. 3). Породы этого блока, по-видимому, являющегося остатками постройки вулканического аппарата, сильно раздроблены, местами брекчированы, интенсивно смяты, рассланцованы и разбиты разрывными нарушениями на ряд смещенных друг по отношению к другу участков.

Контакт тела метасоматитов с вмещающими породами на северном и южном флангах тектонический, на западном — с агломератовыми лавами метасоматический — постепенный, а на восточном с эруптивными брекчиями режий, тектонический, несколько сглаженный явлениями метасоматоза.

Тектонический контакт сопровождается обычно зонами брекчирования, при этом остроугольные обломки сланцев, глинисто-карбонатных пород и кварцитов цементируются карбонатным, альбит-карбонатным, асбест-кварцевым и кварцевым цементом с обильной вкрапленностью сульфидов — пирротина, пирита и халькопирита.

Вмещающие породы содержат большое количество прожилков щелочного состава (биотитовые, эгириновые, рибекитовые, микроклиновые, альбитовые, флюоритовые, кальцитовые, кварцевые) в ореоле до нескольких десятков метров.

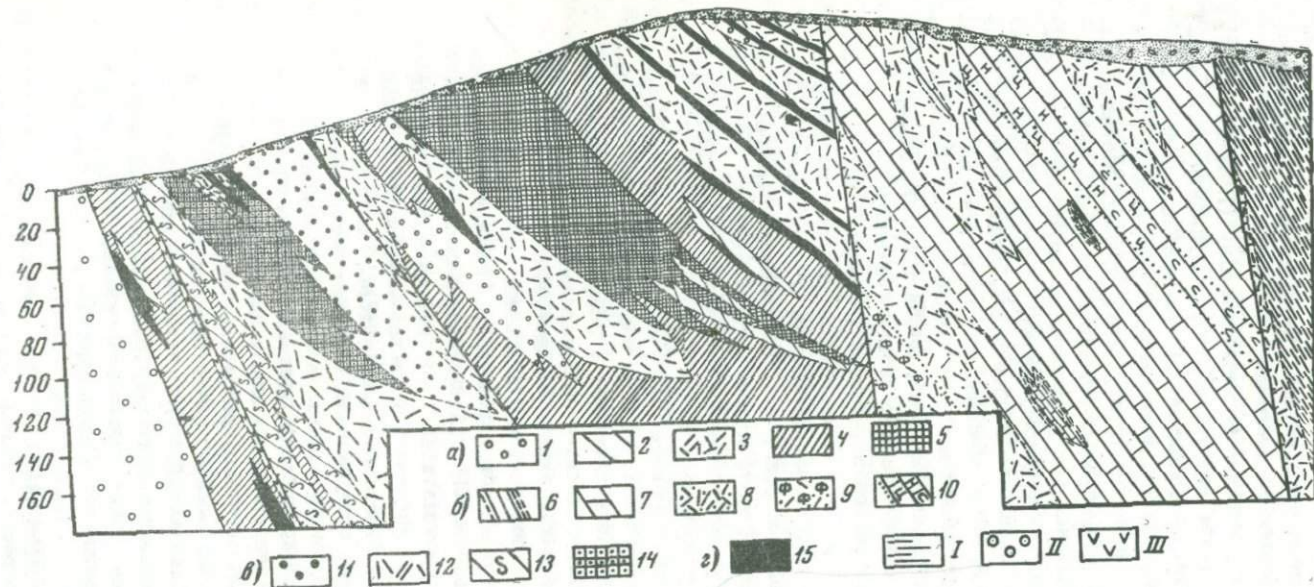
Ранее считалось, что щелочному метасоматозу (Петрова, 1963) подвергались только породы (эффузивы, туфы) вулканической жерловины и дайки диабазов. Дополнительные материалы, полученные нами и геологами Уральского геологического управления (Червяковский и др., 1968) опровергают эту точку зрения. Метасоматические преобразования захватывают обычно лишь самые краевые участки жерловины. Основная масса щелочных метасоматитов формируется по вулканогенно-осадочному блоку, в котором все породы (эффузивно-обломочные, глинисто-карбонатные, филлитовидные сланцы с прослоями песчаников) интенсивно метасоматически переработаны последовательно развивающимися с сопряженными метасоматическими процессами (микроклинизацией, альбитизацией, флюоритизацией, карбонатизацией, окварцеванием и цеолитизацией).

В зависимости от характера первичных (замещенных) пород автором в Западно-Уральском поле выделяются три группы щелочных метасоматитов: 1) апоглинисто-карбонатные, 2) апоэффузивно-обломочные и 3) апосланцевые (фиг. 4). О характере первичных пород, подвергшихся метасоматозу, можно судить лишь по реликтам слабозамещенных пород и реликтовым текстурам первичных пород и минералов в самих метасоматитах.

Апоглинисто-карбонатные метасоматиты слагают южный фланг метасоматического тела — его висчий бок мощностью до 100–150 м. Они представлены в основном сложнзамещенными (флогопит-альбит-содалит-канкринитовыми) эгиринитами, микроклиновыми эгиринитами и эгирин-микроклиновыми метасоматитами. Локально представлены в виде прослоев и линзовидных тел: 1) диопсид-тремолитовые метасоматиты, 2) эгириновые, биотит-эгириновые микроклиниты, 3) содалит-эгириновые, содалит-микроклин-эгириновые метасоматиты, 4) нефелиновые (обычно шпреуштейнлизированные) эгириниты и нефелин-микроклин-эгириновые метасоматиты, 5) флогопитовые, флюоритовые альбититы и 6) зоны интенсивно флюоритизированных, карбонатизированных, содалитизированных и канкринитизированных эгириновых пород. Зона сложена в основном меланократовыми разновидностями эгириновых метасоматитов — содержание полевого шпата не более 20–30%.

Для метасоматитов этого типа характерна пластовая форма залегания (азимут падения 150–155°, угол падения 50–55°), как и у неизмененных пород бакальской свиты, наличие реликтов карбонатных пород и диопсид-тремолитовых пород, являющихся продуктом начальной стадии их изменения, а также массивные, звездчатые и слоистые (в случае замещения глинистого вещества) текстуры.

Апоэффузивно-обломочные метасоматиты слагают центральную часть тела метасоматитов и ряд мелких пластовых тел на



Фиг. 4. Геологический разрез центральной части Западно-Уральского поля метасоматитов (по Е.М.Еськовой)

Метасоматиты: а - апоэффузивно-осадочные: 1 - биотитовые сланцеватые, 2 - эгирин-полевошпатовые, 3 - биотит-полевошпатовые, 4 - рибекит-полевошпатовые, 5 - гематит-полевошпатовые; б - апоглинисто-карбонатные: 6 - эгирин-диопсидовые, 7 - эгирин-полевошпатовые, 8 - биотит-полевошпатовые, 9 - зоны флюоритизации, 10 - зоны содалитизации (с), нефелинизации (н) и цеолитизации (ц); в - апосланцевые, 11 - биотитовые сланцеватые, 12 - биотит-полевошпатовые, 13 - эгирин-полевошпатовые, 14 - гематит-полевошпатовые; 15 - жильные мноминеральные микроклиныты и альбиты

Первичные породы: I - филлитовидные сланцы, II - эруптивные брекчии трахиандезито-базальтов; III - дайки диабазов

его флангах. Восстановление площади распространения вулканогенно-обломочных пород на основании реликтовых признаков позволяет предположить, что первоначально эти породы слагали большую центральную часть тела метасоматитов. Их мощность около 300-400 м. Возможно, на западе, в зоне выклинивания центральное тело эффузивов представляло собой не одно, а несколько маломощных тел, разделенных вмещающими протерозойскими породами. Неизменные и слабо измененные метасоматизирующими растворами вулканогенно-обломочные породы сохранились лишь на западном фланге. В центральной части тела метасоматитов есть только небольшие реликтовые участки слабо измененных эффузивно-обломочных пород; более развиты реликтовые зерна керсуртитовой роговой обманки. Характерными реликтовыми текстурами апоэффузивно-обломочных метасоматитов являются неравномерно пятнистые, очковые, брекчиевые, угловатые и кавернозные с нечетко выраженной полосчатостью. Для этой группы метасоматитов крайне типична невыдержанность состава, линзовидный характер распространения всех метасоматических фаций с причудливыми конфигурациями очертаний тел и переходов одной фации в другую.

В отдельных участках тела метасоматитов представлены разнообразные фации апоэффузивно-обломочных метасоматитов, последовательно сменяющие друг друга. Нами выделяется 5 главных фаций апоэффузивно-обломочных метасоматитов: 1) актинолитовые и эпидот-актинолитовые породы начальной стадии изменения, 2) эгириниты, микроклиновые эгириниты и эгирин-микроклиновые метасоматиты, 3) биотит-микроклиновые метасоматиты и биотитовые микроклиниты, 4) биотит-альбитовые, рибекит-альбитовые метасоматиты и альбититы, 5) гематит-позднемикроклиновые метасоматиты, обычно интенсивно карбонатизированные, окварцованные с локальными участками гематит-анкерит-кальцитовых карбонатитов.

Центральная зона метасоматического тела сложена существенно калишпатовыми породами, содержащими небольшое количество биотита (15-20%) и обычно интенсивно альбитизированными, гематитизированными, карбонатизированными и окварцованными. Здесь наблюдаются многочисленные тела микроклинитов неправильной формы, длиной в сотни и мощностью в десятки метров, образующие постепенные переходы с биотит-микроклиновыми метасоматитами, а также жилкообразные и пластовые тела микроклинитов, секущие как биотит-микроклиновые, так и эгирин-микроклиновые метасоматиты. В центральной полевошпатовой зоне локализованы в подавляющей своей части рибекит-альбитовые, гематит-альбитовые и гематит-микроклиновые метасоматиты, развивающиеся как по биотит-микроклиновым разностям, так и по микроклинитам. Рибекит-альбитовые метасоматиты образуют линзовидные тела мощностью до десятков метров, нередко совместно с гематит-полевошпатовыми метасоматитами. Гематит-полевошпатовые метасоматиты, кроме того, представлены пластовыми и секущими телами мощностью до 50-100 м и протяженностью в сотни метров; последние пересекают все типы мета-

соматитов, вплоть до рибекит-альбитовых. Таким образом, в теле метасоматитов к центральной части приурочены более поздние разности щелочных пород. От выше- и нижележащих апоосадочных метасоматитов отделены тектоническими нарушениями.

Апсланцевые метасоматиты слагают зону лежащего бока тела метасоматитов до 50-100 м мощности, среди которых отмечаются отдельные прослои апопесчаниковых метасоматитов, дайки диабазов и пластовые тела слабо замещенных лав. Обычно сланцы более легко замещаются, чем песчаники. На начальной стадии метасоматоза по ним развиваются различные породы: по сланцам - тремолитовые метасоматиты и флогопитовые слюдиты, по песчаникам - эгиринит массивной текстуры и флогопитовые слюдиты.

Характерной особенностью апсланцевых метасоматитов является прекрасно выраженная сланцевая текстура с плитчатой отдельностью тонкополосчатое строение, свойственное осадочным толщам, и преимущественно биотитовый и биотит-полевошпатовый состав. Зона лежащего бока сложена многократночередующимися прослоями слюдитов и биотит-микроклиновых метасоматитов (с содержанием полевошпата от 20 до 60%) с отдельными невыдержанными пластобразными и линзовидными телами микроклинитов, биотитовых и рибекитовых альбититов, эгирин-полевошпатовых и гематит-полевошпатовых пород. Метасоматиты несут реликты сланцев, песчаников.

В целом тело метасоматитов состоит из многократночередующихся прослоев, полос и линз разнообразного состава, что обусловлено неоднородным составом замещенных пород, различной степенью их тектонической подготовки и пропитывания щелочными растворами. Среди них преимущественное развитие имеют меланократовые разности эгирин-полевошпатового, биотит-полевошпатового, рибекит-полевошпатового и гематит-полевошпатового составов. Мономинеральные микроклиниты и альбититы встречаются сравнительно редко. Между всеми разновидностями метасоматитов трех типов наблюдаются постепенные переходы по простиранию и падению с замещением одних минеральных парагенезисов другими. Жильный характер тел для метасоматитов редок, отмечается только для микроклинитов и альбититов.

Обильно представлена разнообразная позднегидротермальная прожилковая серия, в основном сложная флюоритом, содалитом, карбонатами (кальцит, анкерит, сидерит), цеолитами (натролитом, канкринитом, анальцимом) и кварцем в различных количественных соотношениях. Прожилки обычно согласные с полосчатостью метасоматитов, реже секут ее.

Минеральный состав метасоматитов Западно-Уральского поля крайне разнообразен. В настоящее время в их составе известно около 70 минеральных видов. Нашими исследованиями установлено и изучено свыше 20 наиболее редких минералов (Ефимов, Еськова, 1973), часть из которых обнаружена в СССР впервые (нейборит, пандайт, биотит), другие - являются новыми для щелочных комп-

лексов Урала (бербанкит, анкилит, гентгельвин, родохрозит, керсутит, рамзаит, астрофиллит и др.).

Главными породообразующими минералами метасоматитов являются: микроклин, альбит, щелочные пироксены и амфиболы (эгирин, гастингсит, арфведсонит, рибекит), биотит, флогопит, кальцит, гематит. Эти минералы слагают основную массу метасоматитов, наиболее распространенных их типов. В качестве главных минералов в отдельных типах пород локально представлены также: нефелин, содалит, натродавин (канкринит), флюорит, анкерит, серицит, хлорит, кварц.

Наиболее обычными редкометальными акцессорными минералами являются минералы циркония, ниобия и редких земель: циркон, пироксид, Ва-пироксид (пандаит), Nb-эшинит, ильменорутил, колумбит. Остальные минералы этой группы, в основном, представляют минералогическую редкость — баотит, бербанкит, ортит, анкилит, бастнезит, брукзит, барилит, гентгельвин, торит, стронцианит, полилизионит.

Из редкометальных акцессорных минералов следует отметить апатит, сфен, ильменит, сидерит, рамзаит, астрофиллит, нейборит, баурит, натролит и сульфиды (молибденит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенипирит).

Для щелочных метасоматитов этого поля характерна обогащенность тремя группами типоморфных элементов: ювинильными, коровыми и подкоровыми, что обычно свойственно близповерхностным щелочным образованиям сложного генезиса. С ними связаны проявления тантал-ниобиевой (пироксидовой, эшинитовой, колумбитовой), гематитовой, флюоритовой и молибденитовой минерализаций. Редкометальная минерализация локализуется при проявлении начальной стадии альбитизации и окварцевания, гематитовая и молибденитовая — карбонатизации и окварцевания, флюоритовая — флюоритизации, в основном, апоглинисто-карбонатных метасоматитов.

Полярно-Уральские поля щелочных метасоматитов детально изучены и описаны Ф.Р.Апельциным, Н.В. Скоробогатовой и Л.Н. Якушиным (1967), развиты в южной части Харбейского мегантиклинория Центрально-Уральского поднятия Полярного Урала. Они локализованы в районе доордовикского Собского поперечного поднятия, преимущественно размещаясь на его крыльях в относительно узкой зоне на границе нижней (вулканогенной) и верхней (парасланцевой) частей няровейской свиты тела метасоматитов контролируются субширотными разломами или чаще оперяющими их более мелкими тектоническими нарушениями. Субширотные разломы располагаются параллельно оси поперечного поднятия, преимущественно в приконтактных зонах инъекционных залежей древних микроклин-пертитовых гранитов и плаггиогнейсов. Метасоматиты обычно тяготеют к наиболее метаморфизованным и гранитизированным участкам доордовикских осадочно-вулканогенных пород, не выходя за пределы зон более поздней палеозойской гранитизации.

В подавляющей массе они развиваются не по гранитоидам, а измененным зеленокаменным породам в экзоконтактах залежей до-

ордовикских гранитов или вдоль инъекционных зон гранитизированных доордовикских пород.

Их возраст позднекаледонский (верхний девон-карбон; абсолютный возраст 300-350 лет).

Выделяются три структурных типа полей щелочных метасоматитов:

- 1) поля, развитые вдоль инъекционных зон плагигнейсов и гранитизированных сланцев;
- 2) поля, расположенные на выклинивающихся флангах инъекционных залежей доордовикских гранитоидов;
- 3) поля, приуроченные к эндоконтактовым частям массивов микроклин-пертитовых гранитов и гранито-гнейсов.

Метасоматиты первого типа локализованы в северном крыле поперечного поднятия, где находятся на простирации полосы инъекционных плагигнейсов, образующих местами обильные жилонидные тела и более мелкие прожилки среди кристаллических сланцев нижней части няровейской свиты. Зона инъекционных плагигнейсов на востоке сливается с крупной залежью микроклин-пертитовых гранитов и гранито-гнейсов, а на западе постепенно угасает.

Породы няровейской свиты слагают северное крыло синклинальной складки близширотного простираания, осложненное субширотным нарушением - взбросом. Они обычно метаморфизованы до зеленосланцевой фации, а вдоль зоны инъекционных плагигнейсов - до альбит-эпидот-амфиболовой субфации; вблизи метасоматических залежей обильно инфицированы кварц-альбитовыми и кварц-карбонатными прожилками и подвергнуты порфиробластической альбитизации. Иногда вмещающие породы в виде реликтовых останцев остаются среди метасоматитов и бывают изменены до эпидот- или амфибол-содержащих слюдитов.

Метасоматиты, развитые в участке флексурного изгиба простираания крыла синклинальной складки слагают довольно крупную залежь (около 1 км по простираанию, первые сотни метров по падению и десятки метров мощности), согласную с простираанием вмещающих пород. Она имеет четкие контакты с кристаллическими сланцами (фиг. 5) и представлена сложным линзовидным телом, осложненным рядом тектонических нарушений (особенно на западном фланге). Основное меридиональное нарушение, совмещенное с флексурой, разделяет залежь на два блока: восточный блок крутого падения ($45-55^{\circ}$) и западный блок пологого падения ($25-30^{\circ}$). В целом тело метасоматитов, унаследова сложное строение и инъекционную структуру первичного субстрата, состоит из часто меняющихся невыдержанных полос и удлиненных линз различного типа метасоматитов, чередующихся между собой как по простираанию, так и падению. Щелочной метасоматоз идет в основном по гранито-гнейсам и гранитизированным сланцам.

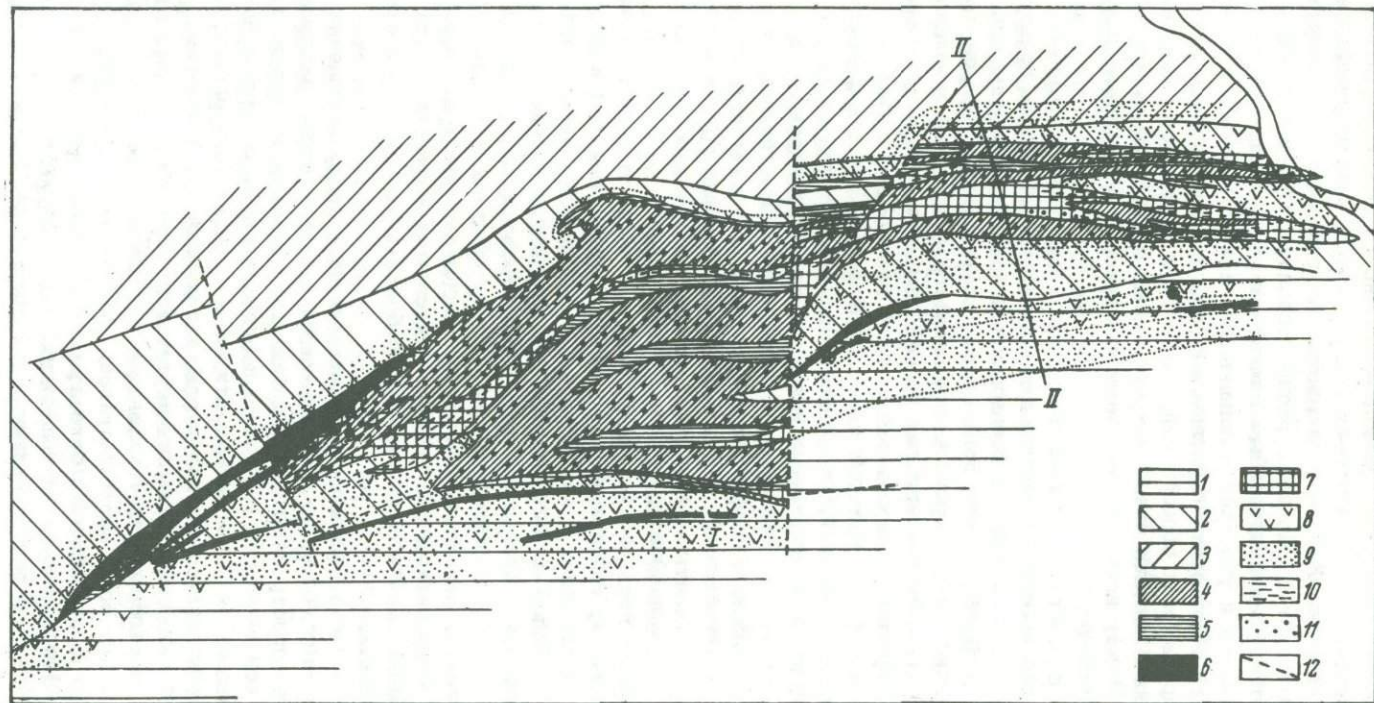
По составу среди метасоматических пород выделяются микроклиновые, флюорит-микроклиновые, кварцево-слюдистые, флюорит-слюдисто-кварцевые и эгирин-гастингситовые альбититы. Преобладают

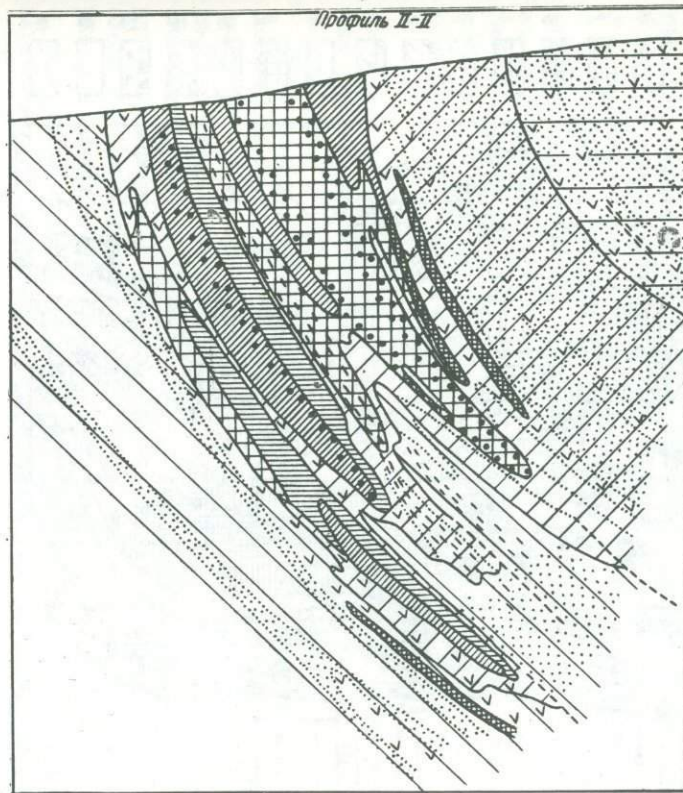
микроклиновые альбититы, развитые обычно по микроклин-пертитовым гранитам, плагиогранито-гнейсам и большей части гранитизированных сланцев. Кварцево-слюдистые и эгирин-гастингситовые альбититы имеют подчиненное распространение. Они отчетливо развиваются по гранитизированным сланцам и обычно слагают краевые зоны контактов и участков выклинивания метасоматической залежи. Более поздние флюорит-кварцевые альбититы развиты локально в форме неправильных обособлений, линзочек и прожилков кварцево-флюоритового состава среди микроклиновых и альбитовых метасоматитов. Между всеми типами метасоматитов наблюдаются постепенные переходы.

Метасоматиты второго типа тяготеют к краевым частям и выклинивающимся флангам относительно небольших гранитных массивов, расположенных в осевых зонах поперечного поднятия. По структурным особенностям поля этого типа занимают промежуточное положение между вышеописанными метасоматитами инъекционных зон и краевых зон крупных гранитоидных массивов, приближаясь к последнему типу. Одно из таких полей приурочено к южному флангу сравнительно протяженной согласной гранитной залежи. Последняя мощностью в 400-500 м относительно полого падает на восток (30-40°), имея параллельные контакты висячего и лежащего боков. По составу залежь неоднородна и представлена многократно чередующимися полосами порфиroidных микроклин-пертитовых гранитов, альбит-микроклиновых и плагиоклаз-кварцевых гранитов и гранито-гнейсов с частыми просоями блоков вмещающих сланцев верхней части няровейской свиты (фиг. 6).

Вмещающие породы слагают юго-западное крыло пологой синклинальной складки, усложненной серией флексурных изгибов и разрывов. Сланцы висячего и лежащего бока гранитной залежи метаморфизованы в эпидот-альбит-амфиболовой фации и претерпели последний диафорез. Локально они альбитизированы; во многих случаях в составе их появляется щелочная роговая обманка типа глаукофана-гастингсита. Подобное изменение сланцев наблюдается вдоль контактов с гранитами или по тектоническим нарушениям, параллельным контактам и сопряженным с более крупными субширотными разломами.

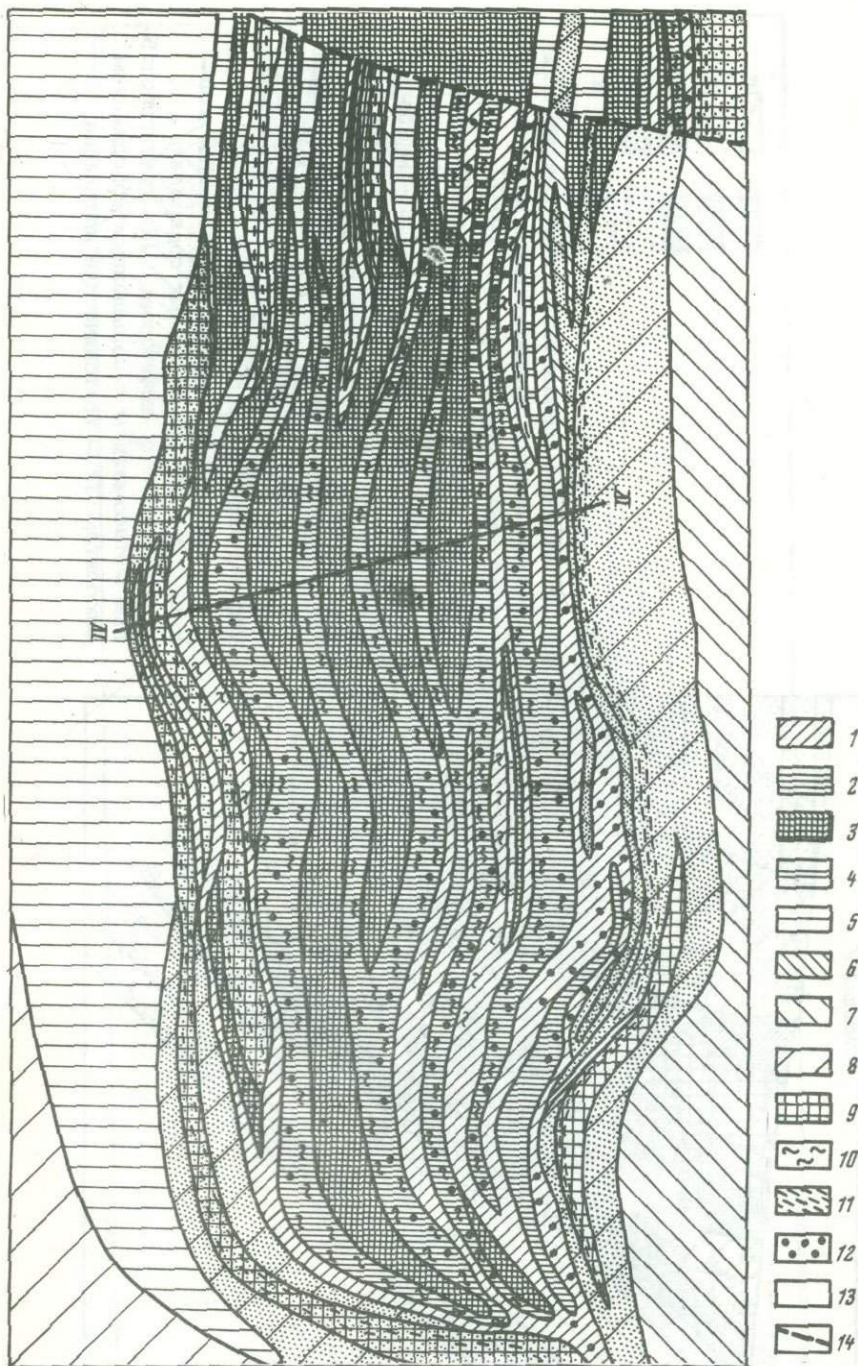
Щелочные метасоматиты приурочены к разрывным нарушениям на флангах гранитной залежи, примыкающим к субширотным разломам. Наиболее распространены они в южной части залежи гранитов, где занимают все ее южное окончание и ограничены на севере субширотным разломом. Поле метасоматитов в висячем боку ограничено горизонтом эпидот-слюдистых и слюдистых сланцев, в лежащем - межслойной залежью микроклин-пертитовых гранитов, которые отделены от метасоматитов горизонтом глаукофан-слюдистых сланцев. Выделяется две зоны метасоматитов: восточная и западная. Первая развита вдоль висячего бока гранитной залежи, вторая - вдоль лежащего. Эти зоны хорошо выдерживаются с поверхности и на глубине, а на юге они соединяются в единое поле. Метасоматиты

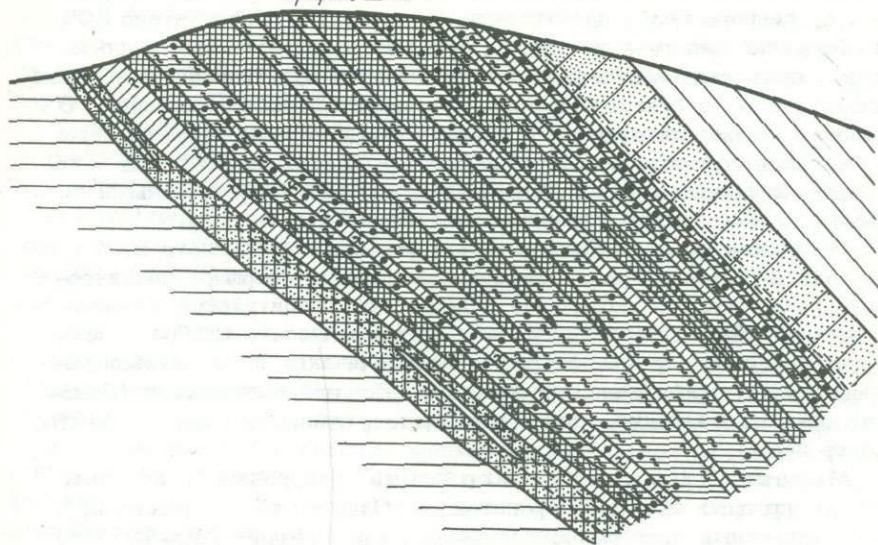




Фиг. 5. Схема геологического строения поля полярноуральских метасоматитов первого структурного типа (Апельцин и др., 1967)

1 - порфиритоиды и слюдисто-эпидот-амфиболовые сланцы; 2 - слюдисто-хлоритовые сланцы; 3 - тонкозернистые эпидот-амфиболово-сланцевые сланцы; 4 - микроклиновые альбититы (по гранитизированным сланцам); 5 - кварцево-сланцевые альбититы (обычно с гастингситом) по гранито-гнейсам; 6 - плагиогранито-гнейсы; 7 - плагиогранито-гнейсы; 8 - поля порфиробластической гранитизации (фельдшпатизации) сланцев; 9 - поля порфиробластической альбитизации сланцев; 10 - зоны повышенных содержаний железо-натровых амфиболов; 11 - гранитоподобные метасоматиты с повышенным содержанием флюорита; 12 - тектонические нарушения





Фиг. 6. Схема геологического строения поля полярноуральских метасоматитов второго структурного типа (Апельцин и др. 1967)

1 - кварцевые альбититы; 2 - микроклиновые альбититы; 3 - микроклин-альбитовые граниты, 4. - альбит-кварцевые гранито-гнейсы; 5 - микроклин-пертитовые граниты, 6 - плагиогранито-гнейсы; 7 - хлоритово-слоистые сланцы, 8 - эпидотово-слоистые сланцы, 9 - амфиболово-слоистые сланцы, 10 - зоны роксеновые фениты, 8 - серпентиниты, 9 - вмещающие гнейсы, амфиболиты, кварциты эгиринизации в гранитах и альбититах; 11 - зоны развития железо-натриевых амфиболов в сланцах, 12 - метасоматиты с повышенным содержанием флюорита, 13 - порфиробластическая альбитизация сланцев, 14 - предполагаемое послерудное тектоническое нарушение.

восточной и западной зон разделены между собой полосой гранитных пород и вмещающих сланцев мощностью от 5-10 до 60 м и более.

В поле метасоматитов преобладают микроклиновые и эгирин-микроклиновые альбититы, существенно кварцевые (безмикроклиновые) альбититы, а также эгирин- и гастингситсодержащие разности последних. Среди всех типов развиты узкие зоны, обогащенные (1-4%) флюоритом. Более 50% объема поля занимают микроклиновые, эгирин-микроклиновые и флюорит-микроклиновые разности альбититов; около 30% - кварцевые альбититы и их разности, обогащенные эгирином и флюоритом.

Для первой группы метасоматитов при преобладающем альбите характерно повышенное содержание порфиробластического решетча-

того микроклина (>20%), для второй — при почти полном отсутствии последнего резко повышенное содержание альбита (около 50%) и обогащение кварцем и слюдой. При этом микроклиновые альбититы образуются в основном по гранитам, а существенно кварцевые альбититы — по гранито-гнейсам и гранитизированным сланцам. В целом поле метасоматитов, а также каждая их зона представлены чередующимися полосами апогранитных и апосланцевых пород с постепенными переходами с первичными породами и остаточными блоками сланцев, широко развитыми в северной части поля.

Отличительными особенностями метасоматитов данного поля являются: 1) широкое развитие микроклинизации (порфиروبластического решетчатого микроклина) и лейстовой альбитизации с сопутствующей обильной эгиринизацией, 2) относительно слабое проявление процессов кремне-фторного выщелачивания и 3) интенсивное проявление гидротермальных кремне-карбонатных процессов (гематит, хлориты, кальцит, анкерит, халцедон, стильпномелан, сульфиды, ортит и др.).

Метасоматиты третьего типа приурочены к краевым частям крупных массивов гранитоидов. Один из таких массивов, представленный мощным согласным пологопадающим (30-40° ЮВ) межпластовым телом, залегает вдоль крыла поперечной структуры. Его контакты извилисты, не строго параллельны и повторяют флексуорообразные изгибы нижней, обогащенной вулканогенными образованиями, части няровейской свиты. Массив сложен микроклин-пертитовыми гранитами и гранито-гнейсами. Контактные зоны его, в отличие от внутренних фаций, характеризуются большей мелкозернистостью, гематизацией, придающей гранитам красноватую окраску, широким развитием позднего альбита и решетчатого беспертитового микроклина, а также текстурными признаками, свойственными вмещающим породам (микроскладчатость, плейчатость и др.). В краевых зонах массива сосредоточено большое количество протяженных полос и блоков вмещающих эпидот-амфиболово-слюдистых сланцев и амфиболитов, преобразованных в метасоматиты.

Наиболее крупное поле метасоматитов приурочено к одному из флексуорообразных изгибов гранитного массива и залегает вдоль его лежачего контакта. Оно локализовано параллельно контакту и представлено полосами апосланцевых и апогранитных метасоматитов. В экзоконтакте поля примерно в 1 км расположена свита кварцево-молибденитовых жил и прожилков. Другие поля менее интенсивного метасоматоза находятся в висячем эндоконтакте массива.

Поле метасоматитов лежачего эндоконтакта массива имеет крайне неоднородное строение (фиг. 7). Оно состоит из чередующихся невыдержанных линзовидных тел и полос щелочных метасоматитов разнообразного состава, перемежающихся с прослоями измененных гранитоидов и останцами метаморфических пород. Вся эта слоистая зона залегает параллельно контакту, повторяя многие пликативные элементы структуры вмещающей толщи. Метасоматиты представлены микроклиновыми и существенно слюдисто-кварцевыми разности-

ми альбититов, постепенно переходящими в альбит-слюдисто-кварцевые и альбит-микроклиновые гранито-гнейсы. Альбитизированные гранито-гнейсы вблизи тел метасоматитов и по удалению от контакта внутрь массива постепенно переходят в неизменные микроклипертитовые граниты и гранито-гнейсы.

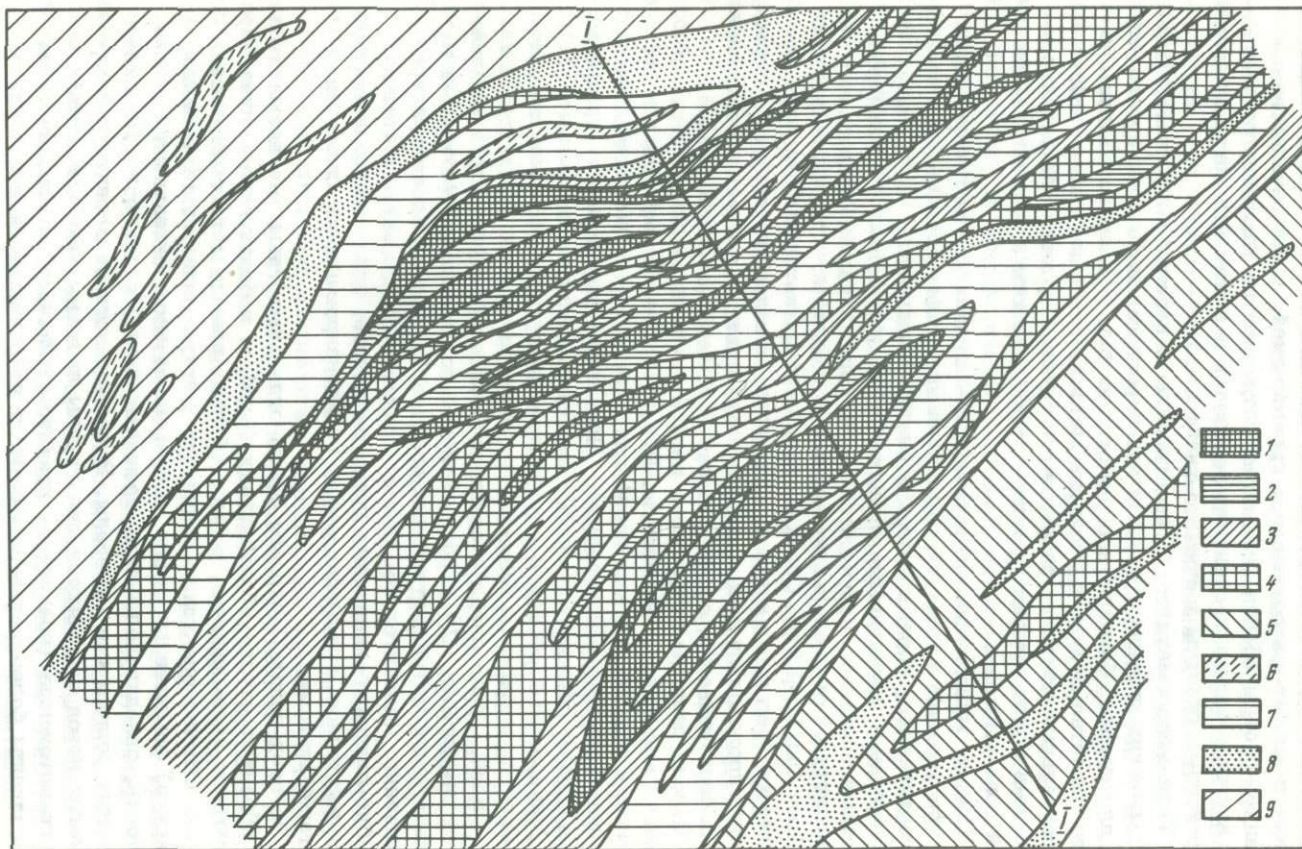
Тела метасоматитов по простиранию и падению на разных гипсометрических уровнях контактируют с разными породами, срезая их по плоскостям, близким контактам массива. Последнее обстоятельство свидетельствует о развитии метасоматоза по сложной системе параллельных контакту разрывов, которые, вероятно, являются опережающими более крупного разлома, наблюдаемого в южной окаймляющей зоне массива.

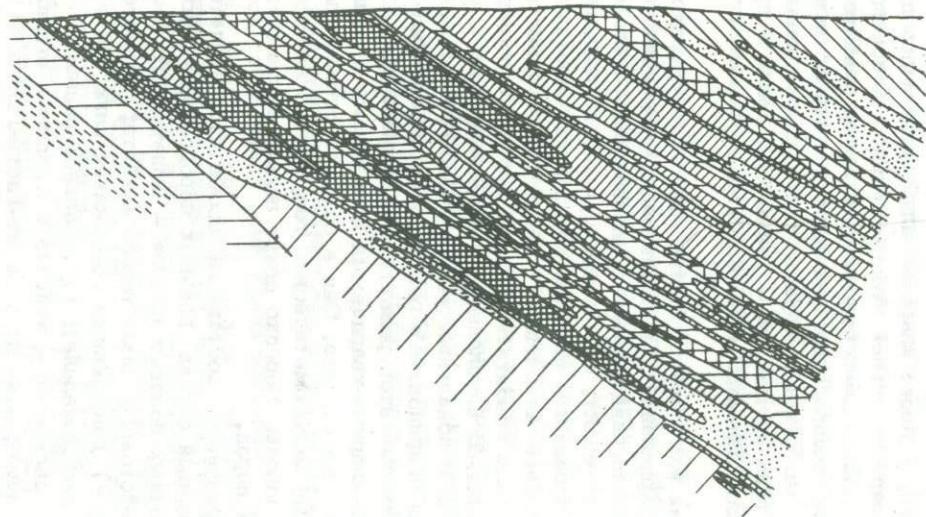
Полосы микроклиновых и слюдино-кварцевых альбититов обычно по простиранию и падению имеют невыдержанную мощность, нередко разветвляются, пережимаются и вновь соединяются. Их границы, постепенные с измененными гранито-гнейсами и четкие с метаморфическими сланцами, нарушаются мелкой изоклинальной складчатостью с амплитудой от нескольких сантиметров (плойчатость) до нескольких метров (до 10-15 м). Сплошность мелких пликативных структур нарушается трещинами кливажа и вторичной сландеватостью, по которым иногда происходили небольшие сбросово-сдвиговые перемещения с зонами брекчирования, сцементированными карбонатами и кварцем.

В поле развиты примерно в равной степени микроклиновые и слюдино-кварцевые альбититы. При этом слюдино-кварцевые их различия обычно слагают периферические зоны тел метасоматитов, а микроклиновые — центральные. При менее интенсивном процессе те и другие образуют разрозненные самостоятельные тела.

Минеральный состав и текстурно-структурные особенности метасоматитов этого поля близки к таковым из других структурных типов полей. Среди специфических особенностей данного поля отмечаются следующие: 1) слабое развитие поздних кварц-флюорит-цинвальдитовых метасоматических пород и 2) более широкое распространение (значительно более широкое чем метасоматиты) альбит-слюдисто-кварцевых гранито-гнейсов, занимающих по составу промежуточное положение между гранитизированными сланцами и метасоматитами.

Во всех полях Полярного Урала отдельные типы метасоматитов не образуют строго обособленных фаций, а в большинстве случаев включают незамещенные реликты более ранних метасоматических пород. Обычно они также сохраняют многие реликты (особенно текстур) замещенных пород, в том числе микроскладчатость, пойчатость, складки волочения, трещинки скола, кливажа и т.п. и отдельные реликтовые минералы. В зависимости от характера замещаемых пород выделяются две группы щелочных метасоматитов: апогранитоидные (гранитные, гранито-гнейсовые) и апосланцевые. Эти группы более четко различаются по реликтовым текстурам и минералам на начальных стадиях метасоматоза, когда процессы преобразования первичных пород еще недостаточно интенсивны.





Фиг. 7. Схема геологического строения поля Полярно-Уральских метасоматитов третьего структурного типа (Апельцин и др., 1967)

1 - микроклиновые альбититы, 2 - кварцевые альбититы, 3 - альбит-микроклиновые гранито-гнейсы, 4 - альбит-кварцевослюдистые гранито-гнейсы, 5 - микроклин-пертитовые граниты (внутренней фации массива), 6 - плагиогранито-гнейсы, 7 - существенно слюдяные сланцы, 8 - эпидот-амфиболово-слюдистые сланцы, 9 слюдистые амфиболиты

Для апогранито-гнейсовых метасоматитов свойственна гнейсовидность, неравномерно-плотчатое распределение первичных минералов (слюд и др.), замещенных пород, наличие мелких складок, флексур и т.п. и присутствие реликтовых минералов: микроклипертита, серицитизированного плагиоклаза, мусковитизированных и фенгитизированных слюд типа мероксена, хлорита, эпидот-цоизита, кальцита, сфена, граната пироп-альмандинового ряда, актинолита-тремолита, силиманита, дистена и др. Эти метасоматиты, в отличие от апосланцевых, более обогащены щелочами, в том числе и редкими щелочами (особенно литием и цезием) и обеднены фемическими элементами (железо, марганец), содержат в своем составе больше полевых шпатов (альбита, микроклина) и меньше слюд.

Апосланцевые метасоматиты содержат реликтовую сланцеватость, реликтовые останцы незначительно измененных зеленокаменных пород и парасланцев, наряду с сильно измененными эпидотовыми и амфиболовыми слюдитами, а также кварцево-альбитовыми породами — продуктами изменения начальной стадии сланцев. Кварцево-альбитовые породы с изометрично-порфиробластическим альбитом и реликтовыми минералами гранитизации или более позднего метаморфизма; мусковитом, минералами группы эпидота, различными хлоритами, амфиболами типа актинолита — тремолита, сфена и других развиты только в апосланцевых метасоматитах и являются типоморфными для них.

При широком развитии метасоматических процессов (микроклинизации, альбитизации, окварцевания и флюоритизации), отмеченные выше признаки различия апогранитоидных и апосланцевых метасоматитов стусеиваются и исчезают, состав метасоматитов выравнивается. По тем и другим первичным породам образуются однотипные метасоматиты: микроклиновые альбититы → кварцево-слюдяные альбититы → флюорит-кварцевые альбититы с одной и той же последовательностью формирования. В апосланцевых метасоматитах, в отличие от апогранитоидных в локальных участках (обычно вдоль открытых трещин) развиты эгириновые и рибекитовые альбититы. В той и другой группе метасоматитов развита прожилковая серия, представленная карбонат-хлорито-кварцевыми прожилками и минерализованными зонами того же состава. Они в большей степени распространены за пределами метасоматических тел, далеко выходя за пределы во вмещающие породы. Нередко секут полосчатость метасоматитов и вмещающих пород.

Особенностями минерального состава метасоматитов является в первую очередь своеобразный состав главных породообразующих минералов; а) обилие щелочных полевых шпатов — решетчатого беспертитового микроклина, лейстового шахматного альбита; б) постоянное присутствие кварца; в) повышенные содержания слюд (фенгита, ферримусковита, иногда лепидомелана); г) локальное развитие щелочных железо-натровых силикатов — эгирина и щелочных амфиболов переменного состава от глаукофана до рибекит-гастингсита; д) повышенные количества минералов первичных пород: гранитизирован-

ных зеленокаменных сланцев, гранито-гнейсов и гранитов (эпидот-цоизита, хлоритов, гранатов, щелочных амфиболов, сфена и др.);

Кроме того, в них постоянно присутствует флюорит с образованием флюоритизированных разновидностей микроклиновых и альбитовых метасоматитов, в которых этот минерал приобретает роль породообразующего минерала, и отмечается значительное накопление своеобразного комплекса редкометаллических тантал-ниобиевых (группы пироклора, колумбит), редкоземельно-тантал-ниобиевых (фергюсонит, самарскит), циркониевых (малакон, циртолит), редко аксессуарных бериллиевых (гадолинит) минералов.

В прожилковой серии этих метасоматитов совместно с кварцем — халцедоном, и карбонатами (кальцит, анкерит, доломит) развиты сульфиды (галенит, сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит, молибденит), железистые хлориты, стильномелан, ортит, чевкинит и фторкарбонаты редких земель.

Щелочные метасоматиты Полярного Урала обогащены двумя группами редких и рудных элементов: ювенильными, свойственными для редкометаллических магматических (особенно метасоматических) щелочных комплексов и коровыми элементами, характерными для щелочных пород щелочно-гранитоидной формации. Типоморфные подкоровые элементы (Ti, V, Co, Ni и др.) находятся в метасоматитах в значительно более низких количествах, чем даже в обычных гранитах.

Редкометаллическая аксессуарная минерализация в метасоматитах представлена малаконом, тантало-ниобатами (фергюсонит, колумбит, минералы группы пироклора), ферриторитом и касситеритом. Малакон присутствует во всех разновидностях метасоматитов примерно в равном количестве; колумбит и касситерит типоморфны для зон флюоритизации, богатых кварцем; фергюсонит и минералы группы пироклора относительно преобладают среди микроклиновых и кварцево-слюдистых разновидностей альбититов, бедных поздним кварцево-флюоритовым замещающим агрегатом. Тантал-ниобиевая минерализация локализуется в продуктах двух стадий процесса: на границе процессов микроклинизации — альбитизации и альбитизации — окварцевания.

МЕТАСОМАТИТЫ ТАГИЛЬСКО-МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА

В этой структурной зоне Урала щелочные редкометаллические метасоматиты, наряду с другими метасоматическими щелочными породами (фенитами, лествиваритами), контролируются зоной (протяженность несколько километров) субмеридиональных разломов, проходящих в породах зеленокаменной полосы силура — нижнего девона южной суженной части Тагильского мегаинклинория и в серпентинитовых массивах раннекаледонского и герцинского тектоно-магматических циклов (Широкова, 1961). Они локализованы вблизи (0,2—0,5 км) миаскитовых комплексов Вишневых-Ильменских гор и образовались в результате метасоматической переработки (микрокли-

низации, альбитизации и карбонатизации) рассланцованных первичных пород. Наиболее крупным и лучше исследованным является Сугомакское поле метасоматитов. Оно изучалось геологами Уральского геологического управления, Гиредмета (Кажановым С.И., Ионой Т.Н., Таланцевым А.С., Зив Е.Ф. и др.), а также нами.

Сугомакское поле щелочных метасоматитов, находящееся в 0,5 км к западу от Увильдинской щелочной полосы, приурочено к пластообразному останцу гнейсов амфиболитов и мраморов невыясненного возраста (возможно, докембрийского), разделяющему крупный Егозино-Сугомакский серпентинитовый массив на две части — покрывающую и подстилающую. Массив, соединяющийся на глубине (данные геофизики) в единое тело, сложен в основном апопироксенитовыми серпентинитами. Он разделяет толщу зеленокаменных пород на две полосы — западную и восточную. Западная полоса, по данным А.С. Таланцева, является кровлей серпентинитового массива, восточная — его подошвой. Породы западной полосы, претерпевшие зеленокаменную фацию метаморфизма, представлены разнообразными, в том числе и апоэффузивными, сланцами. Породы восточной полосы с амфиболитовой фацией метаморфизма состоят преимущественно из апопорфиритовых амфиболитов с подчиненным развитием биотитовых сланцев, кварцитов и мраморов.

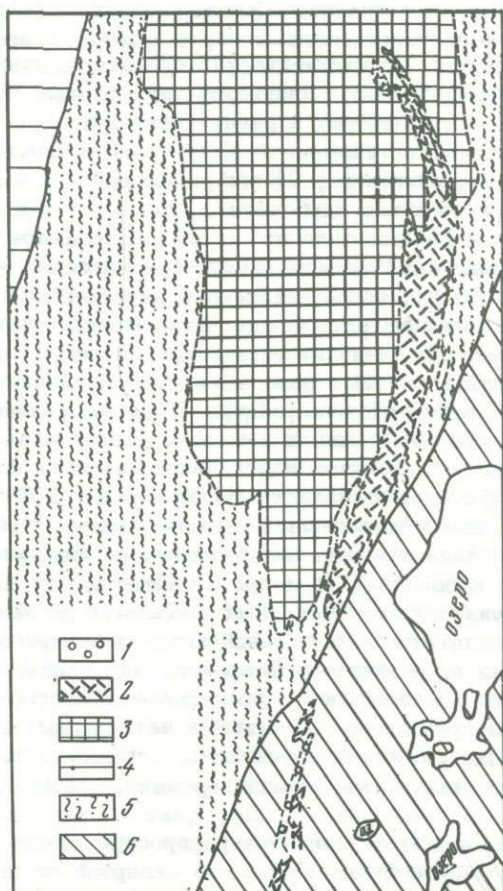
Гранито-гнейсовый останец до 250–700 м ширины и до 7 км протяженности почти полностью фенитизирован. Переходы между гранито-гнейсами и фенитами постепенные. Наиболее развиты биотитовые фениты; пироксеновые и амфиболовые разновидности последних образуют маломощные полосы среди биотитовых фенитов. В приконтактовых зонах фениты содержат в большом количестве ксенолиты серпентинитов, реликты гнейсов и сланцев. На контакте фенитов с серпентинитами развит ореол реакционных тальк-тремолитовых и тальк-хлоритовых пород мощностью до 3–10, редко 75 м (фиг. 8).

Среди гнейсов и фенитов широко представлены аплиты, аплит-пегматиты. Аплиты образуют густую штокверковую сеть мелких инъекций сложной конфигурации, группирующихся в довольно крупные (до 10–20 м) и протяженные (сотни метров) меридиональные зоны; реже присутствуют отдельные изолированные дайки. Размер отдельных тел аплитовых пород варьирует в широких пределах: мощность от нескольких сантиметров до 4–7 м, протяженность от нескольких десятков до первых сотен метров. Аплиты по составу варьируют от обычных аплитов гранитного ряда до щелочных микросиенитов. Кварцсодержащие разности аплитов характерны для гнейсов, незатронутых процессами фенитизации, и являются первичными гранитными породами гнейсовых толщ. Аплитовые породы сиенитового состава образуются в процессе фенитизации предыдущих аплитов.

Аплит-пегматиты слагают немногочисленные мелкие тела фенитизированных гранитных пегматитов плагиоклаз-микроклинового состава с биотитом и редкоземельными минералами (эксенитом, ортитом и др.). Они имеют локальное распространение. Размеры

их варьируют от мелких пегматоидных прожилков до жил в 2–3 м мощности и сотни метров протяженности.

Аплиты, аплит–пегматиты и фениты интенсивно микроклинизированы, альбитизированы и локально окварцованы. В результате образуются метасоматические тела сложной формы и генезиса, при этом отдельные представители этих пород, имеющие форму даек, мелких штоков, штокверков, группируются в метасоматические зоны северо–западного простирания. Метасоматиты развиты в двух структурных зонах: внутри тела фенитов и вдоль контакта последних



Фиг. 8. Схема геологического строения Сугомакского поля метасоматитов (по В.С. Красулину)

1 – миаскиты, 2 – фениты (биотитовые, пироксеновые, амфиболовые), 3 – серпентиниты, 4 – метаморфические породы свиты М (гнейсы, сланцы, кварциты), 5 – вулканогенный комплекс (амфиболиты, сланцы и др.), 6 – гранито–гнейсы ильменогорского комплекса

с покрывающими серпентинитами. Наиболее распространен и изучен первый тип метасоматитов, образующих несколько участков в субмеридиональных зонах трещиноватости фенитов, мощностью в первые десятки метров и протяженностью до сотен метров. Наиболее широко апофенитовые метасоматиты развиты в северной части фенитового тела. Метасоматические зоны обычно состоят из множества мелких прожилков и жил штокверкового типа и имеют сложный сетчатый облик. Они развиваются по трем типам фенитов (пироксеновым, амфиболовым, биотитовым). Среди метасоматических образований развиты как представители с преимущественным развитием одного метасоматического процесса (микроклиниты, альбититы, слюдиты), так и сложнзамещенные тела, в которых происходит наложение нескольких метасоматических процессов (сложнзамещенные аплиты, аплит-пегматиты, пироксен-амфиболовые породы и др.). Те и другие развиты примерно в равной степени.

Нами выделены пять типов метасоматитов: 1) слюдиты, эгири-ниты, щелочные амфиболититы; 2) микроклиниты, 3) альбититы, 4) слюдиты и доломитовые карбонатиты, 5) баритовые прожилки.

Меланократовые метасоматические породы являются наиболее ранними образованиями. Слюдиты имеют сравнительно небольшое распространение. Они развиты локально в юго-западной и северо-западной частях поля. На юго-западе прожилковое ослюденение идет по зальбандам тел сиенит-аплитов, аплитов, аплит-пегматитов (иногда слюдиты секут аплитовые породы) и тектонически ослабленным согласным зонам в биотитовых фенитах. Тонкочешуйчатые слюдиты образуют многочисленные жилки и штокверковые зоны в участках тонкой трещиноватости фенитов и отличаются малой мощностью (до 1-3 м). Они редко прослеживаются более чем на 100 м по простиранию. Пироксен-амфиболовые (арфведсонитовые и эгирин-диопсидовые) породы представлены как одиночными жилками до 0,3-0,4 м мощности и до 50-100 м протяженности, так и штокверковыми зонами маломощных сближенных прожилков до 4 м мощности и 150 м и более протяженности. Они развиты в пироксеновых и амфиболовых фенитах и аплитах. В аплитах пироксен-амфиболовые образования обычно маломощны и представлены в основном разрозненными тонкими прожилками, имеющими четковидные раздувы и пережимы. Нередко секут сиенит-аплиты. Слюдиты и пироксен-амфиболовые породы часто микроклинизируются, реже альбитизируются.

Микроклиниты являются наиболее распространенной разновидностью метасоматитов. Они особенно обильны в северной части поля фенитов, отдельные тела встречаются в серпентинитах и тальк-тремолитовых, тальк-хлоритовых породах реакционных кайм. В двух последних породах микроклиниты сопровождаются периферическими зонами хлоритизации. Обычно микроклинитизация развивается по фенитам, сиенит-аплитам, слюдитам и пироксен-амфиболовым породам, образуя микроклинитизированные разновидности этих пород. Широко представлены также самостоятельные тела микроклинитов. Они образуют

как отдельные прожилки мясокрасного мелкозернистого полевошпатового агрегата, так и значительно чаще сетчатые штокверковые зоны этих прожилков в разнообразных породах. Мощность штокверковых зон до 2–5 м, протяженность до 300 м. Отдельные прожилки микроклинитов секут разнообразные породы, вплоть до пироксен-амфиболовых прожилков. Полевошпатовый агрегат представлен либо мономинеральным микроклином, либо микроклином и альбитом, с преобладанием первого.

Альбититы пользуются меньшим распространением, чем микроклиниты. Развиты они преимущественно в северной части участка, где образуют меридиональные жильные дайкообразные тела мощностью до 0,5–1 м и протяженностью до 30–70 м. Альбититы замещают и секут разнообразные породы: фениты, сиенит-аплиты, пегматит-аплиты, реже амфиболиты, гнейсы, микроклиниты и др. При контактовых участках секущих тел альбититов сложены обычно аплитовидным агрегатом. Особенно широко альбититы развиты по сиенит-аплитам и по периферии полосы фенитов в зоне контактов их с серпентинитами. Довольно часто среди альбититов выделяются кварцевые разновидности, состоящие из мелкозернистого кварц-альбитового агрегата. Более широко представлено окварцевание фенитов и метасоматитов. Оно приурочено к участкам катаклаза этих пород.

Доломитовые карбонатиты, рассматриваемые Н.В. Свяжиным (1966) как третья наиболее поздняя стадия постмагматической карбонатизации миаскитового комплекса Вишневых гор, имеют ограниченное распространение в южной части Сугомакского массива. Они слагают в змеевиках крутопадающую жилу мощностью до 4 м и протяженностью до 100 м, залегающую согласно с зоной рассланцевания в змеевиках северо-западного (почти меридионального) простиранья. Змеевики в зоне контакта доломитизированы, обогащены актинолитом, хлоритом и пронизаны мелкими доломитовыми апофизами. Выделяется два типа карбоната – крупнозернистый (до 1 см) и мелкозернистый. Крупнозернистый доломит в ассоциации с магнетитом и ильменитом более ранний. Он выполняет главную часть жилы. Мелкозернистый доломит с акцессорным цирконом развивается по крупнозернистому в призальбандовых участках жилы.

Частично с карбонатизацией идет процесс ослюденения серпентинитов, фенитов и зеленокаменных вмещающих пород. В отличие от более ранних слюдитов, эти слюдиты представлены более крупными субмеридиональными зонами, крупнолистоватыми разностями биотита и наличием тех или иных количеств кальцита, обычно выщелоченного с поверхности. Такие слюдиты не подвержены процессам микроклинизации и альбитизации.

Из более поздних образований представлены баритовые прожилки, имеющие подчиненное развитие среди метасоматитов. Они развиты только на одном участке метасоматитов из шести. Обычно это серии мелких прожилков, реже – штокверковые меридиональные зоны до 2 м мощности и 100–150 м протяженности. В последнем случае наблюдается тонкое пропитывание баритом пород более ранних мине-

ральных ассоциаций с образованием метасоматических пород брекчированных и тонкополосчатых текстуру. Отдельные прожилки барита секут слюдиты. Барит белый, слегка желтоватой и розоватой окраски представлен разнообразно: радиально-лучистыми скоплениями крупных кристаллов, тонкопластинчатыми выделениями, комковидными мелкозернистыми непрозрачными скоплениями и прозрачными игольчатыми агрегатами. Необычна ассоциация барита с пироксеном и пиритом.

Минеральный состав метасоматитов Сугомакского поля насчитывает около 50 минералов. Главными породообразующими являются: беспертитовый микроклин, зернистый альбит, биотит, эгириндиопсид, эгирин, гастингсит-арфведсонит, кварц, доломит, барит. Типоморфные акцессорные минералы представлены сфеном, ильменитом, апатитом, магнетитом, минералами группы торита, церитом флюоритом и сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит).

С метасоматитами связано три типа минерализации: церит-монацит-торитовая с максимальной локализацией в микроклинитах, апатитовая — в слюдитах процесса карбонатизации и магнетит-ильменитовая — в доломитовых крупнозернистых карбонатитах.

Большинство уральских геологов Сугомакский щелочной комплекс фенитов и щелочных послемагматических метасоматитов генетически связывают с позднепалеозойским миаскитовым магматизмом Урала, хотя некоторые исследователи (А.С.Таланцев) считают целесообразным выделение в Уральском регионе особой щелочной формации, свойственной зеленокаменной полосе Урала. Нам кажется, что имеющиеся факты в большей степени свидетельствуют в пользу первой точки зрения. В частности, наблюдается тождественность фенитов (биотитовых, пироксеновых, амфиболовых) Сугомакского комплекса с подобными породами Вишневых-Ильменских гор и развитие их здесь в виде субмеридионального пластового тела, параллельного протяженности миаскитовой полосы. Апофенитовые метасоматиты Сугомакского комплекса, представленные в основном микроклинитами и породами промежуточного микроклин-альбитового состава по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу близки к таковым Вишневых-Ильменских гор, с той лишь разницей, что в последних не в такой степени развиты чисто микроклиновые породы. Однако тенденция образования чисто микроклиновых пород по сиенитам и фенитам остается и для Вишневых-Ильменских гор. Главный аргумент А.С. Таланцева для отнесения этого комплекса в особую щелочную формацию — акцессорный редкоземельный тип минерализации и обогащение метасоматитов баритом не является достаточным, так как и для микроклинов Вишневых-Ильменских гор типоморфна подобная минерализация, а баритом обогащаются здесь также породы фенитового ореола, образуя мономинеральные прожилки и жилы. Кроме того, доломитовые карбонатиты (Свяжин, 1966) имеют близкий абсолютный возраст (275 ± 22 млн. лет) с кальцитовыми карбонатитами Вишневых гор (287 ± 20 млн. лет) и тождественный состав РЗЭ в монаците, свойственный щелочным комплексам.

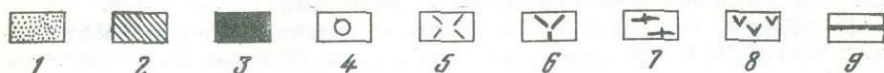
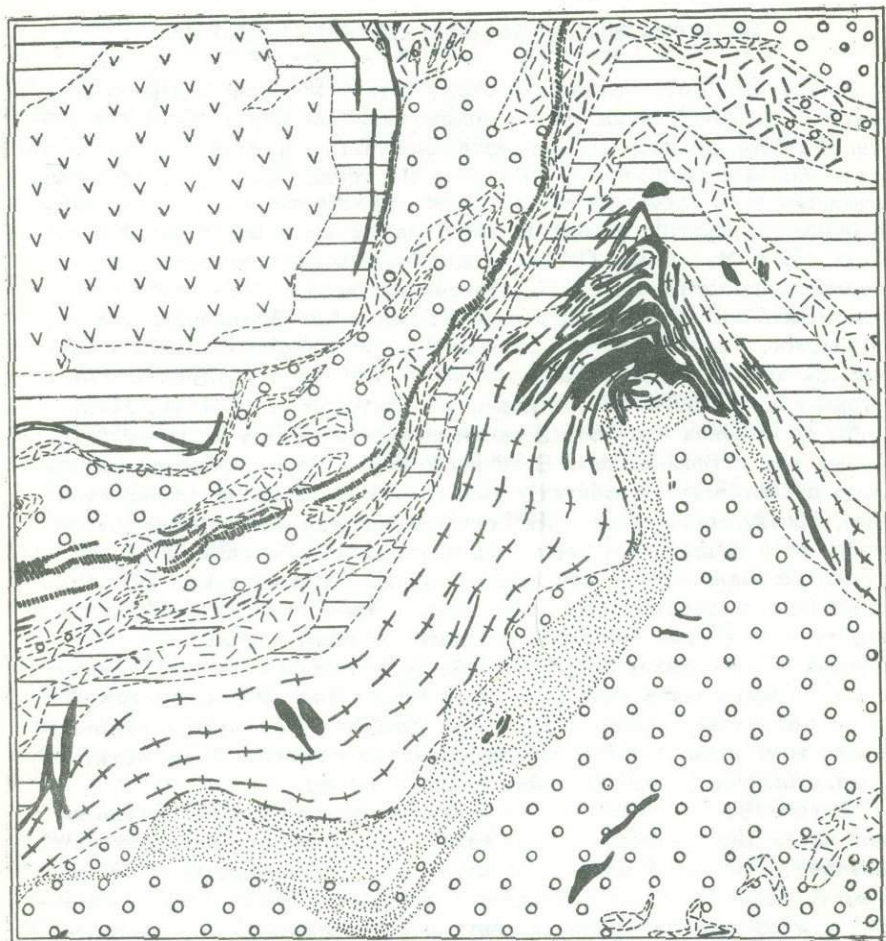
МЕТАСОМАТИТЫ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Щелочные метасоматиты в этой структурной зоне Урала более широко распространены, чем в вышеописанных зонах. Если для метасоматитов предыдущих зон устанавливается проблематичная связь с щелочными интрузиями, то в зоне Восточно-Уральского поднятия метасоматиты пространственно и генетически тяготеют к участкам проявления щелочного миаскитового магматизма Вишневых-Ильменских гор и Мугоджар. Особенно широко они представлены в позднепалеозойских щелочных комплексах Вишневых-Ильменских гор, где можно выделить четыре поля их развития: Вишневогорское, Потанинское, Увильдинское и Ильменогорское. Указанные поля отличаются интенсивностью развития метасоматоза и различным структурным положением относительно миаскитовых интрузивов. Масштабы проявления этих образований падают с севера на юг — от Вишневых гор к Ильменским. Если в Вишневых горах постоянно и широко представлены альбититы, слюдиты и кальцититы, образуя мощные, протяженные зоны и многочисленные жилы- и прожилковидные тела, то в Ильменских горах они встречаются локально в виде прерывистых маломощных зон и разрозненных жилообразных тел. При этом поля метасоматитов приурочены к трем структурным зонам: внутренним частям массивов миаскитов, зонам контактов их с фенитами и фенитовому ореолу. Наиболее интенсивно щелочной метасоматоз проявлен в эндо- и экзоконтактах миаскитовых интрузий.

В Бурсуксайском поле Мугоджар альбититы развиты в основном вдоль контактов жильных тел нефелиновых сиенитов и пегматитов, локализованных в экзоконтакте щелочного массива.

Вишневогорское поле, приуроченное к северной апикальной части Центрального миаскитового массива Вишневых гор (фиг. 9), изучено лучше всех полей. Геологией этого поля долгие годы систематически занимались геологи Уральского геологического управления и сотрудники уральских научно-исследовательских учреждений (М.Г. Исаков, Н.В. Сажин, И.Н. Славинский, Н.Г. Климов, Н.Ф. Антонов, М.В. Водопьянов и многие другие), а также работники МГРИ (П.В. Калинин, Б.М. Роненсон, Е.С. Ильменев, Е.А. Станкеев) и группа сотрудников ИМГРЭ (А.А. Ганзеев, А.Ф. Ефимов, А.Г. Жабин, Г.Н. Мухитдинов) под руководством автора. Отдельные вопросы геологии щелочных метасоматитов Вишневых гор освещались в статьях М.Г. Исакова (1956), Н.В. Свяжина, М.Г. Исакова (1956), Н.В. Свяжина (1966), Е.С. Ильменева (1958), Г.Н. Мухитдинова (1958), А.Г. Жабина (1959), А.Г. Жабина и Н.С. Самсоновой (1962), Б.М. Роненсона (1959, 1966), Е.А. Станкеева (1962, 1964) и др. Наиболее полно и всесторонне (геология, минералогия, геохимия) они охарактеризованы в монографии автора с сотрудниками (Еськова, Жабин, Мухитдинов, 1964).

Метасоматиты, представленные здесь разнообразными альбититами, слюдитами, кальцитовыми породами и прожилковой серией



Фиг. 9. Схема геологического строения Вишневогорского поля метасоматитов (по Н.Г. Климову и Б.М. Роненсону)

1 - приконтактная зона интенсивно карбонатизированных и альбитизированных пород, 2 - штокверковые зоны альбитизированных перекристаллизованных миаскитов и сиенитов, альбититов, слюдитов и кальцитов, 3 - альбитизированные миаскитовые и фенитизированные гранитные пегматиты, 4 - миаскиты, 5 - эндоконтактные биотитовые сиениты, 6 - двуслодные сиениты, 7 - пироксеновые фениты; 8 - серпентиниты, 9 - вмещающие гнейсы, амфиболиты, кварциты

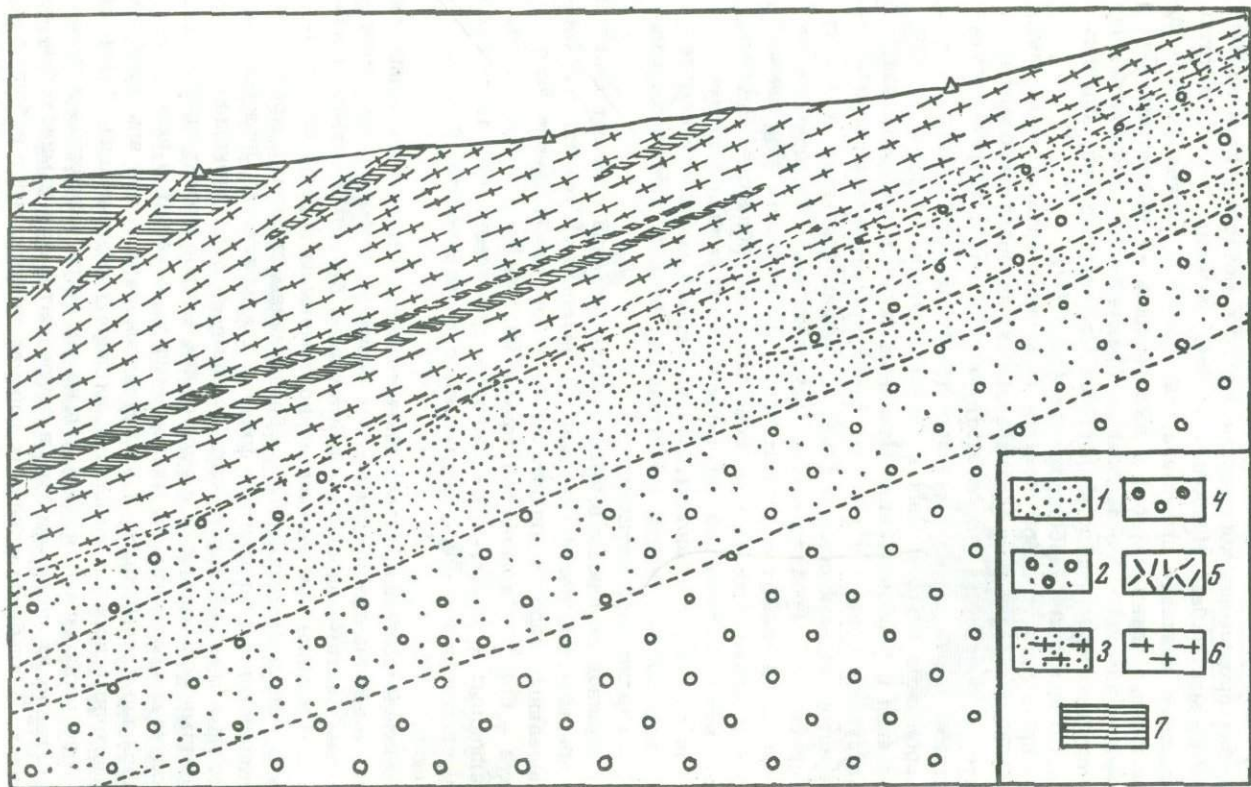
гидротермалитов, особенно обильны в зонах контактов (эндо- и экзо) миаскитов с фенитами и в фенитовом ореоле.

В первом случае они развиты в восточной и западной зонах контактов, где проявления послемагматических метасоматитов самые крупные по масштабам. Наиболее типичны щелочные метасоматиты для западного контакта интрузива, где имеется мощная (многие десятки и первые сотни метров) и выдержанная на километры зона чрезвычайно интенсивного дробления, брекчирования, милонитизации пород, глубоко измененных процессами микроклинизации, альбитизации и последующей карбонатизации (фиг. 10).

Зона представляет собой сложное сочетание катаклазированных, микроклинизированных, альбитизированных, карбонатизированных миаскитов и фенитов, а также биотит-кальцитовых, эгирин-авгит-кальцитовых пород и их брекчиевых аналогов. Преобладают продукты процессов альбитизации и карбонатизации. Ввиду того, что альбитизация и карбонатизация щелочных пород в пределах зоны контролируются одними и теми же структурными элементами — контактом интрузии миаскитов и фенитов, субпараллельным контакту зона дробления, брекчирования, милонитизации, сланцеватостью и полосчатостью самих щелочных пород, то в данном участке произошло наложение этих двух разновозрастных процессов. Процесс глубокой метасоматической переработки зоны совпал с двумя максимумами дробления и милонитизации. Первый максимум соответствовал начальным стадиям альбитизации, второй, наиболее интенсивный — стадии карбонатизации.

Микроклиновые породы в эндоконтакте массива слагают маломощные и прерывистые периферические (фронтальные) участки зон альбитизированных пород и альбититов, а в фенитовом ореоле экзоконтакта — большое количество тонких (0,2–0,5 см) сближенных микроклиновых и альбит-микроклиновых прожилков, группирующихся в субмеридиональные зоны, согласные с полосчатостью фенитов, прожилков.

Альбититы особенно широко представлены в виде проявлений площадной альбитизации и прожилковой серии. В первом случае мелкозернистым биотит-микроклин-альбитовым и биотит-альбитовым замещающим комплексом неравномерно замещены породы как эндоконтакта, так и экзоконтакта с образованием сплошных мощных зон альбитизированных миаскитов, фенитов и альбититов. Прожилковые альбититы в зоне образуют жилобразные тела до нескольких десятков сантиметров мощности и нескольких метров протяженности, в ряде случаев состоящие из многократно чередующихся полос минеральных альбититов и альбитизированных в той или иной степени щелочных пород с участками их перекристаллизации. Такие тела обычно располагаются параллельно контакту миаскитов и фенитов, согласно их полосчатости, и встречаются как в миаскитах, так и фенитах. В альбитизированных породах присутствуют небольшие зонки брекчирования и милонитизации, в которых обломки и минералы миаскитов и фенитов сцементированы мелкозернистым биотит-



альбитовым агрегатом. Альбитовые породы занимают промежуточное положение между калишпатовыми и карбонатными породами и являются вмещающей канвой для развития процесса карбонатизации.

Силикатно-кальцитовые породы составляют в среднем 20–25% и более от общего объема пород контактовой зоны. Специфику последней составляют широко представленные в ней брекчиевые и милонитовые породы с биотит-кальцитовым и эгириин-авгит-кальцитовым цементом. Эти породы слагают либо довольно мощную (до 10–15 м) зону непосредственно на контакте альбитизированных миаскитов и фенитов, либо ряд (иногда до десятка) более мелких зон (3–5 м) субпараллельных контакту в эндо- и экзоконтактных участках щелочного массива. В первом случае развиты породы с биотит-кальцитовым цементом, во втором – с биотит-кальцитовым в миаскитах и пироксен-кальцитовым – в фенитах. Соотношения главных минералов в цементе варьирует в широких пределах – от мономинерального слюдитового, реже пироксенового до мономинерального кальцитового с неравномерным распределением и взаимными переходами; преобладает цемент с 10–15% темных минералов.

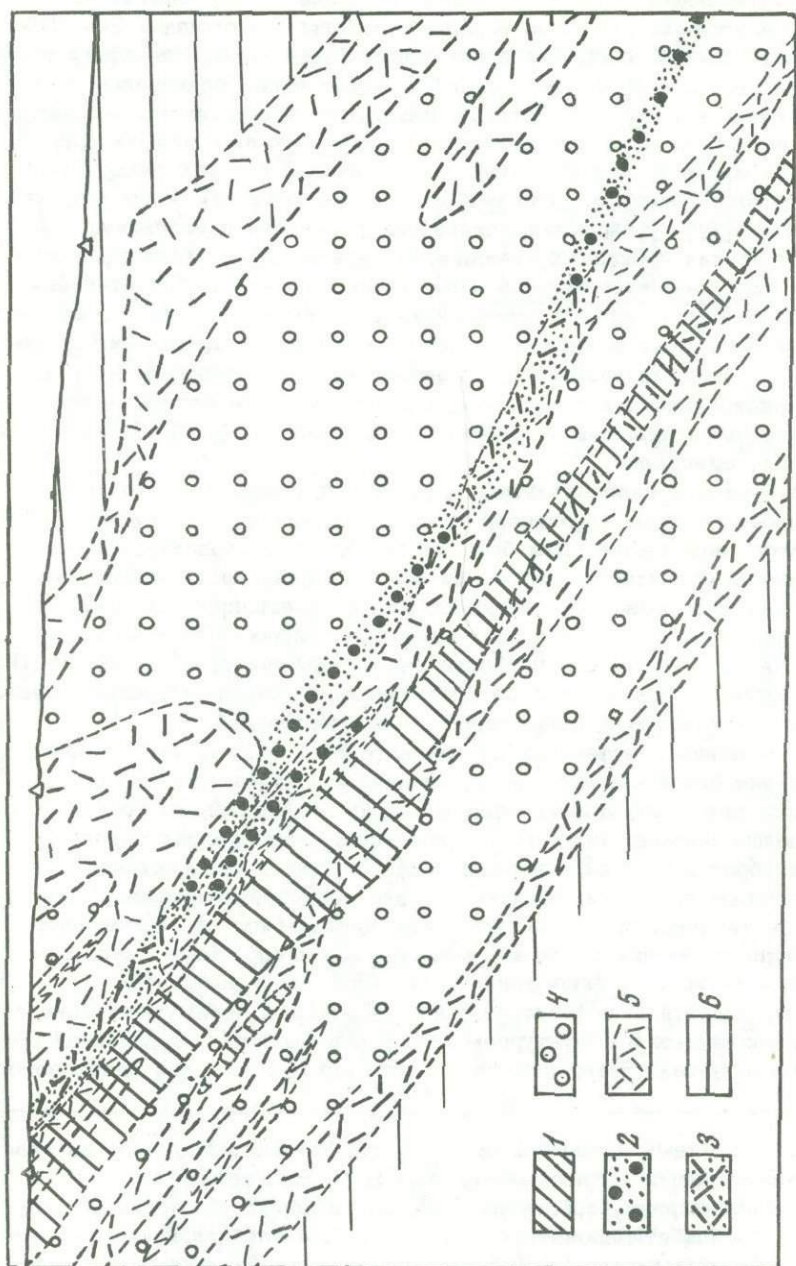
В брекчиях эндоконтактных участков имеются изометрично-овальные реликты альбитизированных миаскитов, миаскитовых пегматитов, альбититов. Для брекчий экзоконтакта характерны такой же формы реликтовые включения альбитизированных фенитов, альбититов, пироксен-микроклиновых жил и фенитизированных гранитных пегматитов. Размер включений – от микроскопического до 15–20 см в диаметре; наиболее распространенный – 1,5–2 см. Поверхность их ровная, иногда сглаженная. В пространстве наблюдается самая разнообразная ориентировка включений.

В миаскитах и фенитах приконтактной зоны развиты тонкие прожилки биотит-кальцитового, манганofilлит-катафорит-кальцитового, пироксен-кальцитового и анкерит-кальцитового состава, залегающие обычно согласно со слоистостью вмещающих пород и секущие брекчиевые кальцитовые породы. Здесь также встречаются цеолитовые прожилки, обычно секущие брекчиевые породы стадии карбонатизации, при этом натриевые цеолиты имеют подчиненное развитие и сменяются более кальциевыми и собственно кальциевыми – десмином, эпидесмином, гейландитом и шабазитом.

Метасоматиты в фенитовом ореоле развиты преимущественно в двух различных в структурном отношении участках: в Западной седловидной залежи щелочных пород и во внутренней зоне фенитового

Фиг. 10. Схематизированный геологический разрез одного из участков контактовых метасоматитов (по Е.М. Еськовой)

1 – интенсивно карбонатизированные и альбитизированные миаскиты; 2 – альбитизированные миаскиты, 3 – альбитизированные фениты, 4 – миаскиты, 5 – биотитовые сиениты, 6 – фениты, 7 – вмещающие гнейсы амфиболиты



ореола, расположенной между Центральным миаскитовым массивом и Западной седловидной залежью.

В Западной седловидной залежи распределение метасоматитов контролируется элементами прототектоники (полосчатость, сланцеватость, складки "течения" и др.), контактами пегматитовых тел с миаскитами, субмеридиональными и секущими зонами разломов (сколовые, надвиговые) и другими структурными элементами. Они слагают здесь штокверковые зоны, состоящие из серии тонких субпараллельных прожилков различного состава, большой протяженности (сотни метров) и значительной мощности (десятки метров). В структурном отношении прожилковые штокверки приурочены к надвиговой зоне. (Роненсон, 1959) и объединяют несколько расположенных на различных уровнях участков обогащения миаскитов и биотитовых сиенитов прожилками, среди которых преобладают альбитовые; широко представлены также слюдитовые, биотит-кальцитовые, кальцитовые, реже микроклиновые и альбит-микроклиновые прожилки (фиг. 11).

Чаще всего прожилки располагаются согласно с полосчатостью вмещающих щелочных пород, так как приурочены к трещинам отслоения, но развиты также и кососекущие прожилки в сколовых трещинах. При сочетании тех и других возникают штокверковые зоны, в целом пологосекущие по отношению к полосчатости миаскитов (Ильменев, 1958).

Полевошпатовые прожилки занимают в отдельных зонах до 30-50% объема. В большинстве случаев это альбититы, представленные либо лейкократовыми мономинеральными альбитовыми породами, либо более часто содержат переменное количество микроклина вплоть до мономинеральных микроклинитов (редко). Прожилковые зоны альбититов имеют с миаскитами довольно четкие контакты (зоны перехода не больше 1-2 см), содержат реликтовые минералы миаскитов (биотит, микроклин, нефелин) и участки (полосчатые, сланцеватые) "теневых" текстур этих пород. В подобных зонах альбитизация часто происходит вдоль более ранних метасоматических прожилков перекристаллизации миаскитов нефелинового, нефелин-микроклинового и микроклинового состава, в результате чего возникают прожилковые выполнения сложного состава. Для них характерно также последующее развитие слюдитовых и кальцитовых прожилков с пересечением альбитовых последних.

Слюдиты, биотит-кальцитовые и кальцитовые породы совместно с брекчиевыми и милонитовыми кальцитовыми породами в зонах

Фиг. 11. Схематизированный геологический разрез одного из участков зоны штокверковых прожилков и альбитизированных перекристаллизованных миаскитов и сиенитов.

1 - штокверковые зоны альбититов, слюдитов и кальцититов;
2 - перекристаллизованные и алибитизированные миаскиты; 3 - перекристаллизованные и альбитизированные сиениты, 4 - миаскиты, 5 - сиениты, 6 - вмещающие породы

надвиговых нарушений выполняют не только трещины отслоения и скола, но и формируются в участках катаклазирования и милонитизации миаскитов с возникновением бидинаж-структур, складок волочения. Поэтому в одних участках надвиговых зон происходило образование своеобразных брекчиевых и милонитовых пород, сложенных кородированными обломками миаскитов, миаскитовых пегматитов, альбититов, цементированных биотит-кальцитовым агрегатом, в условиях сильных механических напряжений, в других — выполнение биотитовыми, биотит-кальцитовыми, кальцитовыми, апатит-кальцитовыми и апатитовыми породами возникающих в связи с надвигом трещин отслоения и реже — оперяющих надвиги поперечных трещин разрыва с образованием штокверковых зон, состоящих из параллельных прожилков, реже жил. Процесс карбонатизации на известном интервале времени протекал одновременно с формированием надвиговых нарушений, но позже образования щелочных пегматитов, альбититов и слюдитов, так как слюдиты выполняют трещины отслоения, расположенные в зальбандах пегматитов и альбититов, а карбонатные породы — в пегматитах, альбититах и слюдитах. В результате возникли прожилки и жилы сложного состава.

Мощность брекчиевых пород в надвиговых нарушениях колеблется от микроскопической до 1,5–2 м. Обычно это лейкократовые породы, состоящие на 10–30% из реликтов щелочных пород и их минералов и на 70–90% из цементирующей биотит-кальцитовой основной массы. Цемент представлен на 70–90% кальцитом и на 10–30% — биотитом. Среди обломков в брекчиях преобладают реликты щелочных пород, в милонитах — обломки минералов этих пород. Между брекчиями и милонитами наблюдаются взаимные переходы. Эти породы возникли в весьма близких условиях, а их структурные различия обусловлены разной степенью интенсивности процессов дробления, перетирания, растворения и течения "твердого" биотит-кальцитового агрегата.

Зоны карбонатизации во всех случаях довольно часто сопровождаются перекристаллизацией миаскитов с образованием крупнозернистых пород кальцит-биотит-микроклинового состава.

Прожилковая серия поздних гидротермалитов внутри Западной седловидной залежи щелочных пород представлена кальцитовыми (II фаза карбонатизации; Еськова и др., 1964) и цеолитовыми прожилками. Кальцитовые, флюорит-кальцитовые, апатит-кальцитовые и апатитовые прожилки небольшой мощности (1–3 см) и протяженности (до 5 м) сосредоточены обычно в зонах карбонатизации, где пересекают миаскиты, щелочные пегматиты, альбититы и породы зон кальцитизации (главная фаза). Тонкие цеолитовые прожилки имеют натролит-кальцитовый, натролит-анальцим-кальцитовый, натролит-канкринитовый, канкринитовый, содалитовый, натролит-анальцим-мусковитовый состав. Мощность их редко достигает 5–7 см, обычно 0,5–1,5 см; по простиранию только отдельные из них прослеживаются на несколько метров. Иногда поперечносекущие прожилки при кулисообразном расположении прослеживаются на десят-

ки метров. Они секут щелочные породы, пегматиты, альбититы, брекчиевые кальцитовые породы и биотит-кальцитовые прожилки, вызывая в них интенсивную цеолитизацию, анальцимизацию, содалитизацию. При этом мощность изменения может во много раз превышать мощность самого прожилка.

Во внутренней зоне фенитового ореола альбитизация развита более интенсивно, чем карбонатизация. Она обычно контролируется зонами поперечных краевых сбросо-сдвигов, повсеместно окружающих северную часть Вишневогорского интрузива (Роненсон, 1959, 1966). Вдоль этих зон часто образуются довольно крупные (до несколько метров мощности и сотни метров по простиранию) тела аплитовидных альбититов и микроклин-альбитовых пород по разнообразным породам — фенитам, их перекристаллизованным разновидностям, щелочным пегматитам, фенитизированным грайитным пегматитам и другим, в участках дробления и развальцовывания (Станкеев, 1962) и идущих вкрест простирания вмещающих пород. Не менее развита альбитизация по контактам отдельных тел щелочных и гранитных пегматитов и перекристаллизованных фенитов, а также вдоль ослабленных зон сланцеватости в фенитах, сопряженных с тектоническими нарушениями зоны контакта миаскитов и фенитов.

При альбитизации фенитов, амфиболитов и гнейсов образуются эгириновые, арфведсонитовые и биотитовые альбититы. При этом мелкозернистый замещающий комплекс развивается по первичным породам в виде прожилковидных сетчатых, струевидных и изометричных выделений. При полной альбитизации этих пород нередко темноцветные минералы локализуются на переднем фронте зон.

Альбитизация эгирин-авгит-микроклиновых жил вдоль одного из контактов обычно более интенсивно распространяется в сторону вмещающих фенитов, а при симметричном распространении вдоль обоих контактов создается полное впечатление наличия ореола околожильной альбитизации. При интенсивном дроблении и катаклазе подобных жил в зонах сбросо-сдвигов происходит полное их замещение. Альбитовый агрегат сначала развивается по микроклину, а потом по эгирин-авгиту, оставляя от него разрозненные корродированные зерна в мелкозернистом альбите. Редко наблюдаются случаи непосредственных пересечений пироксеновых и пироксен-микроклиновых жил альбитовыми жилами.

Миаскитовые пегматиты альбитизируются либо вдоль контактов, либо целиком в зонах сбросо-сдвигов. Альбитовые породы, развивающиеся вдоль контактов пегматитовых жил и внутри последних, замещают нефелин-микроклиновые пегматиты, либо частично, либо почти целиком, но весьма неравномерно. Встречаются пегматитовые тела, альбитизированные симметрично вдоль всячего и лежащего контактов жил, то вдоль одного из них. При альбитизации пегматитов в зонах поперечных сбросо-сдвигов замещение доходит до образования мономинерального альбитита, причем природа первичного субстрата устанавливается лишь по редким реликтам нефелина, корунда и мусковита.

Фенитизированные гранитные пегматиты и неизменные гранитные пегматиты во внешней зоне фенитового ореола альбитизируются сходно с щелочными пегматитами. Для них характерны реликты первичной субграфической текстуры и кварца. Альбитовые прожилки иногда секут те и другие типы пегматитов под острыми углами к их простиранию или образуют сложноветвящуюся сеть внутри самих пегматитовых тел, переходящую во вмещающие породы.

Карбонатные породы развиваются по ранним жильным образованиям: 1) пироксен-микроклиновым жилам, нефелин-полевошпатовым и полевошпатовым щелочным пегматитам, фенитизированным гранитным пегматитам; 2) вдоль контакта фенитизированных пород различного состава и 3) в кососекущих и поперечных сколовых трещинах.

При карбонатизации жильных образований кальцит замещает микроклин, нефелин, альбит, эгирин-авгит, либо вдоль зальбандов, либо по зонам дробления и брекчирования. Кальцитовые, доломитовые, анкеритовые жилы и прожилки, а также зоны ослодения встречаются сравнительно редко. Размер карбонатных, баритовых, апатит-кальцитовых жил по простиранию достигает несколько десятков метров, мощность изменяется от 5-10 см до 1 м; жилы и зоны слюдитов более мощные (3-5 м). Обычно в карбонатных прожилках и жилах серпентинитового Булдымского массива развиты более железистые карбонаты (в основном доломиты). Не менее типичны для него и слюдиты. С последними связано Булдымское вермикулитовое месторождение.

Состав карбонатных пород фенитового ореола значительно более лейкократовый, чем состав их в миаскитах и контактовых зонах. Постоянно наблюдается соответствие в составе темноцветных минералов карбонатной и замещаемой породы.

Все виды карбонатных пород пересекаются карбонатно-кварцевыми и кварцево-арфведсонитовыми прожилками и региональными зонами брекчирования с халцедоном, кварцем и кальцитом. Карбонатно-кварцевые (кварц-кальцитовые, кальцит-кварцевые, анкерит-кварцевые) прожилки в фенитах и фенитизированных вмещающих породах с характерными друзовыми и крустификационными призальбандовыми участками обычно секут все породы фенитового ореола вплоть до карбонатных пород главной фазы; часто развиваются вдоль ослабленных зон по слоистости пород. Призальбандовые друзовые агрегаты, близко соответствующие составу вмещающих пород, в центральных частях прожилков сменяются крупнозернистым кварц-карбонатным агрегатом.

Гастингситовые (арфведсонитовые) и гастингсит-кварцевые (с карбонатами) прожилки чаще всего секут полосчатость фенитов и по времени образования соответствуют цеолитовым прожилкам, развитым в миаскитах. Их длина 10-40 см, реже до 2 м, мощность от 0,2 мм до 10 см. Форма полостей линзовидная. Внутреннее строение друзовое. Характерны миароловые полости.

Среди всего разнообразия щелочных метасоматитов Вишневогорского поля выделяются две главных группы: апомиаскитовые и апофенитовые. Преобладают по масштабам проявления метасоматические породы первой группы.

Вишневогорские метасоматиты (альбититы, микроклиниты, кальцититы) и поздние гидротермалиты тел выполнения (кальцитовые, флюоритовые, цеолитовые, кварцевые) необычно богато и разнообразно минерализованы. Последнее связано с широким развитием здесь продуктов всех стадий щелочного метасоматоза и особенно позднегидротермальной прожилковой серии, характеризующейся наличием наибольшего количества минералов. В настоящее время в Вишневогорских метасоматитах известно около сотни минеральных видов и разновидностей. Исследованиями автора и сотрудников детально изучены акцессорные редкометальные минералы, причем свыше двадцати минералов ими описываются впервые (Nb-эшинит, Al-эшинит, Th-эшинит, Ti-колумбит, TR-давидит, катаплет, барилит, TR-горит, стронцианит, TR-апатит, церит, бритолит и др.).

Главными породообразующими минералами являются: микроклин, альбит, биотит, Mg-гастингсит, арфведсонит, эгириндиопсид, кальцит, вермикулит. Типоморфны биотитовые метасоматиты; пироксеновые и амфиболовые образуются при альбитизации и карбонатизации пород фенитового ореола или эндоконтактных фаций миаскитов. К второстепенным минералам отнесены главные минералы редко встречаемых типов метасоматитов и отдельных видов позднегидротермальных прожилков выполнения: флогопит, рибекит, натролит, анальцит, канкринит, кварц, флюорит, доломит, апатит, барит и др.

Характерными акцессорными минералами являются минералы циркония, ниобия и редких земель. Ассоциации минералов редких элементов в метасоматитах внутренних частей миаскитового массива и фенитового ореола по количеству минеральных видов и по их составу существенно отличаются. Для внутренних участков характерно только несколько редкометальных минералов, среди которых наиболее обычными являются пироксид и циркон. Самые разнообразные ассоциации минералов ниобия, редких земель, циркония, стронция и других элементов проявлены в метасоматитах зоны фенитов. Особенно разнообразно здесь представлены минералы редких земель. Такие акцессорные минералы, как чевкинит, бритолит, церит, бастнезит, барилит, стронцианит, ферсмит, колумбит, давидит, эшинит, ильменорутит и др. — типоморфные минералы зоны фенитов. В этой зоне широко представлены также концентрически-зональные агрегаты редкоземельных минералов с реакционными взаимоотношениями: 1) бастнезит (ядро) ← церит ← бритолит ← тернебомит ← ортит (внешняя оторочка) и 2) монацит (ядро) ← редкоземельный апатит ← ортит ← эшинит (внешняя оторочка). (Жабин, Свяжин, 1962; Еськова и др., 1964).

Обогащенность всех типов метасоматитов и прожилков выполнения в фенитовом ореоле редкими элементами, связана с выносом

их из щелочного интрузива минералообразующими растворами в экзоконтактовые части и формированием вокруг него гипогенного ореола выноса редких элементов (Жабин и др., 1961; Еськова и др., 1964).

Типоморфными редкими элементами для щелочных метасоматитов Вишневых гор являются цирконий, ниобий, редкие земли цериевой подгруппы и стронций. Для каждого типа метасоматических процессов устанавливается свой набор редких элементов: для альбитизации (микроклинизации) – цирконий и ниобий, для карбонатизации – ниобий, редкие земли, стронций, для позднегидротермальных прожилков – редкие земли, бериллий, стронций.

С Вишневогорскими метасоматитами связаны проявления редкометальной, апатитовой и вермикулитовой минерализаций. Микроклиновым породам свойственна бастнезит-ортит-цирконовая минерализация; альбититам – пироклор-цирконовая (главная), локально эшинитовая, ферсмит-колумбитовая и ильменорутитовая минерализация; карбонатным породам – пироклор-apatитовая минерализация.

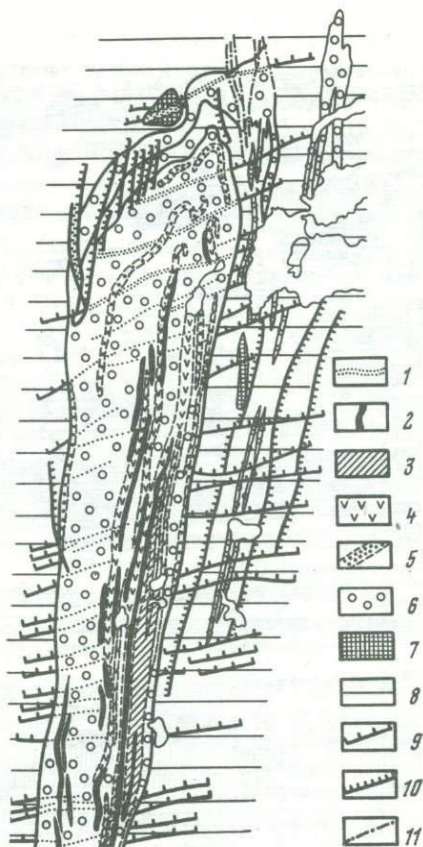
Потанинское поле щелочных метасоматитов выделено нами в достаточной мере условно, так как полоса метасоматических пород развита не только в южной, выклинивающейся части Центрального массива Вишневых гор – в районе Потаниных гор, но протягивается в центральной сводовой его части далеко на север по Вишневым горам. Его геологию изучала и продолжает изучать большая группа работников соответствующих ведомственных организаций (В.М. Бухмастров, А.В. Чертаковский, В.Н., Жиркевич, К.М. Прямиков, В.П. Рольщиков, А.В. Свешников, И.В. Бостраков, В.Ф. Антонов), готовящих вермикулитовое месторождение этого поля к эксплуатации. Автором настоящей работы оно посещалось много раз. Принципиальные вопросы строения и состава Потанинского поля освещены в работах Е.М. Еськовой и др. (1964) и Б.М. Роненсона (1966).

Метасоматиты слагают здесь мощную и протяженную зону сложного строения, приуроченную к системе тектонических субмеридиональных нарушений, расположенных в зоне восточного эндоконтакта миаскитового массива примерно параллельно восточному контакту. Зона метасоматических пород протягивается с юга на север на 20 км, постепенно уменьшаясь в мощности и расчленяясь на ряд мелких и параллельных полос в районе Вишневых гор. Максимальная ширина зоны в районе Потаниных гор достигает 500 м; на северном окончании и Вишневых горах отдельные ее тела имеют лишь несколько метров мощности. На всем протяжении метасоматиты на переднем фронте сопровождаются участками перекристаллизованных пегматоидных и альбитизированных миаскитов (фиг. 12).

Строение метасоматической зоны в отдельных ее участках различное. На Потанинском участке зона сложена огромным полем крупнозернистых лейкократовых полевошпатовых пород с фациальными участками мономинеральных биотитовых, гастингситовых, эгирин-диопсидовых меланократовых метасоматитов и большим

Фиг. 12. Положение щелочных метасоматитов Потанинского поля в Вишневогорском миаскитовом массиве (схематизированная выкопировка из карты Б.М. Роненсон, 1966)

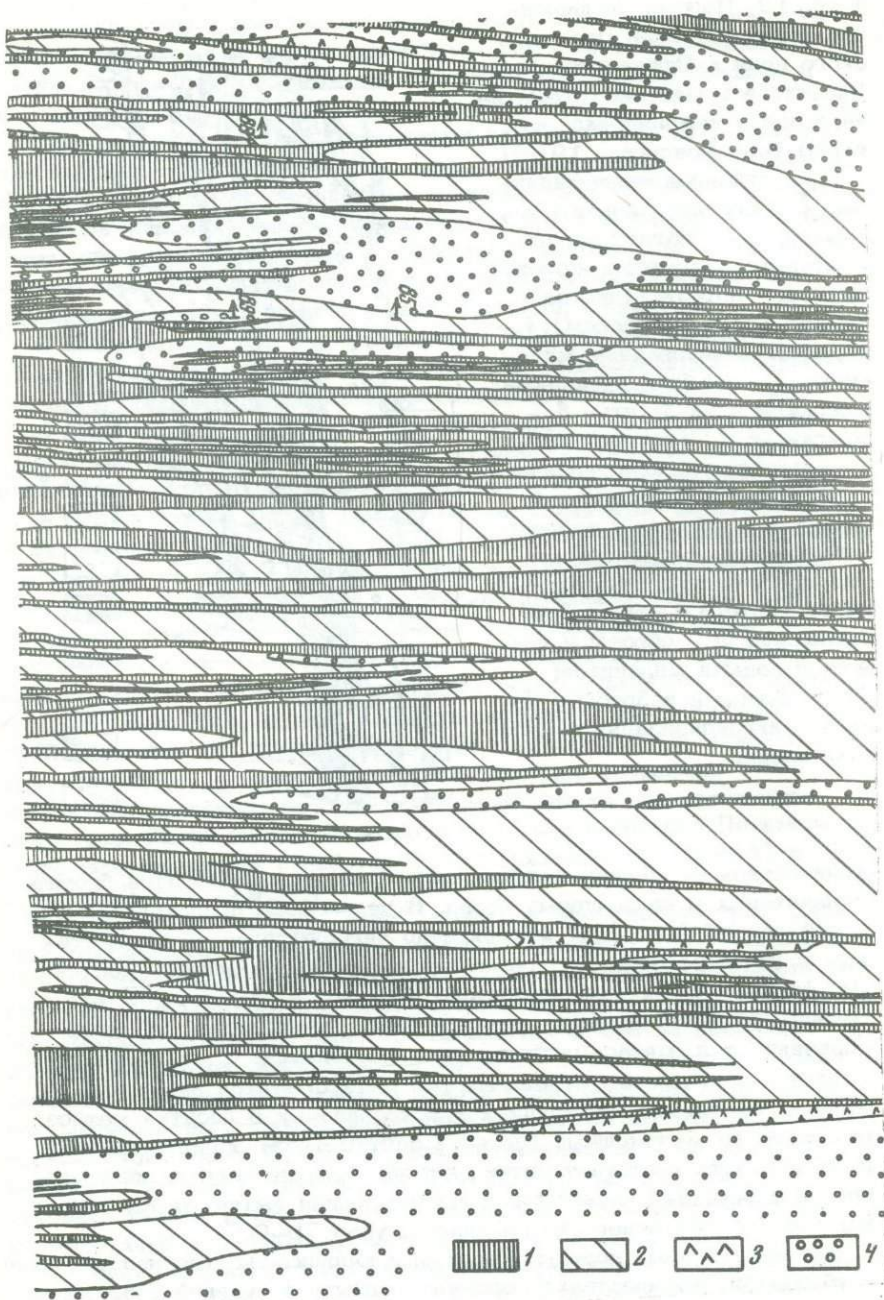
1 - либнеритовые сиениты, 2 - биотито-кальцитовые породы, 3 - биотито-полевошпатовые и пироксено-полевошпатовые породы (иногда с пироксеном и амфиболом); 4 - перекристаллизованные миаскиты, 5 - альбитизированные миаскиты и альбититы, 6 - миаскиты; 7 - серпентиниты; 8 - вмещающие кристаллические сланцы вишневогорской свиты; 9 - сбросы и взбросы с брекчиями, сцементированные гребенчатым кварцем, сбросо-сдвиги с зонами альбитизации; 10 - сбросы и надвиги с зонами милонитов; 11 - сбросы и взбросы с зонами микроклинизации и мусковитизации



количеством субмеридиональных жилообразных тел слюдитов, биотит-кальцитовых и кальцитовых пород. В целом зона представлена слоистой толщей (фиг. 13) многократно чередующихся меланократовых и лейкократовых метасоматических пород различного состава. На флангах зоны нет сплошного поля метасоматитов и она обычно состоит из ряда разрозненных линзовидных и жилообразных тел метасоматитов, перемежающихся с вмещающими миаскитами. Размеры отдельных тел метасоматитов варьируют в широких пределах - от крупных пластообразных в десятки метров мощности до маломощных (десятки сантиметров) пропластков. Их протяженность достигает сотни метров, реже нескольких километров. Для всех тел характерна меридиональная вытянутость, крутое падение (от восточного до западного, угол $75-90^{\circ}$).

Полевошпатовые породы, слюдиты и кальцититы (последовательно в убывающих количествах) содержат реликты и теневой текстурный рисунок миаскитов, биотитовых сиенитов, фенитов, гнейсов и

575



амфиболитов, что говорит об образовании метасоматитов по разнообразным первичным породам эндоконтактной зоны.

По структурному положению, составу и возрасту среди метасоматических пород зоны мы выделяем четыре группы пород (в порядке возрастной последовательности — от более ранних к более молодым):

- 1) меланократовые биотитовые, пироксеновые и амфиболовые породы;
- 2) лейкократовые биотит-полевошпатовые, пироксен-полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые породы;
- 3) слюдиты, биотит-кальцитовые (пироксен-кальцитовые, амфибол-кальцитовые) породы и лейкократовые кальцититы;
- 4) прожилковая серия цеолитового, альбидимового и кальциевого состава.

Меланократовые породы слагают отдельные линзовидно-вытянутые тела и реликтовые участки в лейкократовых полевошпатовых и биотит-кальцитовых породах в западной части поля, имея значительное распространение. По всей вероятности развивались они за счет пород кровли: пироксеновых, амфиболовых и биотитовых фенитов, амфиболитов, гнейсов, биотитовых сиенитов и сандыитов, обычно широко представленным в виде останцев в эндоконтактных частях миаскитовой интрузии.

По соотношениям темноцветных минералов среди меланократовых пород выделяются биотитовые, пироксеновые, амфиболовые разновидности с преобладанием пород промежуточного пироксен-амфиболового, амфибол-пироксенового, биотит-амфиболового, биотит-пироксенового и биотит-амфибол-пироксенового состава. Суммарное содержание темноцветных составляет 70-95%. Породы интенсивно калишпатизируются, биотитизируются, кальцитизируются; редко наблюдается их цеолитизация.

Лейкократовые (обычно крупнозернистые) полевошпатовые породы слагают нацело центральную часть поля метасоматитов, являясь здесь основной вмещающей канвой для тел слюдитовых, биотит-кальцитовых и кальцитовых пород и многочисленных серий линзовидных и пластообразных тел на его флангах. Они образуются при калишпатизации сиенитов, фенитов и миаскитов, имея с этими породами постепенные переходы. Среди полевошпатовых пород различаются калишпатиты и альбититы. Преобладают первые.

Фиг. 13. Деталь геологического строения Потанинского поля щелочных метасоматитов (по В.Н. Жиркевичу, К.М. Прямикову и В.П. Рольшикову)

1 — слюдиты (биотитовые, реже пироксеновые и амфиболовые); кальцит-биотитовые и полевошпато-кальцит-биотитовые породы; 2 — биотит (пироксен) — полевошпатовые породы; 3 — щелочные полевошпатовые пегматиты; 4 — миаскиты

Калишпатиты не являются микроклинитами в полном смысле этого понятия, так как их слагает не беспертитовый микроклин, свойственный процессу послемагматической микроклинизации, а пертитовый кали-натровый полевой шпат с широкими вариациями альбитовой составляющей вплоть до антипертитов. Породы состоят обычно на 80–95% из полевого шпата, содержание темноцветных участками возрастает до 20–30%. Темноцветные представлены биотитом, эгирином-диопсидом и гастингситом. В зависимости от состава преобладающего темноцветного представлены биотит-полевошпатовыми, пироксен-полевошпатовыми, амфибол-полевошпатовыми разновидностями с преобладанием первых; выделяются также полевошпатовые породы без темноцветных и с наличием сразу всех трех минералов – биотит-пироксен-амфибол-полевошпатовые. Все они иногда подвергаются дроблению с образованием брекчиевидных разновидностей и милонитов. Цементирующая масса представлена либо мелкозернистым альбитом, либо биотитом и кальцитом, либо теми и другими одновременно; обломки – полевошпатовыми породами, реже миаскитами и сенинитами; в случае милонитов – пертитовым калинатровым полевым шпатовым.

Все разновидности лейкократовых полевошпатовых пород альбитизируются в незначительной степени, интенсивно биотитизируются и кальцитизируются, редко цеолитизируются.

Лейкократовые полевошпатовые породы рассматриваются рядом исследователей (Роненсон, 1966; Котина и др., 1971) как своеобразные переходные породы между фенитами и соответствующими миаскитами для объяснения механизма образования миаскитовых расплавов-растворов, как буфер для преодоления термического барьера между метасоматически-инфильтрационными фенитами и миаскитовым магматическим расплавом. Такие породы по-видимому в пределах Вишневых-Ильменских гор есть, но в Потанинском поле метасоматитов они имеют другой генезис. Здесь эти и более ранние меланократовые породы тесно связаны с процессом послемагматической карбонатизации и по нашему мнению их следует рассматривать как составную часть этого процесса – фронтальные зоны перекристаллизации и сбрасывания растворенного карбонатными растворами вещества. Подтверждением служит также необычно высокое содержание в них Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr – характерных элементов процесса послемагматической карбонатизации, и близкий абсолютный возраст этих пород, кальцититов и слюдитов (238–249 ± 12 млн. лет).

Слюдиты, биотит-кальцитовые и кальцитовые породы составляют обширную группу пород, замещающих породы предыдущих двух групп и имеющих с ними постепенные переходы и слагающих большое количество самостоятельных пластообразных, жилообразных и линзовидных тел с четкими (в ряде случаев секущими) контактами в миаскитах и полевошпатовых породах. Вмещающие породы на контакте с такими телами альбитизируются, биотитизируются (эгиринизуются, арфведсонит-рибекитизируются), кальцитизируются. Ос-

люденение пород обычно опережает процесс кальцитизации, в результате образуются крупные зоны биотитизации, сложенные пироксено-биотитовыми, амфиболо-биотитовыми, полевошпато-биотитовыми породами и слюдами, содержащими незначительные содержания кальцита.

Биотит-кальцитовые породы тесно связаны с биотит-полевошпатовыми породами и слюдами и имеют с ними постепенные переходы. Они слагают мелкозернистый цемент в брекчированных разновидностях этих пород, самостоятельные тела среди них, а также являются составной частью ослоденелых и карбонатизированных слюдитов и лейкократовых полевошпатовых пород. Гастингсит-кальцитовые и эгирин-кальцитовые породы встречаются значительно реже и обычно образуются при карбонатизации соответствующих меланократовых пород.

Мономинеральные кальцитовые породы либо имеют фациальные переходы с биотит-кальцитовыми породами, либо слагают немногочисленные жилкообразные тела во всех метасоматических породах, вплоть до слюдитов; редко являясь секущими по отношению к этим породам.

Все разновидности метасоматических пород пересекаются тончайшими цеолитовыми, канкринитовыми, флюоритовыми, биотит-кальцитовыми и апатит-кальцитовыми прожилками с мусковитом, арфведсонитом, сульфидами. Иногда проявлена площадная локальная цеолитизация с образованием цеолит-гастингситовых пород.

По биотитсодержащим породам метасоматической зоны в поверхностных условиях развита мощная (10-20 м, в заболоченных участках до 60-80 м) кора выветривания с образованием вермикулитового Потанинского месторождения. Лейкократовые полевошпатовые породы зоны могут явиться сырьем для керамики.

Метасоматические породы Потанинского поля далее на север в районе Курочкина лога обнажены в полевошпатовых карьерах. Здесь наиболее четко наблюдаются их взаимоотношения между собой, вмещающими миаскитами и щелочными пегматитами. Биотитовые, биотит-кальцитовые и кальцитовые породы, приуроченные к участкам расщепления миаскитов, образуют согласные с их полосчатостью, веже - кососекущие жилковидные тела в сложной зоне мощностью до 100 м. В своем расположении они подчинены общей меридиональной структуре массива и имеют в плане форму цепочек уплотненных линзовидных тел, кулисообразно следующих одно за другим. Зона карбонатизации залегает в осевой части Вишневогорского массива, где приурочена к контакту двух структурных сводов в миаскитах (Роненсон, 1966). Она сложена крупно- и среднезернистыми слюдами, альбит-биотит-кальцитовыми, биотит-кальцитовыми породами, являющимися продуктами глубокого преобразования миаскитов в процессе карбонатизации. В зоне ясно видно согласное залегание серии параллельных плоско-линзовидных тел разнообразных метасоматических пород мощностью до десятков метров при протяженности в сотни метров с полосчатостью миас-

китов. По структурному положению, составу и возрасту в пределах зоны различаются два типа метасоматических пород: меланократовые и лейкократовые кальцитовые; полевошатовые породы отсутствуют.

Наиболее распространены (по объему) меланократовые сланцеватые кальцит-биотитовые, альбит-кальцит-биотитовые и эгирин-кальцит-биотитовые породы, с которыми в тесной ассоциации находятся крупнозернистые лейкократовые и мономинеральные кальцитовые породы. Последние, в отличие от меланократовых пород, образуют сложные "потоки" в приконтактных участках отдельных зон карбонатизации, огибающие блоки миаскитов. Наличие пересечений мономинеральными кальцитовыми прожилками меланократовых пород, сопровождающихся смещением последних с амплитудами в 10-15 см, и повсеместно наблюдаемое сегрегационное (перекристаллизация) развитие мономинеральных кальцитовых пород по меланократовым позволяют считать эти два типа пород разновозрастными. Однако тесная генетическая связь их друг с другом не оставляет сомнения.

Наблюдаются сложные взаимоотношения кальцит-биотитовых пород с вмещающими миаскитами. Кальцит-биотитовые и кальцитовые породы обычно располагаются согласно с полосчатостью миаскитов и наиболее легко избирательно замещают средне- и крупнозернистые миаскиты, оставляя внутри зон карбонатизации мелко- и тонкозернистые полосы этих пород и реликты даек миаскит-аплитов. Миаскиты в экзоконтактных участках зон карбонатизации перекристаллизуются до крупно- и пегматоидных разновидностей, интенсивно альбитизируются, эгиринизируются, анальцимизируются, биотитизируются и кальцитизируются.

Щелочные пегматиты играли роль непроницаемых экранов на пути развития зон карбонатизации. Однако в связи с незначительными размерами пегматитов по сравнению с зонами карбонатизации они не оказывали существенного влияния на форму и прохождение карбонатизации в целом. Зоны карбонатизации чаще всего оканчиваются непосредственно у контакта с пегматитовыми телами, но в то же время они могут менять в этих местах свое простирание с меридионального на широтное, располагаясь в плоскости контакта. Неоднократно наблюдались также случаи карбонатизации пегматитов и проникновение карбонатных пород внутрь пегматита на 1-2 м. Пегматиты при карбонатизации сильно обогащаются по линейным зонам, являющимися продолжением зон карбонатизации, карбонат-канкринитом, кальцитом, флюоритом и биотитом.

Состав и структура метасоматических зон Курочкина лога свидетельствует о том, что они относятся к средней части естественной идеализированной метасоматической колонки карбонатизации. Нижние части колонки представлены более меланократовыми разновидностями - биотитовыми эгирин-гастингсит-биотитовыми породами с небольшим количеством кальцита - в центральной части зон и

полевошпатовыми породами в их периферии (Потанинское поле), а верхние ее части — более лейкократовыми кальцитовыми разностями (см. Вишневогорское поле). В целом же зоны карбонатизации Вишневых-Ильменских гор являются в основном реакционными зонами пород переднего фронта процесса кальцитизации. Вполне вероятно нахождение тыловых зон этого процесса, представленных большими объемами кальцитовых пород, в более глубоких срезам щелочных интрузивов.

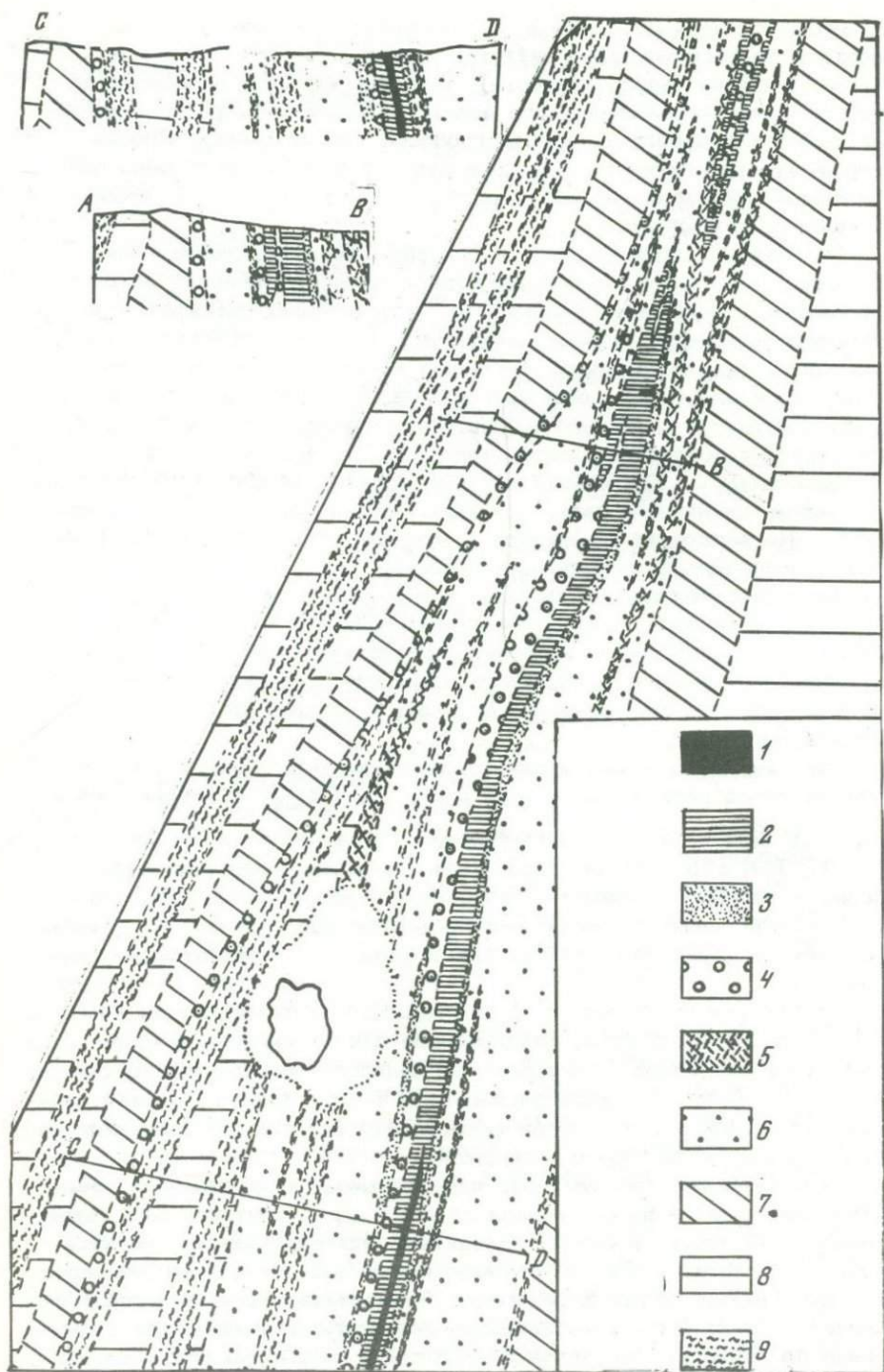
Потанинское поле сложено в основном апомиаскитовыми метасоматитами с значительным развитием метасоматических пород по эндоконтактовым фациям миаскитов — биотитовым сиенитам, сандытам, роговообманковым миаскитам и др., не исключена возможность, что часть пород (особенно меланократовых пироксеновых) образуется по фенитам останцов кровли. Все метасоматические породы этого поля — продукты процесса послемагматической карбонатизации с последовательной сменой пород: полевошпатиты ← слюдиты ← биотит-кальцитовые породы (кальцититы). На современном эрозионном срезе вскрыты апикальные участки этой колонки. Не исключена возможность, что на глубине будут более широко представлены карбонатные породы.

Главными минералами метасоматитов являются биотит, гасдингсит, эгирин-диопсид, K-Na-полевой шпат и кальцит; второстепенными — альбит, микроклин, арфведсонит (рибекит), эгирин, натролит, сфен, апатит, магнетит, ильменит, сульфиды (пирит, пирротин); аксессуарными редкометальными — циркон, ильменорутил, эшинит, пирохлор.

Метасоматиты имеют низкие содержания характерных для щелочных пород редких элементов — Zr, Nb, TR(Ce) обогащены элементами базальтоидного магматизма — Sr, Ba, V, Ni, Cr, Co, Mg, Fe, Ti, PO₄ и S. Для них характерна сфенапатитовая минерализация и вермикулитизация ослюденелых пород. С этой зоной пород связано вермикулитовое месторождение того же названия; лейкократовые биотит-полевошпатовые породы могут быть сырьем для керамики.

Увильдинское поле, изучаемое Е.А. Кузнецовым (1930), А.С. Таланцевым и нами, локализовано в висячем боку южного окончания Восточной (Увильдинской) дайки миаскитов мощностью 10–70 м. Тело миаскитов расположено в осевой части мелкой изоантиклинальной складки среди кристаллических сланцев Ильменогорского гранито-гнейсового комплекса.

Метасоматиты образуют ряд параллельных, кулисообразно расположенных зон и полос, локализованных вдоль контакта миаскитов (реже биотитовых сиенитов) с фенитами (пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми) и контролируемых как плоскостью контакта, так и рядом крупных разрывных тектонических нарушений. Выделяется Главная зона метасоматитов, расположенная непосредственно по контакту миаскитов и фенитов, и целый ряд более мелких



зон и полос, сопровождающих Главную зону со стороны экзо- и эндоконтактов (фиг. 14).

Главная зона прослеживается по простиранию до 4 км. Мощность ее варьирует от 2–3 до 30 м (в среднем равна 24 м). Зона в основном залегает согласно с простиранием тела миаскитов и вмещающих фенитов. Падение ее, как и тела миаскитов, крутое восточное с углом 70–80°. Согласно данным буровых скважин, мощность зоны с глубиной возрастает.

В строении зоны принимают участие различные типы метасоматитов: преобладают слюдиты (биотиты) и брекчированные биотит-кальцитовые породы. В распределении типов метасоматитов наблюдается строго выраженная закономерность, повторяемая в общих чертах во всех участках Главной зоны. Обычно перекристаллизованные разности первичных щелочных пород тяготеют к периферии зоны, слюдиты – к промежуточным участкам, а брекчированные породы – к центральному частям.

На южном фланге Главная зона имеет двухзональное строение (фиг. 15). В центральной части ее широко представлены брекчированные мелко- и крупнозернистые биотит-кальцитовые породы. Обломками в них служат альбитизированные миаскиты, биотитовые сиениты и фениты, щелочные пегматиты и слюдиты. Форма обломков округлая с тонкой (0,3–2 мм) каймой тонкочешуйчатого биотита. Размер обломков варьирует от 1–2 см до 0,3–0,5 м, более распространен размер в 5–10 см. Количество обломков колеблется в очень широких пределах: в отдельных участках они почти отсутствуют, в других преобладают (50–70%) над мелкозернистой цементирующей массой. Последняя по минеральному составу меняется от почти мономинеральной кальцитовой до собственно биотитовой. Наиболее распространенная разность основной массы состоит из 50–60% кальцита, 15–20% биотита и 10–15% полевого шпата.

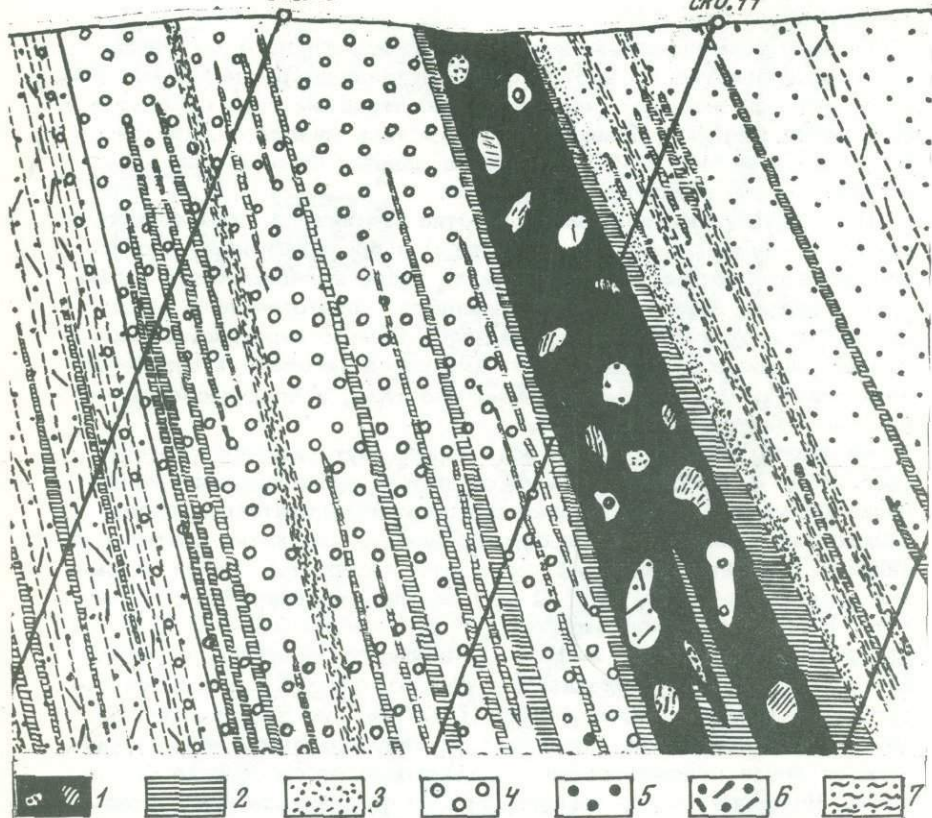
Брекчиевые биотит-кальцитовые породы срезают и секут биотитовые слюдиты, прилегающие с двух сторон к зоне брекчирования. В приконтактных участках брекчия содержит повышенные количества округлых реликтовых останцов слюдита. Слюдиты представлены в основном биотитовыми разностями. В них биотит резко (70–90%) преобладает над другими минералами. Порода характеризуется полосчатой и сетчатой текстурами. Полосчатая текстура более характерна для краевых частей зоны слюдитов, где

Фиг. 14. Схема геологического строения главной зоны щелочных метасоматитов Увильдинского поля (по А.С. Таланцеву)

1 – брекчиевые биотит-карбонатные породы, 2 – слюдиты, 3 – альбитизированные миаскиты и биотитовые сиениты, 4. – миаскиты, 5 – фениты (пироксеновые, биотитовые), 6 – фенитизированные гнейсы, 7 – гнейсо-граниты Ильменогорского комплекса, 8 – кристаллические сланцы Ильменогорского комплекса, 9 – амфиболиты

СКВ. 15

СКВ. 14



Фиг. 15. Геологический разрез южного фланга главной зоны щелочных метасоматитов Увильдинского поля (по Е.М. Еськовой)

1 - брекчиевые биотит-кальцитовые породы, 2 - слюдиты, 3 - альбитизированные щелочные породы и альбититы, 4 - миаскиты, 5 - биотитовые и гастингситовые фениты, 6 - эгирин-салитовые фениты, 7 - амфиболиты

биотитизация первичных щелочных пород проходила вдоль их сланцеватости и полосчатости. В этих участках слюдиты содержат большое количество реликтов первичных пород; перекристаллизованных и альбитизированных миаскитов, биотитовых сиенитов, пегматоидных нефелин-полевошпатовых и полевошпатовых обособлений, имеющих размер от мелких кусочков до десятков метров длиной. Форма реликтов самая разнообразная. Для большинства присущи пластобразные и линзовидные очертания, обычно согласно ориентированные с элементами залегания зоны. Приконтактные участки зоны слюдитов представлены чередующимися между собой полосами не-

замещенных первичных пород и биотитовых слюдитов, для которых отмечаются повышенные количества мелкозернистого альбита (до 30–40%).

Ближе к центру зоны характер слюдитов постепенно меняется с преобладанием сетчатой структуры. Они цементируют разнообразный брекчиевый материал слюистой массой и образуют густую сеть прожилков, ориентированных в различных направлениях. Для таких участков более типичны слюдиты, обогащенные кальцитом (10–20%). При этом прожилки кальцитовых слюдитов секут альбитовые слюдиты.

Зона слюдитов сменяется зоной перекристаллизованных и интенсивно альбитизированных первичных щелочных пород. Перекристаллизация происходит на переднем фронте процесса альбитизации и выражается в укрупнении зернистости пород с образованием крупнозернистых и пегматоидных разновидностей вплоть до пегматоидных обособлений. Альбитизация имеет площадной и штокверковый характер. Для площадной альбитизации характерно более интенсивное, чем обычно, пропитывание зоны эндоконтакта мелкозернистым альбит-микроклиновым агрегатом. Штокверковая альбитизация представлена обильной сетью маломощных и параллельных прожилков мономинеральных альбититов, расположенных согласно слоистости первичных щелочных пород, реже секущих их.

Метасоматиты всех зон пересекаются многочисленными тонкими (1–2, реже 3–5 см) прожилками кальцита с апатитом и сульфидами.

В северной части Главной зоны, в отличие от южной, отсутствуют альбитизированные и брекчированные породы, а метасоматическая зона сложена биотитовыми слюдитами с многочисленными реликтами первичных пород.

Маломощные метасоматические зонки, сопутствующие Главной зоне в ее висячем и лежащем боках, наиболее часто представлены биотитовыми слюдитами. Мощность их колеблется от 0,8–2 см до 0,5–1,2 м. Иногда ядро отдельных зон сложено мономинеральным кальцитом. Между последним и слюдитами чаще всего наблюдаются постепенные переходы, реже отмечаются четкие секущие контакты. Помимо слюдитов встречаются также зонки до 0,5 м мощности (обычно 5–10 см) брекчированных пород с биотит-кальцитовым цементом. По структурным особенностям и вещественному составу слюдиты и брекчированные породы сопутствующих зонок близки к аналогичным породам Главной метасоматической зоны.

В отличие от последней, здесь отмечаются маломощные зонки милонитов. Различаются две их разновидности: более распространенные и обычно встречаемые в Вишневых-Ильменских горах, меланократовые милониты и редко встречаемые лейкократовые милониты.

Меланократовые милониты состоят в основном из тонкозернистого биотит-кальцитового или биотит-альбитового агрегата с микроскопическими включениями перетертых обломков полевого шпата. В виде "порфиробластов" в основной массе располагаются изомет-

рично-овальные реликты микроклина и альбита. В отдельных участках породы количество вкрапленников достигает 30–50%. Милониты слагают зонки мощностью от 1–3 до 15–20 см. Лейкократовые милониты, в отличие от меланократовых, в милонитовой тонкозернистой основной массе содержат только один кальцит или альбит.

В лежащем боку миаскитового тела нет единой четко выраженной зоны метасоматитов. Приконтактовые участки как самих миаскитов и биотитовых сиенитов, так и фенитов содержат большое количество (в ряде случаев свыше десятка) маломощных зонок слюдитов, брекчированных щелочных и разнообразных по составу кальцитовых пород. В большинстве случаев они залегают согласно с первичными породами, реже секут их. Мощность зонок варьирует от долей сантиметра до 2–2,5 м. Количественно преобладают слюдиты, которые в отличие от пород всякого бока миаскитового тела, представлены биотитовыми, пироксеновыми и роговообманковыми разностями. Наиболее широко представлены биотитовые слюдиты. Они слагают большую часть зонок мощностью от долей сантиметров до 0,5–1,5 м.

Слюдиты метасоматически развиваются по альбитизированным миаскитам и биотитовым сиенитам и содержат обычно метасоматически "обсосанные" реликты этих пород. Роговообманковые "слюдиты" имеют меньшее распространение. Они образуются в процессе осложненения роговообманковых миаскитов и сандьитов. В случае развития биотитовых слюдитов по сандьитам образуются зональные тела, периферия которых представлена биотитовыми слюдитами, а центральная часть – сандьитом с промежуточной зоной биотит-роговообманковых слюдитов. Мощность прослоев роговообманковых слюдитов достигает 0,7–1,2 м. Пироксеновые "слюдиты", наряду с биотитовыми слюдитами, развиваются иногда по пироксеновым фенитам. Мощность их колеблется от долей сантиметров до 0,2–0,3 м. Сложены они в основном эгирин-диопсидом, кальцитом и сфеном. Карбонатизация развита слабо. Собственно кальцитовые породы слагают прожилки и пластообразные тела. Последние образуются при кальцитизации прослоев роговообманковых миаскитов, сандьитов, роговообманковых "слюдитов". В этом случае развиваются роговообманковые разности карбонатных пород. Биотит-кальцитовые породы формируются по слюдитам и слагают тонкие прожилки, секущие все типы более ранних фаций метасоматитов.

По метасоматитам всех разновидностей в поверхностных условиях развиваются вермикулитовые "сыпучки" за счет разложения кальцита и вермикулитизации биотита. Глубина распространений этой своеобразной коры выветривания достигает 10–15 м, обычно меньше.

Метасоматиты Увильдинского поля, образовавшиеся в основном в процессе карбонатизации миаскитов, имеют много общих черт с метасоматитами Потанинского поля; отличаются от них меньшим развитием амфиболовых, пироксеновых меланократовых пород и полевошпатовых метасоматитов и широким – брекчированных метасоматических пород.

Минеральный состав метасоматитов этого поля насчитывает около 30 минералов. В отличие от потанинских метасоматитов, здесь более типична акцессорная редкометальная минерализация, представленная цирконом и пироксеном в альбитизированных миаскитах, альбититах и цирконом и уранпироксеном — в карбонатных породах.

Для поля в целом характерны относительно невысокие концентрации редких элементов (Zr, Nb, TR (Ce)) и обогащенность Ba, Sr, Ni, V, Cr, Co, S, PO₄ и др.

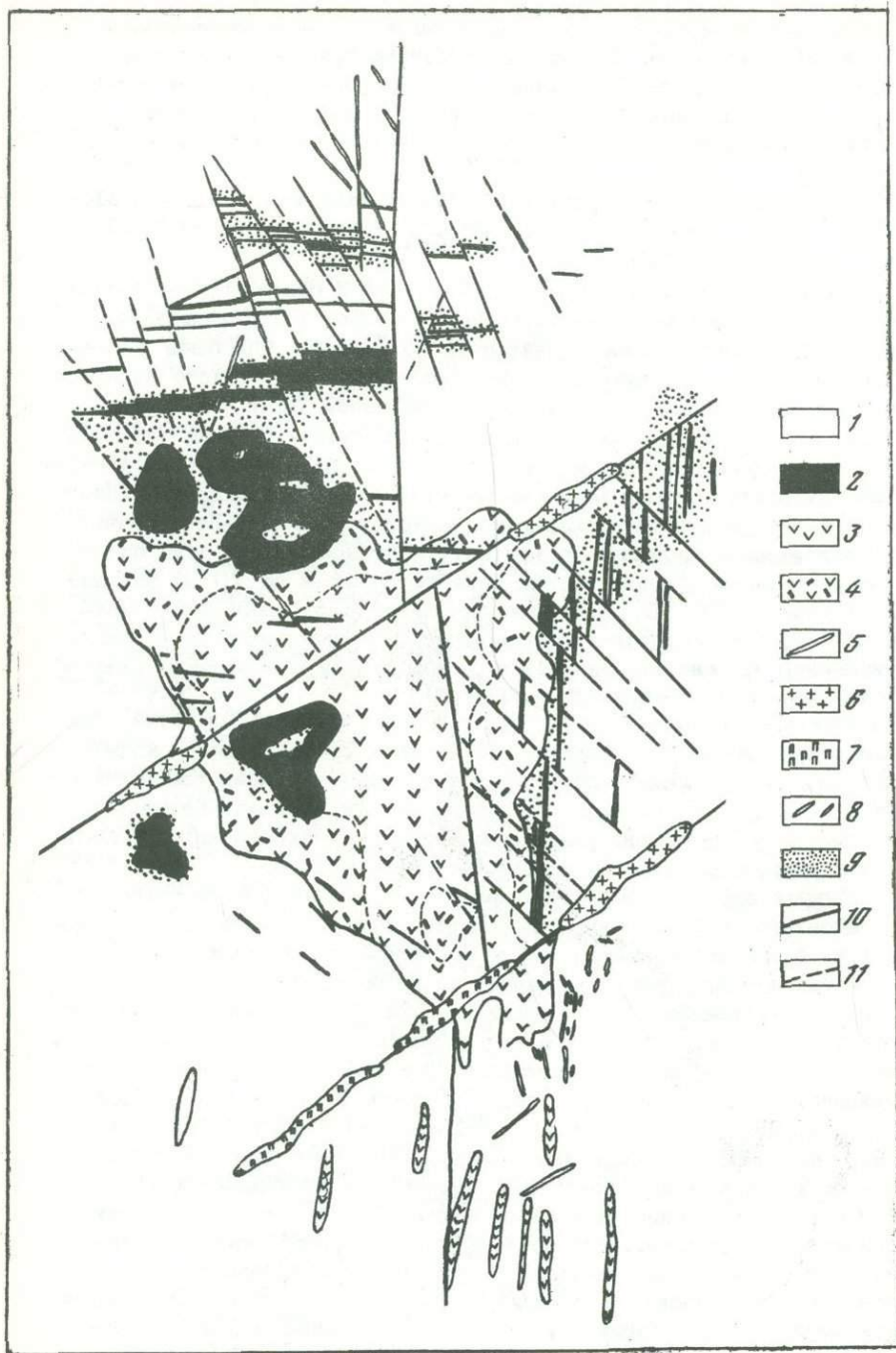
Ильменогорское поле в силу плохой обнаженности изучено слабо. Щелочные метасоматиты наиболее ярко проявлены здесь вдоль западного контакта Центрального массива, где были открыты и изучены работниками Ильменского Государственного заповедника и Уральского геологического управления (В.Я. Левиным, Ю.Д. Панковым, А.Г. Баженовым, В.М. Басовым и В.В. Плоско).

В зоне эндоконтакта мощностью в 150–200 м, сложенной гасдингситовыми и лепидомелановыми миаскитами с прослоями плагиосиенитов и сиенитов, известно несколько зон метасоматитов, расположенных параллельно контакту и кулисообразно друг относительно друга. Мощность зон колеблется от 3 до 10 м; падение восточное (< 50–70°); протяженность до нескольких сотен метров. Зоны преимущественно штокверкового типа: состоят из многочисленных прожилков, линзовидных прослоев и обособлений микроклинитов, альбититов и пород промежуточного состава, перемежающихся с обычными альбитизированными миаскитами и нефелин-полевошпатовыми пегматитами. Собственно микроклиниты встречаются редко и обычно развиваются по породам сиенитового состава. В зонах преобладают прожилковые микроклин-альбитовые метасоматиты с примерно равным количеством микроклина и альбита или с несколько большим содержанием последнего.

Микроклиниты и альбититы представлены мелкозернистыми и аплитовидными биотитовыми породами, лейкократового облика с полосчатой, пятнисто-полосчатой и пятнистой текстурами.

Мощность прожилков варьирует от нескольких миллиметров до 0,3–0,5 м; преобладают прожилки в 1–2 см. Прожилки обычно залегают согласно с полосчатостью и сланцеватостью миаскитов; реже наблюдаются секущие прожилки. Контакты метасоматитов с вмещающими породами постепенные. Миаскиты вблизи контакта довольно часто перекристаллизованы с образованием крупных разрозненных порфиробластов нефелина и микроклина типа "лунного камня", мономинеральных прожилков этих минералов, цепочковидных пегматоидных выделений нефелин-полевошпатового состава, альбитизированы и обогащены биотитом или гасдингситом непосредственно по контакту. В метасоматитах участками сохраняются "теневой" рисунок миаскитов и реликты последних с той же ориентировкой первичных линейных текстур, что и в незамещенных миаскитах.

В отдельных участках микроклин-альбитовых прожилков локально развита кальцитизация с образованием мелкозернистого биотит-



кальцитового агрегата в виде выделений (до 1,5–2 м в поперечнике) неправильной формы и тонких прожилков.

Иногда в породах зон отмечаются небольшие участки более позднего кальцит–цеолит–серицитового агрегата и тонкие поперечные прожилки канкринитового и кальцит–цеолитового (натролит, анальдит) состава с флюоритом, секущие микроклин–альбитовые и биотит–кальцитовые породы.

Внутри миаскитового интрузива Ильменских гор послемагматические метасоматиты менее развиты. Они локально представлены крупнозернистыми (иногда пегматоидными) калишпатовыми породами, развитыми в сводовых частях мелких складок в виде кулисообразных зон, мощностью до 3–5 м и длиной в несколько десятков метров и более часто встречаемыми зонами карбонатизации и биотитизации, наблюдаемыми во всех частях Центрального массива.

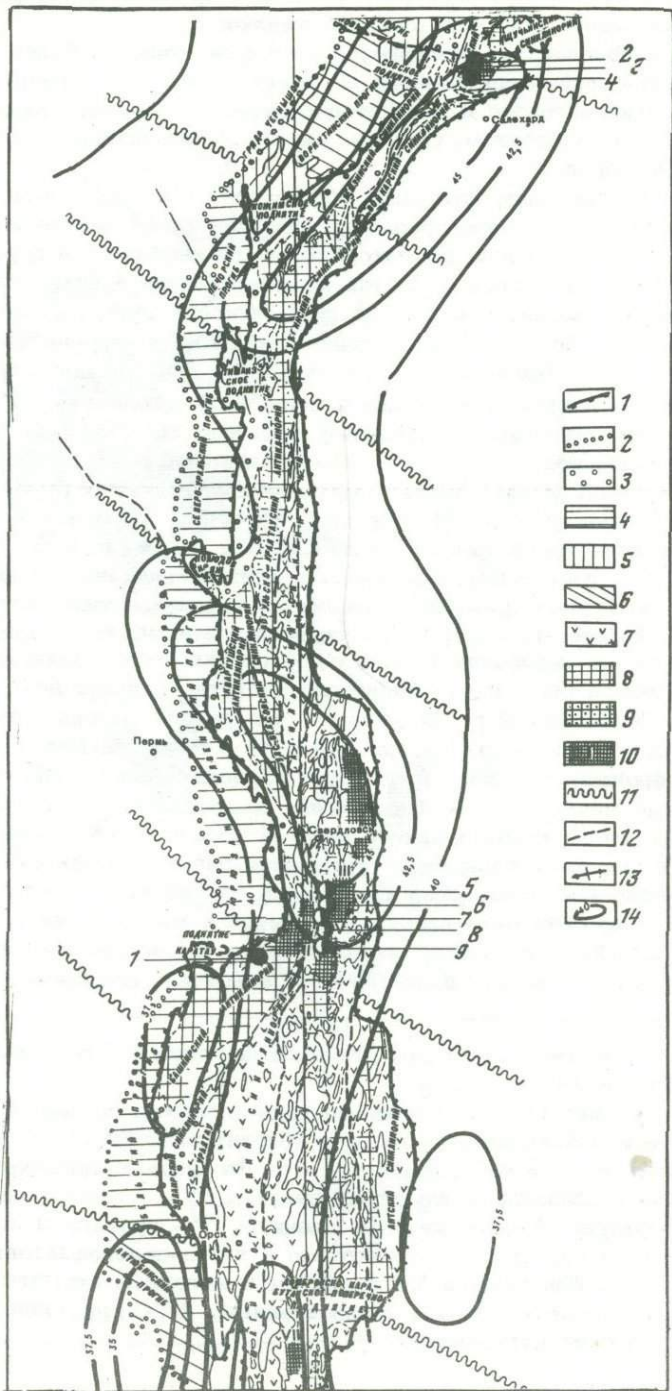
Эти зоны, сложенные в основном пористыми слодитами с различными количественными вариациями кальцита, обычно выщелоченного с поверхности, образуют субмеридиональные полосы значительной мощности (до десятков метров) и протяженности (до нескольких сотен метров). В отдельных участках при более интенсивном процессе представлены мелкие зоны и жилы (до 0,5 м мощности) биотит–кальцитовых, редко апатит–кальцитовых пород, состоящих из крупнозернистого кальцита и крупнопластинчатого биотита. В некоторых зонах А.Г. Баженовым наблюдалось зональное строение: от периферии к центру происходит последовательная смена полевошпатовой зоны слодитовой и биотит–кальцитовой. Такая зональность лишняя раз указывает, что полевошпатовые породы, широко развитые в Потанинском поле и здесь закономерно занимают фронтальные зоны в процессе карбонатизации миаскитов.

Щелочные метасоматиты Ильменских гор, развитые по миаскитам в процессе их альбитизации и карбонатизации, слабо минерализованы и содержат невысокие содержания редких элементов. При этом для микроклинитовых пород типоморфна бастнезит–ортит–цирконовая, а для альбититов – пироксенов–цирконовая минерализация.

Борсуксайское поле, локализованное в массиве щелочных пород того же названия, представлено альбитизированными и

Фиг. 16. Схема геологического строения Борсуксайского массива (по А.В. Волошину)

1 – вмещающая гранито–гнейсовая докембрийская толща; 2 – нефелиновые и либнеритовые сиениты (биотитовые, биотит–амфиболовые, эгириновые) и их пегматиты, 3 – биотитовые щелочные сиениты, 4 – амфиболовые щелочные сиениты, 5 – сиенит–аплиты и сиенит–порфиры, 6 – аляскитовые граниты, 7 – граниты и кварц–полевошпатовые породы, 8 – сиенитовые и кварц–полевошпатовые пегматиты, 9 – фенитизированные гнейсы и щелочные пегматиты, 10 – тектонические нарушения установленные, 11 – предполагаемые тектонические нарушения



либнеритизированными породами и альбититами с локальным развитием процессов карбонатизации, содалитизации и канкринитизации. Изучалось работниками Восточно-Казахстанского геологического управления (Г.И. Водорезовым, Л.И. Киселевым, К.А. Абдрахмановым, А.Т. Бекботаевым, А.В. Волошиным и др.) и автором этой работы.

Альбитизированные породы и альбититы располагаются в основном вдоль контактов крупных даек миасцитов, миасцитовых пегматитов, сиенит-аплитов и сиенит-пегматитов, а также вдоль тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного направления, секущих щелочные породы самого массива, свиты жил и пластовые тела экзоконтактового дайкового ореола (фиг. 16).

Альбититы, развитые вдоль контактов субширотных и субмеридиональных даек миасцитов и щелочных пегматитов с докембрийскими вмещающими породами (гнейсами, гнейсо-гранитами и кристаллическими сланцами), замещают как интрузивные щелочные, так и вмещающие породы. При этом мощность альбититов по вмещающим породам в несколько раз превышает мощность самих миасцитовых даек и пегматитовых тел. При альбитизации нефелин-полевошпатовых пегматитов и миасцитов интенсивность этого процесса увеличивается за периферическим участкам жил.

В строении метасоматически измененных даек щелочных пород наблюдается симметричная зональность. Обычно их центральные части сложены слабо альбитизированными гнейсовидными миаскитами, затем идут либнеритовые сиениты, мощностью до 15 м в промежуточной зоне и альбититы мощностью до 2-3 м на периферии. Между альбититами и либнеритовыми сиенитами наблюдаются постепенные переходы.

Альбититы представлены мелкозернистой, плотной породой; либнеритовые сиениты - мелкозернистыми и крупнозернистыми (пегматоидными) разностями. Последние развиты по щелочным пегматитам. Довольно часто альбититы отсутствуют и тогда миаскиты постепенно переходят в либнеритизированные сиениты. Внутри либнеритовых сиенитов и альбититов наблюдаются реликты, обычно линзовидной формы, миасцитов; для них характерны полосчатые и гнейсовидные "теневые" текстуры, свойственные миаскитам. В зонах альбититов присутствуют реликты как щелочных, так и вмещающих пород.

Фиг. 17. Схема расположения полей щелочных редкометалльных метасоматитов на Урале (нанесенных на схематическую карту строения земной коры Урала, Огаринов, 1974)

А - региональные приразломные метасоматиты I группы: 1 - Западно-Уральское, 2-4 - Полярно-Уральские поля; Б - локальные послемагматические метасоматиты миасцитовых комплексов II группы: 5 - Вишневогорское, 6 - Потанинское, 7 - Сугомакское, 8 - Увильдинское, 9 - Ильменогорское и 10 - Борсуксайское поля

Альбитизированные породы и альбититы на 30–85% состоят из альбита. Последний представлен лейстовой (более ранний) и сахаровидной разновидностью. Преобладает сахаровидный альбит. Содержание альбита возрастает от альбитизированных щелочных пород (30–50%) к альбитизированным либнеритовым сиенитам (50–65%) и альбититам (60–85%). В зависимости от темноцветных минералов выделяются биотитовые, биотит–эгириновые, эгириновые, рибекит–биотитовые и рибекитовые разности альбитовых пород.

Карбонатизация, содалитизация и канкринитизация развиты слабо. Они образуют небольшие гнезда и **тонкие** прожилки, часто раздельно друг от друга, иногда совместно с натролитом. Наблюдается различная аксессуарная редкометальная минерализация в альбитизированных нефелин–сиенитовых и сиенитовых породах. Для первых характерна пироклор–цирконовая, для вторых – колумбит–цирконовая минерализации. В ассоциации с пироклор–цирконовой минерализацией развиты: ортит, бритолит, торит, бастнезит, бетафит и др. (Волошин, 1967). Окварцованные разности пород содержат приорит, гадолинит, ксенотим. Колумбит–цирконовая минерализация свойственна альбитизированным сиенит–аплитам и сиенит–порфирам. В ассоциации с ней находится монацит, ксенотим и обилие магнетита, маргита.

Альбитизированные породы слабо обогащены Nb, Ta, Zr и другими редкими элементами.

Особенности геологического строения отдельных полей щелочных метасоматитов на Урале дают возможность сделать ряд общих выводов по закономерностям распределения этих образований в различных структурных зонах региона (фиг. 17):

Поля щелочных метасоматитов (девять из 10) локализованы в двух структурных зонах уральской геосинклинальной области: Центрально–Уральском (Западно–Уральское и Полярно–Уральские поля) и Восточно–Уральском (Вишневогорское, Потанинское, Увильдинское, Ильменогорское, Борсуксайское поля) поднятиях. В пределах этих зон они приурочены к: 1) поперечным глыбам–блокам с утолщенной корой: Северо–Уральскому, Магнитогорскому и Мугоджарскому; 2) выступам архейских и протерозойских глубоко метаморфизованных и, гранитизированных пород основания (Тарташскому, Собскому на западном склоне; Ильменогорско–Сысертскому и Мугоджарско–Кайрактинскому – на восточном); 3) крупным мегантиклинориям: Башкирскому, Харбейскому, Ильменогорско–Сысертскому и Восточно–Мугоджарскому, а внутри последних, в основном, к антиклиналям более низких порядков; 4) участкам пересечения субмеридиональных глубинных разломов с глубинными субширотными разрывными структурами доуральского заложения, контролируемые зонами разломов, поперечными поднятиями и зонами замыкания и погружения антиклинальных и синклинальных структур.

В настоящее время на Урале выделяется две генетические группы щелочных метасоматитов: первая приурочена к зонам актив-

зации верхнепротерозойского фундамента западного склона и характеризуется отсутствием или нечеткой генетической связью с интрузивными щелочными или какими-либо другими комплексами (Западно-Уральское и Полярно-Уральские поля), вторая — к участкам развития миаскитовых комплексов восточного склона и генетически с ними связана (поля миаскитовой полосы Вишневых-Ильменских гор и Борсуксайское поле в Мугоджарах). Западноуральские метасоматиты контролируются субмеридиональными региональными глубинными разломами (Юрюзано-Зюраткинским и Главным Уральским), опережающими их субширотными тектоническими нарушениями и локальным воздействием глубинных щелочных растворов на разнообразные по составу первичные породы. Восточно-Уральские метасоматиты формируются в постмагматический этап становления миаскитовых комплексов и развиваются исключительно по щелочным породам в апикальных частях, приконтактных зонах и в мелких субмеридиональных разломах внутри или ближайшем обрамлении щелочных массивов.

Проявления щелочного метасоматоза связаны с двумя тектономагматическими циклами уральской геосинклинали: каледонским — раннепалеозойским (Западно-Уральское поле; абсолютный возраст 390–420 млн. лет) и герцинским — позднепалеозойским (Полярно-Уральские, Вишневогорско-Ильменогорские, Мугоджарские поля, абсолютный возраст 250–350 млн. лет). В каждом цикле щелочные метасоматиты формируются на заключительном этапе с локализацией в пределах западного склона как ранних, так и поздних типов этих образований, а на восточном — только позднепалеозойских.

ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Среди щелочных редкометалльных метасоматитов описываемых полей Урала нами выделяется шесть групп этих образований, различающихся по составу и характеру замещаемых пород: 1) апоглинисто-карбонатные, 2) апотрахиандезито-базальтовые, 3) апослацевые, 4) апогранитоидные, 5) апомиаскитовые, 6) апофенитовые. Первые четыре группы метасоматических пород представлены в полях Западного склона в пределах Центрально-Уральского поднятия, остальные — в полях восточного склона (Восточно-Уральское поднятие, Тагильско-Магнитогорский прогиб).

АПОГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Четвертая группа щелочных метасоматитов имеет незначительное распространение в Западно-Уральском поле, где слагает висячий бок тела грахиандезито-базальтовых метасоматитов. К гипсоморфным особенностям апоглинисто-карбонатных метасоматитов следует отнести массивные текстуры, лучистый и игольчатый вид эгирина, пластовую форму залегания, монотонно однообразный состав ранних эгиринитов и микроклиновых эгиринитов и широкое развитие флюоритизации и поздне-щелочных метасоматических процессов (поздняя содалитизация, анальцимитизация, цеолитизация).

Среди данных метасоматитов довольно часто встречаются реликты неизмененных карбонатных пород, апокарбонатных метасоматитов начальной стадии замещения (тремолитовых диопсидитов, рихтеритовых эгиринитов) и слабо измененных даек диабазов, развитых регионально в осадочных породах бакальской свиты.

Апоглинисто-карбонатные метасоматические породы делятся на четыре парагенетических ассоциации: 1) ранние меланократовые, 2) микроклиновые и альбитовые, 3) флюоритовые и кальцитовые, 4) сложнзамещенные. Кроме того, широко и разнообразно представлена прожилковая серия (табл. 6).

Таблица 6

Главные типы щелочных метасоматитов Центрально-Уральского поднятия

Группы, типы метасоматитов, стадии процесса	Алоглинисто-карбонатные (Южный фланг Западно-Уральского поля)	Апоэффузивно-обломочные (Центральная часть Западно-Уральского поля)	Апосланцевые (Северный фланг Западно-Уральского поля)	Апогранитоидные (Полярно-Уральские поля)
1	2	3	4	5
Начальная	Тремолитовые диопсидиты, рихтеритовые эгириниты, эгириниты (нефелиновые, содалитовые), эгириновые содалититы	Эпидот-актинолитовые, актинолитовые меланократовые эгирин-биотит-гастингситовые, эгириниты	Тремолитовые, тремолит-биотитовые, биотититы (слюдиты)	Порфиробластовые альбитовые сланцы и слюдиты
Ранняя щелочная	Микроклиновые эгириниты Эгирин-микроклиновые метасоматиты Эгириновые микроклиниты Нефелиновые и содалитовые эгириниты и эгирин-микроклиновые метасоматиты, эгириновые содалититы Альбитизированные: эгириниты, эгирин-микроклиновые метасоматиты, микроклиниты,	Эгирин-микроклиновые, биотит-микроклиновые, гастингсит (арфведсонит) — микроклиновые метасоматиты Биотитовые, магнетитовые микроклиниты Альбитизированные: эпидот-актинолитовые, актинолитовые метасоматиты, эги-	Биотит-микроклиновые метасоматиты, биотитовые микроклиниты Альбитизированные: биотит-микроклиновые метасоматиты, микроклиниты	Микроклиниты слюDISTY; слюDISTO-микроклиновые, эгирин-микроклиновые, гастингсит-микроклиновые альбититы Альбититы: слюDISTY, эгириновые, рибекитовые, эгирин-рибекитовые

1	2	3	4	5
	нефелиновые эгириниты, нефелиновые эгирин-микроклиновые метасоматиты, эгириновые содалиты Альбититы: эгириновые, флогопитовые, рибекитовые	риниты, эгирин-микроклиновые, биотит-микроклиновые метасоматиты, микроклиниты Альбититы: биотитовые, рибекитовые, гематитовые, биотит-рибекитовые, рибекит-гематитовые, мусковит-хлоритовые, кварцевые	Альбититы: биотитовые, рибекитовые	Кварцевые альбититы: слюдистые, эгирин-слюдистые, гастингситовые
Кислотного выщелачивания	Флюоритизированные эгириниты и эгирин-полевошпатовые метасоматиты, флюорититы Кальцитизированные эгирин-полевошпатовые метасоматиты, биотитовые кальцититы	Флюоритизированные эгириновые и эгирин-микроклиновые метасоматиты Карбонатизированные (кальцит, анкерит) рибекит-гематит-полевошпатовые и гематит-полевошпатовые метасоматиты	Флюоритизированные биотит-полевошпатовые метасоматиты и альбититы Кальцитизированные биотит-полевошпатовые метасоматиты, альбититы	Флюорит-микроклиновые, флюорит-кварц-микроклиновые, флюорит-кварцевые, флюорит-слюдисто-кварцевые альбититы
Поздняя щелочная	Сложно-замещенные (альбитизированные, содалитизированные, канкринитизированные и цеолитизированные)	Окварцованные гематит-полевошпатовые метасоматиты	Окварцованные рибекит-асбестовые микроклиниты, биотит-полевошпатовые метасоматиты	
Прожилковая серия*	эгирин-микроклиновые метасоматиты и эгириниты Альбитовые (флогопитовые, лепидолитовые, рибекитовые, эгириновые, флюоритовые) Флюоритовые (микроклиновые, альбит-содалитовые, кальцитовые, альбит-апатитовые) Кальцитовые (альбитовые, флюоритовые, канкринитовые, биотитовые, сидеритовые, содалитовые, альбит-кварцевые) Сульфидные (пиритовые, халькопиритовые, галенитовые) Содалитовые (кальцит-флюоритовые, анальцитомые, канкринитовые) Канкринитовые, анальцитомые	Альбитовые (биотитовые, эгириновые, глаукофановые, рибекитовые, клиноцеозитовые, гематитовые, анкеритовые) Кальцитовые (альбитовые, содалитовые, анкеритовые) Гематит-микроклиновые (поздние) Кварцевые (кальцитовые, анкеритовые, сидеритовые, серицит-хлоритовые, глаукофан-асбестовые)	Альбитовые (биотитовые, рибекитовые, хлоритовые, кварцевые) Карбонатные (кальцитовые, сидеритовые, анкеритовые, альбитовые, кварцевые) Кварцевые (рибекит-асбестовые, хлоритовые) Сульфидные (кварцевые, кальцитовые)	Карбонат-хлорит-кварцевые

* Прожилки даны в возрастной последовательности.

Меланократовые породы

Данная ассоциация пород объединяет метасоматиты начальной стадии изменения: тремолитовые диопсидиты, рихтеритовые эгирииниты, эгирииниты и нефелинизированные и содалитизированные разновидности последних.

Тремолитовые диопсиды пользуются незначительным распространением. Они развиты на южном фланге тела метасоматитов в виде пластообразных и линзовидных реликтовых тел до 2–10 м мощности (скв. 34) в эгириновых метасоматитах и являются начальным продуктом изменения глинисто-карбонатных вмещающих пород, состоящих обычно из чередующихся карбонатных и глинистых прослоев. При замещении карбонатных пород вначале появляются отдельные игольчатые ($1 \times 0,1$ мм) кристаллы Na-тремолита ($2V_{Ng} = 58^\circ$, $cNg = 42^\circ$; 4,21% Na_2O и 1,27% K_2O), затем очень мелкие (до 0,1 мм) изометричной формы выделения диопсида ($2V_{Nd} = 88^\circ$, $cNg = 23^\circ$) и постепенно первично-полосчатая текстура породы сменяется массивной. Между тремолитом и преобладающим диопсидом располагаются небольшие количества реликтов первичного карбоната и изометрических зерен калиевого полевого шпата (ортоклаза). Часто наблюдается локальное обогащение флюоритом (до 50%) и метакристаллами (до 5 мм) турмалина. В полностью замещенных породах диопсид сменяется эгирииндиопсидом, затем эгирином (широко представлены зональные диопсид-эгириновые кристаллы), а тремолит — полущелочным амфиболом типа рихтерита ($2V_{Nr} = 77^\circ$, $cNg = 26^\circ$). Структура породы на начальных этапах изменения порфиробластовая с гранобластовой основной тканью, на конечных — чаще всего нематогранобластовая.

Порода интенсивно эгириинизируется, иногда по маломощным трещинкам (1–2 см). В последнем случае эгиринизация сопровождается периферическим ореолом микроклинизации.

Эгирииниты развиты обычно в периферических зонах апоглинисто-карбонатных метасоматитов, слагая значительные участки, и образуют среди эгирин-микроклиновых метасоматитов многочисленные реликтовые обособления. Это — мелкозернистые светло- и темно-зеленые породы с массивной текстурой; иногда рассланцованные. Сложены в основном эгирином (до 80–90%). В качестве второстепенной составной части отмечается ортоклаз, микроклин, альбит, кальцит, нефелин, содалит. Характерен эгирин игольчатого и лучистого облика. С обычным размером в 0,2–0,3 мм, редко 1–1,5 мм. По составу и оптике эгирин близок к акмиту ($N_g = 1,820$; $N_r = 1,750$; $2V_{Nr} = 64^\circ$, $c_{Nr} = 0,5^\circ$). Структура породы гетеробластовая гранобластовая и нематогранобластовая; участками фибробластовая.

Эгирииниты нефелинизируются, содалитизируются, микроклинизируются, флюоритизируются, альбитизируются и кальцитизируются с образованием соответствующих разновидностей (см. табл. 6).

Нефелиновые эгириниты и эгирин-микроклин-нефелиновые метасоматиты с примерно равным соотношением трех главных минералов образуются в тектонически ослабленных участках эгиринитов и при микроклинизации последних в виде нескольких зон мощностью от нескольких сантиметров до 5-6 м, разделенных между собой незамещенными эгириновыми метасоматитами. Иногда встречаются мономинеральные нефелиновые пропластки до 10-20 см мощности. Содержание обычно шпреуштейнизированных метакристаллов нефелина колеблется от 1-3 до 30-40%; размер изометричных зерен бурого, реже зеленоватого минерала не превышает 0,2 x 0,2 см. Текстура пород мелко- и среднезернистых массивная; структура порфиробластовая с нематогранобластовой и фибробластовой основной тканью. Порода микроклинизируется и альбитизируется.

Содалитовые эгириниты, эгирин-микроклин-содалитовые метасоматиты и эгириновые содалиты образуют в эгиринитах и микроклинитовых эгиринитах пластообразные и неправильной формы тела, мощностью до 10 м и протяженностью в несколько десятков метров, имея с ними постепенные переходы. Они представляют собой крупнозернистую породу массивной текстуры, состоящую из крупных (до 2,5 см в поперечнике) округлых темно-серых порфиробластов содалита (50-80%) и цементирующего их тонковолокнистого эгирина (20-50%). Микроклинитовые разновидности содалит-содержащих пород образуются при микроклинизации содалитовых эгиринитов. Эгириновые содалиты содержат 60-80% содалита; встречаются крайне редко, в виде обособлений неправильной и жиллообразной формы небольших размеров. Структура пород порфиробластовая с нематогранобластовой и фибробластовой основной тканью.

По эгирин-содалитовым метасоматитам развиваются чаще всего биотит-альбитовый и канкринит-содалитовый (поздний) замещающие комплексы.

Микроклинитовые эгириниты являются наиболее распространенной разновидностью апоглинисто-карбонатных метасоматитов. Эти породы слагают основную канву апоглинисто-карбонатных метасоматитов, на которую позже накладываются: альбитизация, флюоритизация, карбонатизация, поздняя содалитизация и цеолитизация. Они представлены мелко- и среднезернистой массивной породой с значительной вариацией соотношений главных породообразующих минералов. Содержание лейстового (метакристалльного) микроклина колеблется от 20-40%, редко до 60-80%. В последнем случае образуются эгириновые микроклиниты в виде локальных небольших обособлений, имеющих постепенные переходы с микроклинитовыми, эгиринитами.

При лейстовой микроклинизации эгиринитов с беспорядочным и субпараллельным расположением микроклина идет интенсивный процесс замещения эгирина микроклином. При этом можно проследить все стадии замещения от коррозии отдельных кристаллов до пол-

ного их растворения. Микроклин представлен короткопризматическими лейстами и неправильной формы выделениями размером до 2–3 мм, иногда до 1–2 см с характерным изопертитовым типом двойникования, лишенным пертитовых вростков альбита. В отдельных участках эгиринитов, обычно с незначительным содержанием калиевого полевого шпата, присутствует несдвойникованный ортоклаз. Структура породы порфиробластовая с нематогранобластовой и фибробластовой основной тканью.

Наиболее ранними и развитыми процессами замещения микроклиновых эгиринитов является альбитизация.

Аксессуарными минералами для всех типов эгиринитов служат: биотит, рибекит, ильменит, рамзаит, апатит, циркон, пироклор, пирит, сфалерит, галенит, касситерит, бастнезит и др. Пироклор, циркон, барилит, рамзаит характерны для альбитизированных разновидностей эгиринитов; бастнезит, монацит и сульфиды – для кальцизированных.

МИКРОКЛИНОВЫЕ И АЛЬБИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Данные типы метасоматических пород, нацело лишенные реликтов первичных пород, образуют ряд полос среди эгириновых метасоматитов. Среди них развиты биотит–микроклиновые метасоматиты с близкими соотношениями обоих компонентов, микроклиниты (эгириновые, биотитовые), флогопитовые и редко рибекитовые альбититы (см. табл. 6).

Биотит–микроклиновые метасоматиты слагают довольно мощную полосу примерно в центральной части поля эгириновых метасоматитов, имея с ними постепенные переходы. Этот тип пород отчетливо развивается метасоматически по эгиринитам и эгирин–микроклиновым метасоматитам. На начальных стадиях замещения в массе эгиринита начинают появляться отдельные мелкие чешуйки биотита. Количество их синхронно возрастает с увеличением содержания микроклина и соответственно эгириновая порода через биотит–эгирин–микроклиновую постепенно переходит в биотит–микроклиновый метасоматит. В тех случаях, когда микроклинизация носит не равномерно площадной, а прожилковый характер, между эгиринитом и микроклинитом развита биотитовая кайма.

Биотит–микроклиновые метасоматиты – грубослоистые мелко- и среднезернистые породы с субпараллельным расположением безпертитового лейстового микроклина в 0,4–0,7 см и меньше в сланцеватой массе мелкочешуйчатого биотита ($n_m = n_g = 1,640–1,645$). Для породы характерны значительные колебания в содержании микроклина и биотита; наиболее распространенной разновидностью является порода с содержанием 30–40% биотита и 50–60% микроклина. Структура породы порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью.

Биотит-микроклиновые метасоматиты альбитизируются, флюоритизируются и карбонатизируются.

Микроклиниты встречаются редко и слагают ряд пластообразных и жильобразных тел мощностью до 5-6 м, обычно 1-2 м, залегаая в большинстве своем согласно со слоистостью ранних метасоматических пород. Иногда микроклиниты одновременно секут эгириниты и биотит-микроклиновые метасоматиты. При пересечении первых в зоне контакта возникают биотит-микроклиновые оторочки. Иногда в случае маломощных тел вместо обычных биотитовых микроклинитов образуются эгириновые разновидности этих пород.

Микроклиниты - светло-серые крупнокристаллические породы массивной текстуры. Сложены они в основном беспорядочно ориентированными толстотаблитчатыми кристаллами безпертитового микроклина, интерстиции между которыми выполнены мелкозернистым агрегатом биотита или эгирина (до 3-5%). Иногда таблички микроклина ориентированы субпараллельно и порода приобретает трахитовидную текстуру. Структура пород гранобластовая.

Микроклиниты чаще всего альбитизируются, реже кальцитизируются.

Акцессорными примесями в микроклинитах и биотит-микроклиновых метасоматитах являются: апатит, сфен, ильменит, магнетит, циркон и сульфиды (пирит, галенит, сфалерит, молибденит и др.).

Флогопитовые альбититы слагают несколько обособленных полос мощностью в десятки метров при протяженности до 200-300 м, состоящих из мелкозернистого массивного агрегата и варьирующих по составу от слодитов до альбититов. Кроме того, они являются ведущей составной частью сложного замещающего комплекса, развитого неравномерно во всех типах эгириновых и микроклиновых пород при площадной альбитизации. Минеральный состав такого замещающего комплекса: альбит (10-70%), биотит (0-30%), поздний синий содалит (0-25%), канкринит (0-50%).

Флогопит в породе представлен мелкочешуйчатой бурой железистой разновидностью ($n_0 = 1,600-1,625$), обогащенной литием; альбит - мелкозернистым и лейстовым типом.

На начальной стадии замещения эгириновых метасоматитов мелкозернистый агрегат альбита как бы пропитывает первичную ткань породы с образованием полосчатых разновидностей эгирин-альбитовых пород. При более интенсивной альбитизации происходит сопряженное замещение темноцветных минералов, причем фронт ослюденения эгирина нередко опережает альбитизацию с образованием биотитизированных разновидностей эгиринитов и эгирин-микроклиновых метасоматитов без альбита.

Флогопитовые альбититы представляют собой буровато-серую мелкозернистую, часто лейкократовую (до 5-15% темноцветных) породу с массивной текстурой. Встречаются также и более меланократовые разновидности (см. табл. 6).

Структура лепидогранобластовая. Основная масса аксессуарных редкометальных минералов связана со сложным замещающим комплексом: уранпирохлор, пандаит, циртолит, рамзаит, биотит, барилит, стронцианит, родохрозит, флюорит, нейборит и др.

Флогопитовые альбититы замещаются рибекитовыми альбититами (редко), флюоритизируются, кальцитизируются и цеолитизируются.

Флюоритовые и кальцитовые метасоматиты

Развиты преимущественно флюоритизированные и кальцитизированные разновидности эгиринов и микроклиновых эгиринов; собственно флюорититы и кальцититы встречаются сравнительно редко.

Флюорититовые эгириновые и флюорит-полевошпатово-эгириновые метасоматиты слагают несколько довольно протяженных зон мощностью до первых десятков метров, в общем согласных, в ряде случаев несколько секущих. Зоны флюоритизации имеют сложное и разнообразное строение, иногда они располагаются на переднем фронте альбитизации. В этом случае флюориты образуют периферический ореол мощностью до нескольких метров вокруг тел флогопитовых альбититов, внутри которого наблюдается мелкозернистая равномерная вкрапленность с содержанием флюорита до 30-60%. Реже выделяются небольшие участки флюоритовых альбититов.

Чаще локализация флюорита идет без видимой связи с процессом альбитизации и флюоритизации по тектонически ослабленным участкам с образованием почти мономинеральных флюоритовых зоннок многократно перемежающихся с пустыми породами. Флюорит (30-40%) в большинстве своем развивается метасоматически по лейкократовым минералам и эгирину.

Кальцитовые эгириновые и флюорит-полевошпатово-эгириновые метасоматиты развиты локально в виде участков и довольно протяженных зон до нескольких метров мощности, представленных иногда брекчированными разностями эгириновых пород, сцементированных кальцитовым и биотит-кальцитовым мелкозернистым агрегатом. Содержание кальция ($n_0 = 1,667-1,674$, $n_e = 1,491-1,531$) достигает 30-40 и более процентов. Кальцит развивается в основном за счет полевых шпатов, реже темноцветных минералов.

Сложно-замещенные метасоматиты

Этот тип метасоматитов представлен альбитизированными разновидностями разнообразных и эгириновых и эгирин-полевошпатовых пород с широко развитыми более поздними процессами поздней содалитизации и канкринитизации. Обычно последние процессы идут последовательно: сначала содалитизация, затем канкринитизация и их проявления, как правило, пространственно совмещены. При этом поздний синий содалит ($n = 1,480$) замещается канкринитом ($n_g =$

= 1,518; $n_p = 1,495$). Данные минералы либо совместно с альбитом являются составной частью сложного замещающего комплекса, в котором содержание этих минералов соответственно равно 10–25 и 40–50%, либо без альбита образуют содалитизированные и канкринитизированные разновидности пород. Содалит и канкринит метасоматически замещают микроклич, альбит и ранний содалит.

Прожилковая серия

В апоглинисто–карбонатных метасоматитах всех разновидностей обильно представлена серия согласных, реже кососекущих мелких (мощностью до десятка сантиметров, обычно 1–2 см и протяженностью в несколько метров) прожилков (см. табл. 6) мономинерально кальцитового, флюоритового, содалитового, канкринитового и анальцимового и полиминерального составов. Причем позднешелочные прожилки этого типа, подобно нефелинизации, содалитизации и канкринитизации развиты только в этой группе метасоматитов. Характерными акцессорными минералами для них служат: нейборит, бербанкит, анкилит, сульфиды и ильменит.

АПОЭФФУЗИВНО-ОБЛОМОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Апоэффузивные метасоматиты являются основной группой этих образований для Западно–Уральского поля, где они слагают центральную – большую часть метасоматического тела. Специфическими особенностями этой группы пород служат: 1) чрезвычайно пестрый состав, 2) наличие реликтовых текстур (пятнистых, брекчиевидных, линзовидных и др.) во всех типах метасоматитов, но особенно в продуктах стадий процесса, 3) присутствие реликтов очень характерного для трахи–андезито–базальтовых порфиритов амфибола – бурого керсутита.

В виду большой неоднородности состава обломков первичных эффузивно–обломочных пород (субшелочные кислые эффузивы, трахиандезито–базальты, плаггиограниты, альбитофиры, грано–сиениты, амфиболиты, сланцы, карбонатные породы, кварциты и др.) довольно трудно наметить закономерную смену в изменении состава метасоматитов начальной стадии изменения. Поэтому нами за основу выделения последовательных стадий процесса бралось закономерное изменение состава апоцементных метасоматитов, тем более, что влияние состава обломков на состав метасоматитов уже становится мало заметным, начиная с развития процесса микроклинизации. Среди всего разнообразия апоэффузивных метасоматитов выделяются: 1) меладократовые породы начальной стадии изменения, 2) микроклиновые и альбитовые породы щелочной стадии, 3) кварцевые и карбонатные породы стадии кислотного выщелачивания, 4) поздние гематит–микроклиновые породы поздней щелочной стадии и 5) прожилковая серия (см. табл. 6).

Меланократовые породы

Эта группа пород представлена актинолититами, эпидот-актинолититами, эгиринитами, биотитовыми и микроклиновыми эгиринитами.

Актинолититы и эпидот-актинолититы — мелкозернистые серовато-зеленые породы начальной стадии изменения встречаются в выходах эруптивных breccий жерловины и в западных обнажениях агломератовых лав. Они имеют сравнительно широкое распространение — ими замещена большая часть (свыше 90%) первичных эффузивно-обломочных пород. Замещению подвергаются как обломки, так и цементирующая масса; более легко последняя. Актинолитовые ($2V_{Np} = 76^\circ$, $cN_g = 30^\circ$) и эпидот ($2V_{Np} = 75^\circ$, $aN_g = 22^\circ$) — актинолитовые породы развиваются по лавовой цементирующей массе, включая вулканическое стекло, вкрапленники керсутита, реже пироксена, плагиоклаза и мелкие обломки пород разнообразного состава. Актинолит в первую очередь развивается по цементирующей основной массе, но также замещает вкрапленники керсутита, сначала образуя вокруг них игольчатые оторочки, затем полные псевдоморфозы в виде пятнистых сгустков зеленого игольчатого облика. Совместно с актинолитом образуется большое количество сфена, магнетита; по плагиоклазу развивается эпидот ($2V_{Np} = 75^\circ$, $aN_g = 22^\circ$, $bN_m = 0^\circ$). Обломочный материал эффузивно-обломочных пород либо совсем не замещен, либо в зависимости от состава превращен в пятнистые расплывчатые обособления биотитового, полевошпатового и гастингситового состава. В целом апоэффузивно-обломочные метасоматиты начальной стадии изменения имеют меланократовый облик и текстурный рисунок эффузивно-обломочных пород. Структура метасоматическая пятнисто-бластовая, участками порфиробластовая с фибробластовой и нематобластовой основной тканью.

Порода обычно эгиринизируется иногда только альбитизируется с образованием актинолит-рибекит-альбитовых, биотит-рибекит-альбитовых метасоматитов переменного состава. Такие метасоматиты образуют сравнительно мощный слой так называемых "нижних лав" на северном фланге тела метасоматитов.

Эгириниты, образовавшиеся в процессе эгиринизации актинолититов и эпидот-актинолититов, представлены плотными войлочными и спутанно-волокнистыми светло-зелеными породами пятнистой breccиевидной текстуры и крайне невыдержанного состава из-за замещенных обломков первичных пород. Эгирин ($cN_p = 0-8^\circ$) представлен игольчатой и волокнистой разновидностями, группирующимися в агрегатах веерообразных сростков и беспорядочно переплетенных кристаллов. Среди эгиринитов наблюдаются многочисленные сглаженные обломки, по составу соответствующие перекристаллизованным альбитофирам, трахиандезито-базальтовым порфиритам и осадочным породам. Незамещенными в основном остаются лейкократовые обломки, отделенные от эгиринового агрегата реакционной каймой биотита. Структура породы метасоматическая пятнисто-бластовая с тонкофибробластовой, участками сноповидной основной тканью.

Эгириниты развиты по флангам тела апоэффузивно-обломочных метасоматитов и слагают многочисленные реликты линзовидной формы среди метасоматитов более поздних стадий, имея с ними постепенные переходы. Они, в отличие от апоглинисто-карбонатных эгиринитов, обладают неравномерно пятнистой и брекчированной текстурами, содержат реликтовые останцы незамещенных и слабо измененных актинолитизированных лав и реликтовые зерна амфибола - керсутита, нередко зональные с периферическими каймами полущелочных роговых обманок. Из акцессорных минералов чаще всего представлены апатит, сфен, магнетит, ильменит, сульфиды (пирит, пирротин, галенит, сфалерит), флюорит, кальцит и др.

Порода биотитизируется, микроклинизируется и альбитизируется. При слабо развитой микроклинизации с сопряженной биотитизацией и более поздней альбитизации в эгиринитах формируются неправильной формы участки микроклиновых эгиринитов, биотитовых эгиринитов и эгирин-биотит-микроклиновых метасоматитов непостоянного состава.

Микроклиновые и альбитовые породы

В этой группе пород объединяются биотит-микроклиновые метасоматиты переменного состава, биотитовые и лишённые темноцветных микроклиниты, флогопитовые, рибекитовые альбититы (см. табл. 6).

Биотит - микроклиновые метасоматиты являются начальным продуктом биотитизации и микроклинизации эгиринитов. Эти два процесса уже в начале процесса замещения приводят к полной нивелировке текстуры, состава апоэффузивных метасоматитов и отсутствию реликтовых обломков среди них. При этом биотит никогда не развивается отчетливо по эгирину. В массе эгирина на начальных этапах замещения появляются отдельные чешуйки биотита и их количество в породе синхронно увеличивается с возрастанием количества микроклина.

Таким образом, эгириновая порода через биотит-эгирин-микроклиновый метасоматит постепенно переходит в биотит-микроклиновую. Наиболее распространенной является порода, содержащая 30-50% биотита ($n_m = 1,640-1,647$) и 40-50% микроклина. Встречаются также участки почти мономинеральных биотитовых слюдитов (до 80-90% биотита) и лейкократовые разности с содержанием микроклина до 60-65%.

Биотит-микроклиновые метасоматиты представлены средне- и крупнокристаллическими породами темно-серой окраски. Биотит ($n_m = 1,640-1,645$) мелкочешуйчатый; микроклин лейстовый 0,4-2 см длины и субпараллельным расположением кристаллов. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, флюоритом, цирконом, сфалеритом, арсенопиритом, пиритом, молибденитом, гематитом, магнетитом, рутилом, эгирином, рибекитом, карбонатами.

Этот тип метасоматитов как бы слагает основную канву центральной части тела метасоматитов, на которую накладываются бо-

лее поздние минеральные парагенезисы альбитовых и гематитовых метасоматитов. Хотя первичный эффузивно-обломочный текстурный рисунок в биотит-микроклиновых метасоматитах обычно сnivelирован, для них характерным остается крайне невыдержанный состав, грубо пятнистые, брекчиевидные и слабо полосчатые текстуры, обилие реликтовых останцев эгирин-микроклиновых метасоматитов с реликтовыми обломками эффузивно-обломочных пород и керсутитовой роговой обманкой. Структура пород порфиробластовая с лепидобластовой основной биотитовой тканью.

Микроклиниты развиты преимущественно в центральной части тела метасоматитов, где не слагают сплошной зоны, а представлены густой разрозненной серией мощных линзовидных тел (до 30-50 м мощности и первых сотен метров протяженности), разделенных лейкократовыми биотит-микроклиновыми метасоматитами. С последними микроклиниты связаны постепенными переходами. Кроме того, наблюдаются и отчетливо жильные тела мощностью до 10 м, располагающиеся согласно слоистости биотит-микроклиновых метасоматитов или секущих их.

Подавляющая часть микроклинитов является продуктом площадной микроклинизации и слагает тыловую центральную зону метасоматической колонки. Микроклин образует в них крупные (до 5 × 10 см) пластинчатые выделения предельно неправильной лапчатой формы с изопертитовым типом двойникования. Монокристаллы микроклина обычно переполнены пойкилитовыми включениями биотита. В жильных микроклинитах толстотаблитчатые кристаллы микроклина ориентированы беспорядочно или субпараллельно. Интерстиции между микроклином выполнены мелкозернистым агрегатом черного биотита ($n_m = 1,647-1,677$), реже рибекитом или гематитом. Акцессорными минералами микроклинитов являются апатит, сфен, ильменит, реже ильменорутит, циркон, эшинит, бритолит, эпидот, анкерит, кальцит и сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит) и др.

В том и другом случае микроклиниты представляют собой темно- и светло-серые крупнокристаллические или пегматоидные породы, структурный облик которых определяется расположением выделений микроклина, текстура породы массивная, трахитоидная; структура метасоматическая пойкилобластовая, участками лепидограно-бластовая зубчатая, в жильных микроклинитах - порфиробластовая.

Биотит-микроклиновые метасоматиты и микроклиниты интенсивно альбитизируются. При этом процесс альбитизации идет с различной степенью интенсивности, благодаря чему формируются породы крайне невыдержанного состава, неоднородной текстуры и структуры с массой реликтовых минералов. При интенсивно проявленной альбитизации чаще образуются породы более или менее постоянного состава и структуры с отчетливой сменой (замещением) темноцветных минералов биотит ← рибекит ← серицит или хлорит ← гематит.

Флогопитовые альбититы развиваются по эгириритам и биотит-микроклиновым метасоматитам. Наиболее широко представлены в телах биотит-микроклиновых метасоматитов, где образуют многочисленные линзовидные тела и прослои пород мощностью от первых метров и даже сантиметров до десятков метров. Переходы между первичными породами и альбититами постепенные. Редко отмечены жильные тела альбититов, секущие слоистость более ранних метасоматических пород и сопровождаемые околожильной альбитизацией.

В основном это лейкократовые буровато-серые мелкозернистые породы с колеблющимся содержанием (0-10-15%) тонкочешуйчатого железистого флогопита ($n_m = 1,611-1,627$). Мелкозернистый агрегат альбита как бы пропитывает первичную замещающую породу и более охотно развивается по плоскостям сланцеватости. Типоморфными акцессорными минералами являются эшинит, циркон, ильменорутит, ильменит, апатит; в эгириновых альбититах, вместо эшинита развит уранпирохлор; отмечается также барилит.

Редкометалльная минерализация в жильных альбититах без темноцветных минералов обычно отсутствует. Текстура породы массивная, реже - тонкополосчатая; структура лепидогранобластовая.

Флогопитовые альбититы замещаются рибекитовыми альбититами, окварцовываются и карбонатизируются.

Рибекитовые альбититы имеют не менее широкое распространение, чем флогопитовые. Они развиваются в основном по биотит-микроклиновым, реже биотит-альбитовым метасоматитам, образуя линзовидные тела в десятки метров мощности, обычно меньше. Встречаются как промежуточные рибекит-биотит-микроклин-альбитовые и рибекит-биотит-альбитовые, так и собственно рибекит-альбитовые разности в зависимости от интенсивности процесса замещения. При замещении рибекит-альбитовым агрегатом биотит-микроклиновых и биотит-альбитовых метасоматитов рибекит не замещает непосредственно биотит, а как бы развивается взамен его. При этом содержание рибекита и альбита возрастает по мере уменьшения количества биотита и микроклина.

Замещение эгириновых апоэффузивно-обломочных метасоматитов рибекит-альбитовым агрегатом менее распространено, но отчетливо проявлено. Эгирин всегда замещается рибекитом с образованием псевдоморфоз. При этом рибекитизация и альбитизация являются близко сопряженными процессами, но не полностью синхронными. Иногда рибекитизация опережает альбитизацию и идет по эгириритам в тонкопрожилковой форме.

Рибекитовые альбититы представляют собой голубовато-серую и темно-серую мелкозернистую породу с массивной, но часто и с полосчатой текстурами, в которой макроскопически видны мелкие (0,1-0,2 см) черные кристаллики рибекита. Содержание последнего варьирует в широких пределах (от 0-10 до 30-40%; см.

табл. 6). По оптическим свойствам ($n_g = 1,685$, $n_p = 1,680$, $cNg = 3-6^\circ$, $2V_{Np} = 89^\circ$) и химическому составу (8,02% MgO, 5,36% Na₂O и 2,21% K₂O) рибекит относится к магнезиорибекитам. Альбит представлен плохообразованными лейстами или чаще зернистым агрегатом. Часто встречаются реликты и перекристаллизованные зерна микроклина, флогопита, эгирина и поздние секущие прожилки карбонатов и гематита. Акцессорные минералы те же, что и в флогопитовых альбититах. Структура породы чаще всего нематогранобластовая.

Порода интенсивно карбонатизируется и гематизируется.

Кварцевые и карбонатные породы

Окварцевание проявлено локально и выражено: 1) в виде общей пропитанности всех разновидностей метасоматитов по микротрещинам и порам мелкозернистым кварцевым агрегатом, 2) в образовании особой кварцевой разновидности альбититов и 3) мало мощных кварцевых прожилков. Более широко оно развито в центральной части тела метасоматитов, где выделяются довольно протяженные зоны субмеридионального простирания, секущие нередко сразу несколько типов щелочных метасоматитов. Содержание кварца в таких зонах достигает 30–50%. Иногда биотит–микроклиновые и флогопит–альбитовые метасоматиты при окварцевании превращаются в серицитовые и хлоритовые разности кварцевых альбититов, образующие небольшие согласные линзовидные тела. В этом случае породы представлены светлыми тонкозернистыми рассланцованными разновидностями с варьирующим содержанием кварца (от 0 до 30–50%).

Структура таких альбититов обычно лепидогранобластовая, участками порфирогранобластовая. С окварцеванием связано образование колумбита и сульфидной минерализации.

Карбонатизация накладывается на все без исключения типы метасоматитов, пропитывая их субстрат по порам, мельчайшим трещинам, плоскостям слоистости и тектонически ослабленным зонам. В центральной части тела метасоматитов развиты участки и довольно протяженные зоны, где содержание карбоната достигает 30–40 и более процентов. Особенно широко они представлены в гематит–микроклиновых метасоматитах, в которых локально развиты участки гематит–анкерит–кальцитовых карбонатитов с акцессорной редкоземельной (ортит, бритолит, бастнезит), сульфидной и гентгельвиновой минерализацией. Здесь анкерит ($n_o = 1,725-1,741$; $n_e = 1,529-1,555$; соотношение Mg, Fe Ca и Mn карбонатных минералов соответственно равно 29,4; 36,9; 27,4 и 6,3) и кальцит находятся примерно в равных количествах. Характерная ассоциация с хлоритом, серицитом, апатитом, сфеном, сульфидами. Анкеритовые прожилки обычно секут кальцитовые.

Поздние гематит-микроклиновые породы

Метасоматиты этого типа являются наиболее поздней метасоматической фазией апоэффузивно-обломочных метасоматитов. Их образование протекает в процессе изменения эгирина, рибекита и биотита различных типов метасоматитов, происходящего во время многих метасоматических процессов, начиная с микроклинизации и кончая позднегидротермальной карбонатизацией и окварцеванием. Основная же масса этих пород формируется в конце процесса альбитизации, параллельно с развитием карбонатизации и окварцевания или несколько позже.

Гематитовые метасоматиты слагают пачки и линзовидные тела согласно с общим простираем более ранних пород, реже являются секущими. Размер их тел варьирует по мощности от 15–20 до 50–60 м достигает протяженности 300 и более метров. Содержание гематита колеблется от 5–10 до 70%. Для них характерны массивные, пятнистые, очковые, реликтово-обломочные текстуры. Минеральный состав отличается большим непостоянством и зависит от интенсивности процесса и состава первичных пород. Гематитизация захватывает биотит-микроклиновые, эгирин-микроклиновые (редко) метасоматиты, микроклиниты и разнообразные альбитовые породы (биотитовые, рибекитовые, эгириновые). Подобно другим позднегидротермальным процессам, для нее также характерны площадные и прожилковые проявления. При этом гематит-альбитовые, гематит-микроклиновые и гематитовые прожилки секут альбитовые метасоматиты и в свою очередь пересекаются кальцитовыми, сидеритовыми, анкеритовыми, кальцит-кварцевыми и кварцевыми прожилками.

Наиболее интересна тесная пространственная и генетическая связь гематитизации с поздней микроклинизацией, широко распространенной в центральной части тела метасоматитов. Поздние микроклиновые породы представляют собой очень тонкозернистый агрегат калиевого полевого шпата, развивающийся отчетливо с замещением метасоматитов ранней стадии микроклинизации и альбитизации и содержащей большое количество тонкозернистых железистых карбонатов, анкерита и кварца.

Содержание указанных компонентов в отдельных участках породы достигает 30–50%.

Прожилковая серия

Для апоэффузивно-обломочных метасоматитов характерен иной набор прожилков, чем в апоглинисто-карбонатных метасоматитах. Здесь преимущественное развитие приобретают гематитовые, анкеритовые, кальцитовые и кварцевые (глаукофан-асбестовые, серицит-хлоритовые, кальцитовые и анкеритовые) прожилки (см. табл. 6).

Шестая группа уральских метасоматитов развита в Полярно-Уральских и Западно-Уральском полях. В первых апосланцевые метасоматиты образуются по фенитизированным сланцам и представлены слабо щелочными разновидностями (см. описание апогранитоидных метасоматитов); во-вторых – по неизмененным филлитовидным сланцам с образованием более щелочных разновидностей апосланцевых метасоматических пород.

Апосланцевые метасоматиты Западно-Уральского поля локализованы в лежащем боку метасоматического тела, где приурочены к небольшому сланцевому останцу, среди эффузивно-обломочных пород. Характерными особенностями данной группы метасоматитов являются: 1) сланцеватые, тонкополосчатые и трахитоидные плоскопараллельные текстуры с реликтами плйчатых сланцев; 2) слоистая форма залегания отдельных типов метасоматитов; 3) меланократовый облик метасоматитов с подчиненным развитием лейкократовых пород и 4) значительное окварцевание.

Среди апосланцевых метасоматитов выделяются: 1) меланократовые, 2) микроклиновые, альбитовые; 3) кварцевые, кальцитовые и 4) гематитовые метасоматические породы, а также специфическая прожилковая серия.

Меланократовые породы

Замещение сланцев начинается с появления спорадически вкрапленного тремолита, который затем сменяется зеленым мелкочешуйчатым железистым флогопитом. Последний постепенно укрупняется и порода переходит в тонкочешуйчатый слюдит. В процессе укрупнения агрегата флогопита появляются первые лейстобласты микроклина, количество которого постепенно увеличивается (до 20–30%) и обычный слюдит переходит в свою микроклиновую разновидность (см. табл. 7).

Слюдиты являются одной из распространенных пород апосланцевых метасоматитов. Представлены мелкочешуйчатой сланцеватой разновидностью с феррифлогопитовой слюдой ($n_m = 1,613-1,615$). Обычно находятся в послыном тонкополосчатом переслаивании с биотит-микроклиновыми метасоматитами, имея с ними постепенные переходы. Наблюдаются также в виде реликтов в биотит-микроклиновых метасоматитах. Текстура породы сланцеватая, в микроклиновых слюдитах – тонкополосчатая и трахитоидная; структура лепидобластовая, лепидофибробластовая, в микроклиновых разновидностях – порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью.

Второстепенные и акцессорные минералы слюдитов представлены рибекитом, кальцитом, альбитом, гематитом, кварцем, ильменитом, сфеном, апатитом, магнетитом и сульфидами.

Порода микроклинизируется, альбитизируется, карбонатируется и окварцовывается.

Микроклиновые и альбитовые породы

Микроклиновые метасоматиты представлены в основном биотит-микроклиновыми породами с широкой вариацией содержаний обоих минералов; реже отмечаются собственно микроклиниты. Альбитовые породы имеют сравнительно небольшое распространение с преимущественным развитием флогопитовых и рибекитовых альбититов. Более широко представлены, чем альбититы и альбитизированные слюдиты и биотит-микроклиновые метасоматиты.

Биотит-микроклиновые метасоматиты, преимущественно меланократовые разновидности с содержанием микроклина не больше 20–30%, имеют наиболее широкое распространение. Лейкократовые разновидности (40–60% микроклина) и мономинеральные микроклиниты развиты локально. Все разновидности пород, полойно переслаиваясь, взаимно переходят друг в друга. Типичны сланцеватая и тонкополосчатая текстуры, трахитоидное (субпараллельное слоистости) расположение лейст микроклина (до 1 см длины, обычно меньше). Последнее существенно отличает их от подобных типов апоэффузивно-обломочных метасоматитов с пятнистыми выделениями калиевого полевого шпата. Слюда, в отличие от более ранних слюдитов, представлена типичным биотитом ($n_m = 1,640-1,645$). Структура породы порфириобластовая с лепидобластовой основной тканью. Характерными акцессорными минералами являются ильменит, апатит, сфен, редко ильменорутил, эцинит и др.

Биотит-микроклиновые породы альбитизируются, карбонатизируются и окварцовываются.

Микроклиниты слагают отдельные, обычно маломощные, прослой среди полосчатой толщи слюдитов и биотит-микроклиновых метасоматитов, имея с ними постепенные переходы. Кроме того представлены жильные тела микроклинитов, согласные или секущие слоистости вмещающих метасоматитов более ранних стадий. В последнем случае микроклиниты имеют четкие контакты и сопровождаются в экзоконтактах лейстовой микроклинизацией. В отличие от апоэффузивных микроклинитов апосланцевым микроклинитам обычно свойственна трахитоидная текстура с субпараллельным расположением лейст микроклина.

Это, в основном, лейкократовые светло-серые крупнокристаллические породы. Из темноцветных минералов представлена наиболее железистая слюда ($n_m = 1,665-1,679$). Акцессорные минералы: ильменит, магнетит, сфен, апатит, разнообразные сульфиды, реже ильменорутил, эцинит и др. Структура пород порфириобластовая.

Микроклиниты альбитизируются, кальцитизируются и окварцовываются.

Флогопитовые альбититы представлены сравнительно широко в виде мелкозернистого замещающего комплекса в биотит-микроклиновых метасоматитах и многочисленных прослоев массивных мелкозернистых светло-серых пород мощностью от нескольких

сантиметров до первых метров среди сланцеватых биотит-микроклиновых метасоматитов. Обычно они располагаются согласно с полосчатостью и сланцеватость более ранних типов метасоматитов, имея с ними довольно четкие контакты и постепенные переходы. Флогопит по свойствам ($n_m = 1,615-1,625$) относится к железистой разновидности. Альбит в основном представлен зернистой, редко лейстовой разновидностью. Породы в большинстве своем лейкократовые и содержат не более 10-15% флогопита. Характерными акцессорными минералами являются ильменит, ильменорутит, эцинит, карбонаты, рибекит, сульфиды. Встречаются флогопит-рибекитовые разновидности альбититов.

Текстура породы массивная, иногда брекчиевидная. Последняя развита в зонах брекчирования сланцев вне поля метасоматитов, но вблизи последнего. Наиболее мощная зона брекчирования (свыше 20 м мощности) известна в лежащем боку тела метасоматитов. Она сложена разнообразными по размеру и форме обломками сланцев и кварцитов, сцементированными тонкозернистым, мелкозернистым биотит-альбитовым цементом с наложением более мелких зон карбонатизации и окварцевания. Структура альбитовых пород лепидогранобластовая.

Флогопитовые альбититы карбонатизируются и окварцовываются.

Рибекитовые альбититы образуют мелкозернистый замещающий комплекс либо совместно с флогопитом, либо отдельно, развивающийся по слюдитам и биотит-микроклиновым метасоматитам, и слагает ряд пластовых тел, имеющих расплывчатые и четкие контакты с более ранними типами пород. Иногда встречаются обогащенные гематитом типы пород. Рибекит представлен магниезальной разновидностью; альбит зернистый. При замещении слюдитов образуются меланократовые типы рибекитовых альбититов, а биотит-микроклиновых пород - лейкократовые, нередко микроклин-содержащие.

Этот тип альбититов представлен голубовато-серой мелкозернистой породой, часто с полосчатой текстурой. Нематогранобластовая структура породы определяется беспорядочной ориентировкой мелких (0,1-0,2 см) игольчатых кристаллов рибекита и зернистым реже слабо лейстовым агрегатом альбита.

Порода карбонатизируется и окварцовывается с интенсивной гематитизацией.

Кальцитовые и кварцевые породы

Апсланцевые метасоматиты всех разновидностей флюоритизируются, карбонатизируются и окварцовываются. Наиболее характерным для этого типа метасоматитов является последний процесс, представленный хлорит-кварцевым, рибекит, асбест-кварцевым, серицит-альбит-кварцевым и кварцевым мелкозернистым агрегатом в зонах брекчирования, небольших линзовидных телах и прожилковой серии.

Биотит-кальцитовые породы слагают ряд жильобразных тел в альбитовых зонах брекчирования, локальные участки цемента в последних и многочисленные прожилки выполнения во всех типах метасоматических пород. В жильобразных телах они представлены средне- и крупнозернистыми темно-серыми и серыми породами с размером зернистого кальцита до 0,5-1 см в поперечнике и чешуйчатого биотита. По составу биотит-кальцитовые породы варьируют от лейкократовых кальцитовых до меланократовых кальцитовых с содержанием биотита до 30-40%. Типоморфными аксессуориями являются монацит, бастнезит, бритолит, баотит, сульфиды. Текстура пород обычно массивная; структура лепидогранобластовая.

Рибекит-асбест-кварцевые породы развиты только в апосланцевых метасоматитах; другие типы кварцсодержащих пород (серицит-альбит-кварцевые, хлорит-кварцевые) аналогичны апоэффузивным метасоматитам подобного типа.

Рибекит-асбест-кварцевые породы слагают наиболее поздний замещающий комплекс, развивающийся по различным типам апосланцевых метасоматитов в зонах брекчирования. Наиболее ярко он выражен в телах микроклинитов, где на светлом субстрате хорошо просматривается. Здесь рибекит-асбест-кварцевый агрегат, состоящий из длиноволокнистого амфибол-асбеста и мелкозернистого темно-серого кварца с варьирующим составом от мономинеральных асбестовых и кварцевых участков, развивается в интерстициях между лейстами микроклина и корродирует эти лейсты. Текстура породы чаще всего брекчиевая, очковая структура метасоматическая порфиробластовая с тонкофибробластовой основной тканью.

Гематит-полевошпатовые породы образуются в процессе карбонатизации и окварцевания различных типов апосланцевых метасоматитов - в основном биотит-микроклиновых и рибекит-альбитовых. Они развиты локально, но в отдельных участках слагают ряд сравнительно мощных (до 10-15 м мощности) пластообразных тел среди биотит-микроклиновых и биотит-рибекит-альбитовых метасоматитов, имея с ними постепенные переходы. В отличие от гематитовых метасоматитов апоэффузивно-обломочного типа, характеризуются полосчатым обликом, сланцеватыми текстурами, меньшими содержаниями гематита и большим количеством кварца.

Прожилковая серия представлена, главным образом, кварц-карбонатными (кальцитовые, анкеритовые, сидеритовые) рибекит-асбест-кварцевыми, хлорит-кварцевыми и кварцевыми прожилками с сульфидами или без них (см. табл. 6).

АПОГРАНИТОИДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Третья группа метасоматитов представлена в Полярно-уральских полях, где щелочной метасоматоз развит преимущественно по сильно метаморфизованным и гранитизированным вмещающим породам (гранито-гнейсам и гранитизированным сланцам), несравненно

меньше по собственно гранитам. Выделяется, не считая прожилковой серии, четыре главных типа метасоматических пород: 1) слюдиты и порфиробластовые альбитовые сланцы; 2) микроклиновые альбититы, 3) кварцево-слюдистые (эгириновые или рибекитовые) альбититы, 4) флюоритовые и флюорито-кварцевые альбититы (табл. 6), отвечающие главным продуктам ведущих стадий щелочного метасоматоза. Указанные типы метасоматитов обычно не образуют строго обособленных в пространстве зон (не считая мелких полосок и линзочек), а накладываются друг на друга в возрастной последовательности.

Одной из наиболее характерных особенностей апогранитоидных метасоматитов следует считать постоянное присутствие в них повышенных количеств кварца (20-40%), который обычно в других группах метасоматитов отсутствует или отмечается в незначительных количествах и только на конечных стадиях процесса. Это объясняется тем, что метасоматоз здесь протекает по высококварцевым первичным породам, которые как бы "тушат" щелочность метасоматозпроизводящих растворов и способствуют образованию слабо щелочных типов метасоматических пород (щелочной индекс по Ф.Р. Апельшиму 0,8-1,2).

Наиболее распространенными типами пород апогранитоидных метасоматитов являются микроклиновые и кварцево-слюдистые альбититы. Альбиты в данном случае не совсем подходящий термин для полярноуральских метасоматитов с примерно равным содержанием всех трех главных компонентов: альбита (32-45%), микроклина (от 3-5 до 25%) и кварца (19-39%). Однако этот термин уже вошел в литературу (Апельцин и др., 1967) и мы оставляем его неизменным, тем более, что приводимый ниже материал не является собственно авторским.

Микроклиновые альбититы - наиболее распространенная разновидность метасоматитов - развиваются по гранитизированным сланцам, гранито-гнейсам и микроклин-альбитовым гранитам. Особенно характерны для апогранитных метасоматитов. Часто содержат реликты первичных пород. Слагают линзовидные тела в сланцах, гранито-гнейсах и гранитах, нередко с послойным чередованием с первичными породами, а также зональные залежи, оконтуренные с периферии кварцевыми альбититами. Имеют с последними постепенные переходы. Сланцы на контакте с ними альбитизируются и фельдшпатизируются, гранито-гнейсы и граниты - флюоритизируются и гастингситизируются.

Микроклин-альбитовые метасоматиты (иногда с железонариевыми силикатами) на глубине иногда постепенно сменяются сильно альбитизированными глаукофановыми сланцами. Глаукофан в метасоматитах постепенно сменяется гастингситом или эгирином (с примесью жадеита).

Микроклиновые альбититы сохраняют в больших количествах крупные порфиробластические выделения решетчатого микроклина с пойкилитовыми включениями альбита среди мелкозернистой массы

альбита, кварца и флюорита. С микроклином ассоциирует грубо-блещущий реликтовый альбит, существенно преобладающий над лейстовым, замещающим микроклин, альбитом. Развиты преимущественно слюдяные (фенгитовые) разности микроклинных альбитов. Характерными акцессорными минералами являются циркон-малакон, фергюсонит, реже самарскит.

Этот, наиболее ранний тип метасоматитов, в неизменном виде не встречается на больших площадях; обычно интенсивно альбитизируется, флюоритизируется и окварцовывается.

Кварцево-слюдистые альбититы имеют меньшее распространение по сравнению с предыдущим типом. Они развиваются по микроклинным метасоматитам, замещая их, и самостоятельно среди гранитизированных (фельдшпатизированных) и альбитизированных сланцев на флангах метасоматических залежей.

В последнем случае часто развивается своеобразная фация кварцево-слюдистых альбититов — эгириин-гастингситовые альбититы.

При замещении апогранитных и аполанцевых микроклинных метасоматитов кварцево-слюдистыми альбититами по ним развивается мелкозернистый кварцево-слюдисто-альбитовый агрегат в виде линзочек и неправильных прожилковых обособлений, корродирующих микроклин и другие более ранние минералы. При этом проявляется шахматная альбитизация реликтового плагиоклаза и микроклина, а несколько позднее — преобладающий агрегат лейстового альбита, ассоциирующего с кварцем. В апогранитных метасоматитах возрастает количество слюды, по составу приближающейся к мусковиту; аполанцевые метасоматиты характеризуются слюдой ферримусковит-мусковитового состава и частой ассоциацией в последней магнетита.

В целом кварцево-слюдистые альбититы содержат мало реликтовых минералов (микроклина, плагиоклаза, кварца, хлорита, писточита, сфена и др.), и почти полностью сложены кварцево-слюдисто-альбитовым агрегатом. Они сохраняют некоторые детали первичных текстур гнейсов и гранитизированных сланцев; и в частности складчато-плойчатую текстуру из-за линзовиднополосчатого распределения слюды. Характерными акцессорными редкометаллическими минералами для кварцево-слюдистых альбитов являются циртолит, образующий внешние каймы зональных зерен циркона (малакон-циртолит), реже мелкие бипирамидальные кристаллы, и фергюсонит изометрического габитуса, светлых тонов и обогащенный танталом.

Эгириин-гастингситовые альбититы развиты в локальных участках, где наиболее активно проявлен метасоматоз вдоль открытых трещин. Они обычно локализованы преимущественно по периферии, главным образом вдоль контактов и в участках выклинивания метасоматических залежей, вероятно, унаследовавшие ослабленные зоны. В этом случае агрегат лейстового альбита и кварца дополняется в разных соотношениях магнетитом, гематитом, железисто-

натровым амфиболами (гастингсит-рибекитом) и пироксенами (жадеит-эгирином). Альбит-магнетит-ферримусковитовый состав метасоматитов сменяется альбит-(жадеит)-эгириновым или альбит-рибекит-гастингситовым. Вместо минералов группы фергюсонита образуются танталю-ниобаты группы пирохлора: эльсвортит или плумбопирохлор. Последний наиболее распространен в эгириновых разностях альбититов. Минералы группы пирохлора иногда замещают фергюсонит, образуя по ним псевдоморфозы. Постоянными спутниками их являются железисто-натровые силикаты, магнетит, гематит, ферримусковит.

По составу эгирин-гастингситовые альбититы близки к кварцевослюдистым альбититам и, подобно им, хорошо сохраняют текстурные особенности замещаемых пород, но обладают более плотной аплитовидной структурой. Кроме реликтовых текстурных признаков, преимущественное образование этих пород по гранитизированным сланцам подчеркивают реликтовые минералы (эпидот-цоизит-кварц, иногда сфен).

Флюорит-кварцевые альбититы имеют значительное распространение. Они развиваются по микроклиновым, кварцево-слюдистым и эгирин-гастингситовым альбититам, в большей степени тяготея к висячим эндоконтактам метасоматических залежей. Этот тип альбититов, сложенный в основном кварцево-флюоритовым тонкозернистым агрегатом, наложен в виде неправильных обособлений, линзочек и прожилков, часто подчеркивающих гнейсовидный облик всех метасоматитов данного региона. По своему составу флюорит-кварцевые альбититы с обильным кварцем и флюоритом, изредка топазом и мусковит-циннвальдитом приближаются к грейzenам. Позднему кварц-флюоритовому агрегату в метасоматитах сопутствует образование наиболее поздних акцессорных минералов: касситерита, колумбита, ферриторита и др. Минералы группы фергюсонита предыдущих типов метасоматитов при наложении кварц-флюоритового агрегата колумбитизируются.

Прожилковая серия (гидротермалиты) представлена преимущественно карбонат-хлорито-кварцевыми прожилками и минерализованными зонами того же состава как вдоль трещинок в метасоматитах, так и далеко за их пределами, во вмещающих сланцах и слабо измененных гранито-гнейсах, где нередко их больше, чем среди метасоматитов. Прожилки состоят из темно-серого халцедоновидного кварца, карбонатов (кальцит, доломит-анкерит), железистых хлоритов, ряда тюрингита - стильпноmelана, сульфидов (сфалерит, молибденит, галенит, пирит, пирротина и др.). В них редко встречаются также редкоземельные силикаты (ортит, чевкинит) и фторкарбонаты.

Редкометалльные минералы метасоматитов в контакте с прожилками или минерализованными трещинками изменяются: фергюсонит и пирохлор, например, окаймляются оторочками светлого вторичного ближе неопределенного порошоквидного минерала, иногда замещенного ортитом.

Метасоматиты первой группы широко и разнообразно представлены. Среди них можно выделить четыре парагенетических ассоциации типов этих образований: 1) метасоматиты начальной стадии замещения, 2) метасоматиты ранней щелочной стадии, 3) метасоматиты стадии кислотного выщелачивания, 4) метасоматиты поздней щелочной стадии (табл. 7).

Щелочные породы первой ассоциации образуются в результате перекристаллизации и переотложения выщелоченного из миаскитов вещества процессами альбитизации и последующей кальцитизации и отложенного на переднем фронте соответствующего щелочного метасоматоза. Сюда относятся перекристаллизованные миаскиты: нефелинолиты (нефелиниты), полевошпатиты, слюдиты и вся гамма пород промежуточного состава между ними. Особенно широко эти породы развиты в Вишневогорском и Потанинском полях щелочных метасоматитов, где локализованы в периферических и аликальных частях зон карбонатизации осевой части Вишневогорского массива (полевошпатиты, слюдиты) и в седловидной Западной залежи щелочных пород Вишневых гор (нефелинолиты, слюдиты и породы промежуточного состава).

Метасоматические породы второй ассоциации представлены микроклинитами, альбититами и микроклин-альбитовыми породами промежуточного состава. Для Вишневых - Ильменских гор характерно пространственное и временное совмещение обычно разновозрастных процессов микроклинизации и альбитизации с образованием совместного микроклин-альбитового агрегата как при развитии площадной альбитизации, так и при выполнении трещин скала и отслоения в миаскитах. Разделение этих процессов в пространстве происходит обычно в экзоконтактных зонах миаскитовых интрузивов, когда альбитизация бывает проявлена в более близких к щелочным массивам зонам (Борсуксайское поле), а микроклинизация на значительном от них удалении (Сугомакское поле).

В общем виде при микроклинизации и альбитизации миаскитов наблюдается следующая последовательная смена метасоматических пород: миаскиты → перекристаллизованные миаскиты → микроклинизированные и альбитизированные (биотитизированные) миаскиты → альбитовые микроклиниты → микроклиновые альбититы → альбититы.

Метасоматиты третьей ассоциации представлены в основном полевошпатитами, слюдитами, кальцитовыми и силикатно-кальцитовыми породами и кальцититами. Процесс кальцитизации миаскитов необычайно интенсивно развит в миаскитовом комплексе Вишневых-Ильменских гор, где наблюдаются мощные и протяженные зоны метасоматических пород и разнообразные жильные породы выполнения. Этот процесс обычно разорван во времени с альбитизацией миаскитов, отделен от последней этапом брекчирования и милотинизации. С этим процессом связаны свои типы перекристаллизованных

Таблица 7

Типы щелочных метасоматитов Восточно-Уральского поднятия

Стадии процесса	Апомиаскитовые	Апофенитовые
1	2	3
Начальная	Перекристаллизованные миаскиты — пегматоидные нефелиновые, нефелин-микроклиновые, микроклиновые породы, нефелинолиты (Вишневые горы)	Перекристаллизованные фениты-пегматоидные эгириин-диопсидовые, эгириин-полевошпатовые породы; меланократовые биотитовые, эгириновые и гастингситовые породы (Вишневые горы, Сугомак)
Ранняя щелочная	Альбитизированные миаскиты, нефелин-полевошпатовые и полевошпатовые пегматиты; редко слюдиты, микроклиниты Биотитовые, рибекитовые, эгириновые альбититы Либенеритовые альбититы (Вишневые-Ильменские горы, Борсуксай)	Биотитовые, арфведсонитовые и эгириновые микроклиниты (Сугомак) Альбититы (эгириновые, арфведсонитовые, биотитовые; Вишневые горы) Окварцованные микроклиниты и альбититы (Сугомак)
Кислотного выщелачивания (главная фаза карбонатизации)	Перекристаллизованные кальцит-биотит-полевошпатовые и лейкократовые биотит (гастингсит) полевошпатовые породы фронтальных и апикальных зон карбонатизации с участками меланократовых биотитовых и гастингситовых пород (Потанины горы) Слюдиты (альбитовые, биотитовые, гастингситовые; Увильды, Потанины и Вишневые горы) Биотит-кальцитовые (зернистые, брекчиевые, милонитовые) и арфведсонит-кальцитовые (зернистые, брекчиевые) породы, кальцититы (биотитовые, арфведсонитовые, апатитовые; Вишневые горы)	Перекристаллизованные кальцит-эгириин-полевошпатовые, эгириин (гастингсит)-полевошпатовые породы, пироксениты, слюдиты (Потанины горы); Эгириин (гастингсит, катафорит, арфведсонит) кальцитовые (зернистые, брекчиевые) и биотит-кальцитовые породы (Вишневые горы) Кальцититы (эгириновые, биотитовые, апатитовые)

Окончание табл. 7

1	2	3
Вторая прожилковая фаза карбонатизации	Кальцит-флюоритовые, кальцит-апатитовые, апатитовые, флюорит-канкринитовые, анкерит-кальцитовые прожилки выполнения (Вишневые горы)	Анкерит-кальцитовые, кварц-кальцитовые, кварц-кальцит-флюоритовые, флюоритовые, баритовые, сидеритовые, кальцит-сульфидные прожилки выполнения (Вишневые горы)
Поздняя щелочная	Натролит-кальцитовые, натролит-анальцим-кальцитовые, натролит-канкринитовые, содалитовые, натролит-анальцим-мусковитовые прожилки выполнения (Вишневые горы)	Арфведсонит-кварцевые, крокидолит-асбест-кварцевые, кварц-сульфидные прожилки выполнения (Вишневые горы)

Примечание: последовательность пород в отдельных стадиях дана в порядке их образования.

миаскитов и свой набор приконтактных процессов изменения вмещающих пород.

Процесс кальцитизации миаскитов пространственно бывает совместным с альбитизацией или развит локально.

По времени проявления, структурному положению и минералогеохимическим особенностям нами выделяются две фазы карбонатизации миаскитов: главная и второстепенная. В течение главной фазы происходила интенсивная кальцитизация миаскитов с образованием, главным образом, зон метасоматических пород, подчиненным развитием тел выполнения и пироклор-апатитовой минерализацией. Во вторую фазу формировались маломощные кальцитовые и анкеритокальцитовые прожилки с разнообразной редкоземельной минерализацией.

В общем виде при карбонатизации миаскитов наблюдается следующая последовательная смена метасоматических пород: миаскиты → кальцитизированные миаскиты → перекристаллизованные миаскиты (полевошпатиты, слюдиты и др.) → микроклин-альбит-биотит-кальцитовая порода → альбит-биотит-кальцитовая порода → слюдиты (кальцитовые) → биотит-кальцитовая порода → кальцитовая порода → кальцит (главная фаза) и кальцитовые → кальцит-апатитовые → кальцит-флюоритовые и кальцит-анкеритовые породы (вторая фаза).

Четвертая ассоциация метасоматитов проявлена в виде цеолитизации разнообразных щелочных пород площадного характера и цеолитных прожилков выполнения. Проявлена слабо и локально.

Перекристаллизованные миаскиты

Перекристаллизованные миаскиты встречаются повсеместно, но особенно широко представлены на переднем фронте зон альбитизации и карбонатизации Вишневых гор. В процессе перекристаллизации интрузивных щелочных пород происходит разрастание нефелина, микроклина и биотита с образованием обособленных мономинеральных зерен этих минералов, нередко сгруппированных в мономинеральные пегматоидные полосы и крупнокристаллических агрегатов вплоть до жилообразных тел существенно нефелинового, полевошпатового и нефелин-полевошпатового состава (Еськова и др., 1964).

На начальных стадиях процесса перекристаллизации обычно среди разгнейсованных мелкозернистых миаскитов с размером зерен 1-3 мм появляются отдельные крупные метакристаллы микроклина и нефелина до 0,5-1,0 см или линзовидные агрегаты этих минералов размером от одного до нескольких сантиметров в поперечнике. Контакты их с вмещающими породами неровные, коррозионные. Крупнокристаллические выделения микроклина, нефелина и их агрегаты иногда соединяются между собой с образованием прожилков, залегающих согласно с гнейсовидностью вмещающих пород, причем в этих прожилках в промежутках между крупными кристаллами нередко сохраняются в виде реликтов мелкозернистые агрегаты вмещающих пород.

На конечных стадиях сегрегационной перекристаллизации идет образование жилообразных тел и протяженности прерывистых полос крупнозернистых пород миаскитового состава.

Различается два типа жилообразных тел перекристаллизованных миаскитов. Метасоматические тела первого типа в зависимости от состава первичных пород (миаскитов, биотитовых сиенитов) соответственно имеют нефелиновый, нефелин-микроклиновый и микроклиновый состав; их образование предшествует процессу послемагматической альбитизации. Они встречаются главным образом в эндоконтактных зонах миаскитов и интенсивно альбитизированной западной залежи. Они сложены в миаскитах крупнокристаллическим агрегатом нефелина и микроклина; в биотитовых сиенитах - микроклином. Размеры тел варьируют в широких пределах. Встречаются прожилки мощностью в несколько сантиметров и длиной в несколько метров, жилообразные тела мощностью в несколько десятков сантиметров и длиной по простиранию до 20-30 м и прерывистые полосы до 100-150 м шириной и до 1 км протяженности. Характерная особенность этих образований - невыдержанность мощности по простиранию.

Рассматриваемые образования вместе с вмещающими их миаскитами подвергаются наложению послемагматической альбитизации. При интенсивном развитии этого процесса в мелкозернистом альбите сохраняются только реликтовые включения первичных минералов жилообразных тел. Редкометалльная минерализация в перекристаллизованных миаскитах по существу отсутствует. Она (пироксид, циркон, эцинит, ортит, и др.) ассоциирует с наложенным альбитом и

встречается не только в альбитизированных участках перекристаллизации, но и во вмещающих их альбитизированных миаскитах и биотитовых сиенитах.

Метасоматические жилообразные тела второго типа, имеющие преимущественно биотит-полевошпатовый и полевошпат-биотитовый состав с переменным количеством кальцита (от 0 до 10-15%) пространственно тяготеют к зонам интенсивной карбонатизации. Мощность этих образований колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, а длина по простиранию достигает десятков и сотен метров. В большинстве случаев подобные перекристаллизованные миаскиты сложены биотитом с подчиненным количеством кальцита и порфиробластами кали-натрового полевого шпата. Иногда выделения полевого шпата тяготеют к стенкам трещин с кальцит-биотитовым выполнением и, разрастаясь, слагают полевошпатовые зальбанды жил, которые нередко ближе к центру часто образуют друзовые агрегаты кристаллов.

Содержание минералов по простиранию обособлений перекристаллизованных миаскитов колеблется в широких пределах, и состав их сменяется от кальцит-биотитового с небольшим количеством микроклина до существенно полевошпатового. Эти жилообразные тела секут зоны альбитизации и в свою очередь секутся слюдитовыми и кальцитовыми прожилками, которые нередко развиваются вдоль их зальбандов. Акцессорные минералы аналогичны таковым из зон карбонатизации, развитых по соседству с ними и представлены апатитом, сфеном, ильменитом, магнетитом, пироксеном и сульфидами.

Ниже приводится краткое петрографическое описание наиболее типичных пород процесса перекристаллизации: нефелинолитов, полевошпатов и слюдитов. Эти породы могут иметь большое практическое значение как сырье на алюминий, керамику и вермикулит.

Нефелиниты (конгресситы по А.Н. Заварицкому и нефелинолиты по Н.В. Свяжину и М.Г. Исакову) впервые описаны для Ильменских-Вишневых гор этими исследователями как богатые нефелином разновидности миаскитов (Заварицкий, 1939; Свяжин, Исаков, 1956). Первым исследователем описана калишпатовая разновидность этой породы, вторыми - альбитовая.

Калишпатовые нефелиниты - конгресситы, содержащие в своем составе до 70-75% нефелина, 5-8% кали-натровых полевых шпатов и 6-10% биотита и мусковита, слагают среди обычных миаскитов Ильменских гор маломощные прерывистые полосы, имея с ними постепенные переходы через разновидности миаскитов, обогащенные нефелином (до 40-50%). Последние более распространены в Вишневых горах, где слагают в осевой части Центрального массива более мощные (до 30-40 м) полосы.

Альбитовые нефелиниты (биотит-альбитовые нефелинолиты по Н.В. Свяжину и М.Г. Исакову) образуют несколько обособленных полос среди щелочных пород Западной седловидной залежи. Наиболее крупные из них до 100-150 м ширины и до 700 м длины известны на западном склоне Потаниных гор. Эта разновидность нефелиновых

пород содержит 70–80% нефелина, 15–17% альбита и 3–5% биотита. Часто альбитовые нефелиниты слагают также жилкообразные тела до 0,6 м, залегающие согласно с вмещающими породами и имеющими зональное строение. От периферии к центру в них последовательно сменяются: прерывистая биотитовая оторочка, маломощная нефелин–альбитовая зона и центральное нефелиновое ядро.

В отличие от миаскитов нефелиниты характеризуются массивной, пятнистой текстурой и крупнозернистостью. Нефелин образует крупные идиоморфные зерна, мономинеральные агрегаты и полосы. Промежутки между выделениями нефелина выполнены мелкозернистым агрегатом альбита, калинатрового полевого шпата, нефелина, биотита, магнетита. Акцессорные минералы немногочисленны и представлены сфеном, ильменитом, цеолитом и цирконом (редко) и др. Структура породы панидиобластовая.

Полевошпатиты образуются при калишпатизации миаскитов, реже биотитовых сиенитов, амфиболовых миаскитов, сандыитов на переднем фронте интенсивного развития процесса послемагматической карбонатизации. Они слагают обширное поле в Потаниных горах и периферические участки в отдельных телах биотит–кальцитовых пород в Ильменах и Увильдах. Породы имеют постепенные переходы с интрузивными щелочными породами и фенитами, содержат незамещенные реликтовые останцы этих пород, секутся слюдитами и биотит–кальцитовыми породами.

Различаются биотитовые и гастингситовые разновидности полевошпатов. Биотитовые развиваются по слюдястым щелочным интрузивным породам, гастингситовые – по амфиболитовым миаскитам и сандыитам.

Полевошпатиты обычно представлены крупнозернистыми, пегматоидными лейкократовыми разновидностями, реже встречаются также брекчиевидные, пятнистые и такситовые разновидности. Породы на 70–95% состоят из крупных (до десятков сантиметров, обычно 2–3 см) неправильно таблитчатых кристаллов пертитового калинатрового полевого шпата, промежутки между которыми выполнены неориентированным бурым лепидомеланом ($n_{\text{ш}} = 1,662-1,672$) или гастингситом ($2V_{\text{Nr}} = 15-30^\circ$, $cNg = 18-25^\circ$), альбитом и кальцитом. В брекчиевидных и милонитизированных разновидностях пород обломки представлены крупнокристаллическим полевым шпатом, мелкозернистая основная масса имеет либо биотит–альбитовый, либо биотит–кальцитовый состав.

Полевой шпат характеризуется высоким содержанием альбитовой составляющей, представленной пертитовыми вростками разнообразной формы от криптопертитов до антипертитов и пертитами замещения.

Структура полевошпатовых пород чаще всего гранобластовая, реже порфиробластовая. Породы биотитизируются, кальцитизируются и цеолитизируются.

Слюдиты формируются в экзоконтактах зон альбитизации и кальцитизации; более типоморфны для последнего процесса. Биотитизация миаскитов и биотитовых сиенитов в экзоконтактах зон альби-

тизации проявляется довольно часто, но не всегда. При этом породы, обогащенные биотитом (до 25–35% и более) слагают маломощные и прерывистые фронтальные участки или "остроугольные" окончания (в плане) линейно вытянутых меридиональных зон альбитизации Вишневых гор. В этом случае образуются меланократовые альбититы или полевошпатовые слюдиты.

Наиболее интенсивная биотитизация щелочных пород (миаскитов, биотитовых сиенитов, амфиболовых миаскитов, сандыитов, лейкократовых полевошпатитов развита в процессе их карбонатизации (кальцитизации). Особенно широко ослюденение этих пород представлено в эндоконтатах миаскитовой интрузии и вдоль контакта миаскитов с фенитами (Увильды, Потанины и Вишневые горы), где образуются зоны слюдитов до нескольких десятков м мощности. При ослюденении миаскитов, биотитовых сиенитов, миаскитовых пегматитов, биотитовых альбититов, биотитовых полевошпатитов, предшествующем процессу кальцитизации, образование слюдитов (биотитов) нередко с явлениями катаклаза и милонитизации идет на переднем фронте кальцитизации. При этом образуются полевошпатовые и кальцитовые разновидности слюдитов.

Ослюденение амфиболовых миаскитов, сандыитов и амфиболполевошпатовых пород менее распространено. Оно развито по зальбандам отдельных прослоев, по сланцеватости и полосчатости этих пород, реже по мелким секущим зонам трещиноватости. В результате образуются биотитизированные разности миаскитов и сандыитов, а также роговообманковые (гастингситовые, гастингсит-полевошпатовые и гастингсит-кальцитовые) слюдиты.

Процесс образования слюдитов сопровождается довольно часто выделениями значительного количества кальцита, который в этих породах является более поздним, либо замешает биотит, цементируя обломки слюдитов, либо выполняет в нем прожилки.

Слюдиты – темно-серые, почти черные породы с полосчатой, флюидалной, сетчато-флюидалной и брекчиевой текстурой. Полосчатые разности характерны для периферических, флюидалные – для центральных участков зон ослюденения. Породы представляют собой агрегат неправильных, часто изогнутых от мелко- до крупночешуйчатых выделений биотита, листочки которого размером от долей миллиметров до 5–10 см, обычно 0,3–0,5 см ориентированы в одном направлении. Отдельные пластинки изогнуты, разорваны, имеют волнистое угасание. Одновременно присутствует лепидомелан ($n_m = 1,652 - 1,694$), свойственный интрузивным щелочным породам и более поздний менее железистый биотит ($n_m = 1,633 - 1,658$). Второстепенные минералы: альбит, гастингсит, кальцит выполняют промежутки между биотитом. Акцессорные минералы – сфен, апатит, ильменит, сульфиды, редко циркон, пироксид. Структура породы лепидобластовая, лепидогранобластовая.

Слюдиты замешаются биотит-кальцитовыми породами и кальцититами с образованием брекчиевых разновидностей; секутся кальцитовыми, апатит-кальцитовыми и целитовыми прожилками и жилами.

Микроклиниты, альбититы и микроклин-альбитовые породы

Метасоматические породы микроклин-альбитового состава с широкими вариациями содержаний микроклина и альбита широко представлены во всех миаскитовых комплексах Восточно-Уральского подъятия. Альбититы резко преобладают над микроклинитами.

Микроклиниты чаще всего слагают фланговые (или верхние) части зон альбитизации. Более широко они развиты в периферических частях приконтактных зон альбитизации, особенно со стороны западного (висячего) контакта (Вишневые - Ильменские горы) и в местах "остроугольного" окончания (в плане) линейно вытянутых меридиональных зон альбитизации в миаскитах Вишневых гор; в Борсуксайском поле метасоматиты отсутствуют.

Сущность процесса микроклинизации заключается в развитии за счет первичных минералов миаскитов мелкозернистого микроклинитового и микроклин-альбитового агрегата, переходящего затем в мономинеральные альбититы. В Вишневых и Ильменских горах микроклиниты (мономинеральные или с преобладанием микроклина над альбитом) встречаются сравнительно редко и чаще всего развиты по биотитовым сиенитам западного эндоконтакта.

Микроклинизация миаскитов начинается с постепенного разложения нефелина, затем кали-натрового полевого шпата. Первый исчезает совсем, а второй укрупняясь в размере, сохраняется в неполно замещенных зернах в центральных частях пертитовый облик свойственный полевоому шпату миаскитов, а с периферии обрастается каймой беспертитового решетчатого микроклина.

Микроклиниты, иацело сложенные беспертитовым микроклином, представлены мелко- и крупнозернистыми, иногда пегматоидными породами с друзовыми (редко каркасными) структурами. Текстура массивная, реже гнейсовидная. Типичен отчетливый идиоморфизм микроклина и сравнительно крупные его порфиробласты (до 1-2 см). Обычный размер микроклина - сотые и десятые доли миллиметра. Развиты только биотитовые ($n_m = 1,653-1,655$) микроклиниты с содержанием биотита от 0-3 до 30-35. Наиболее типичны лейкократовые микроклиниты, содержащие 3-5% биотита; меланократовые разновидности встречаются локально в экзоконтактах зон микроклинитизации.

Микроклин имеет "мягкую" контрастную решетку, таблитчатые его кристаллы нередко ориентированы в одном направлении. По оптическим свойствам ($2V = -81-85^\circ$) и дифрактограммам относится к высоко упорядоченным полевым шпатам с высоким коэффициентом триклинности (0,80-0,95).

Акцессорные минералы микроклинитов - магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, пироклор, ортит, бастнезит, редко сульфиды.

Характерна цирконовая, ортит-монацит-(бастнезит)-цирконовая минерализация. Редко отмечается слабая пироклор-цирконовая минерализация с размером отдельных минералов до 1 см.

Альбититы широко развиты во всех полях. В миаскитовой по-
лосе Вишневых-Ильменских гор альбитизация особенно интенсивно
представлена в Вишневых горах, где альбититы слагают до десятков
метров зону в эндоконтакте Центрального массива вдоль всего за-
падного контакта, протяженные субмеридиональные зоны в осевой
его части и систему штокверковых прожилков в западной межпла-
стовой залежи миаскитов. В Борсуксайском поле эти породы
развиты в зонах контакта даек миаскитов и щелочных пег-
матитов, а также по мелким секущим тектоническим наруше-
ниям в щелочных породах. Замещают разнообразные (биоти-
товые, амфиболовые, пироксеновые) миаскиты, их пегматиты,
сиениты эндоконтактов, перекристаллизованные миаскиты и мик-
роклиниты.

Формы проявления процесса альбитизации самые разнообразные.
Наиболее часто встречается равномерно распределенный замещаю-
щий альбитовый и микроклин-альбитовый агрегат с соотношением
альбита и микроклина от 1:1 до 10:1 при площадной альбитизации.
В этом случае при альбитизации миаскиты становятся неравномерно-
зернистыми; отчетливо проявляется их порфировидная текстура. Бо-
лее локально представлена прожилковая, полосчатая, сетчатая, брек-
чиевидная, пятнистая, полосчато-пятнистая альбитизация.

Макроскопически альбититы представляют собой мелкозернистые
породы белого, серовато-белого или розового цвета с лепидограно-
бластовой, нематогранбластовой, реже порфиробластовой структу-
рой и с массивной или полосчатой текстурой. Альбит (№ 0-5) пред-
ставлен толстотаблитчатой, зернистой и лейстовой (сахаровидной)
разновидностью. Первые две разновидности характерны для Ильмен-
ских и Вишневых гор; лейстовый альбит - для борсуксайских альби-
титов. Таблитчатый альбит полисинтетически двойникован, в зер-
нистом альбите двойникование отсутствует или неясно выражено,
лейстовый альбит имеет четкие простые двойники. Размер зерен
альбита до 0,2-0,3 мм.

Наиболее характерными второстепенными примесями альбититов
являются микроклин и темноцветные минералы. Содержание микро-
клина в альбититах Ильменских - Вишневых гор редко превышает
10-15%, обычно 5-7%; микроклин всегда более ксеноморфен, чем
альбит. Темноцветные минералы представлены биотитом, щелочным
пироксеном (эгирином) и амфиболом (рибекитом). Обычно тип тем-
ноцветных минералов в альбититах остается тем же самым, что в
первичных щелочных породах; увеличивается только их щелочность.
Ильменогорско-вишневогорские альбититы биотитовые, иногда с ре-
ликтовым гастингситовым амфиболом, появляющимся при альбити-
зации амфиболовых миаскитов. Содержание биотита ($N_m = 1,653-$
 $1,658$) варьирует от 0 до 3-5%; биотит существенную роль иг-
рает лишь в рех разностях, которые формировались при интенсивных
механических напряжениях, сопровождавшихся дроблением, брекчиро-
ванием и милонитизацией пород. В надвиговых зонах и в зонах кон-
такта миаскитов и фенитов Вишневых и Потаниных гор, а также

Увильдинского поля метасоматитов изредка представлены миланитовые и брекчированные биотит-альбитовые породы.

В борсуксайских альбититах на контакте с гранито-гнейсами развиты также либнеритовые альбититы наряду с биотитовыми, эгириновыми и рибекитовыми разностями.

Постоянная минерализация альбититов — пироксолом и цирконом, имеет крайне неравномерное распределение; часто отчетливо видно полосчатое, пятнистое и струевидное ее распределение. Из других акцессорных редкометалльных минералов иногда встречаются монацит, ортит, чевкинит, эшинит в зональных овоидах и ильменорутил. Размер зерен редкометалльных минералов чаще всего $0,01 \times 0,3$ мм, редко кристаллы пироксолом и циркона достигают до 0,5–1 см. Концентрические зональные агрегаты редкоземельных минералов развиты в Вишневых горах и Борсуксайском поле (Жабин, Свяжин, 1962; Волошин, 1967), где представлены в миаскитах и нефелин-полевошпатовых пегматитах, а также биотитовых сиенитах в виде "овоидов" монацит-бритолит-ортитового, бритолит (лессингит)-ортитового и ортит-церит-бастнезитового состава.

Альбититы биотитизируются, кальцитизируются и цеолитизируются.

Кальцититы

Кальцититовые метасоматические породы, развитые в процессе карбонатизации миаскитов (биотитовых, амфиболовых), пегматитов, полевошпатитов и слюдитов, широко представлены в Вишневых горах, Потаниных горах и Увильдах. Они слагают здесь полосы, жилкообразные тела, жилы и прожилки в осевых частях Центрального массива Вишневых гор, контактовой зоне миаскитовых интрузивов и даек с фенитами и прожилковые зоны в Западной залежи интрузивных щелочных пород. Развиты биотитовые и амфиболовые кальцититы лейкократового, мезократового и меланократового состава с преобладанием лейкократовых биотитовых кальцитов.

Биотитовые кальцититы представлены крупно-среднезернистыми, брекчиевыми и миланитовыми разновидностями.

1. Крупно- и среднезернистые кальцититы относятся к наиболее распространенной разновидности биотит-кальцититовых пород. Ими сложены зоны до 100–150 м мощности и до километров протяженности, а также согласные и кососекущие жилы и прожилки (Вишневые и Потанины горы) в участках расщепления миаскитов. Эти породы являются продуктами глубокой метасоматической карбонатизации миаскитов, биотитовых сиенитов и миаскитовых пегматитов. Наиболее интенсивно замещаются крупно- и среднезернистые миаскиты. Наименее устойчивыми при карбонатизации оказываются нефелин и микроклин, наиболее устойчивым альбит, в результате чего возникают альбит-биотит-кальцититовые породы переменного состава, являющиеся переходными к биотитовым кальцититам.

Биотит-кальцититовые породы от черного до серого цвета характеризуются массивными, полосчатыми, сланцеватыми и брекчиевидными

ми текстурами. Структура пород лепидогранобластовая и бластомилонитовая. Главными минералами являются грубочешуйчатый красно-вато-коричневый и темно-бурый биотит (μ_m = от 1,607 до 1,662-1,676) и крупнозернистый кальцит. Количественные соотношения главных породообразующих минералов в биотит-кальцитовых породах самые различные: существуют мономинеральные кальцитовые и биотитовые (см. слюдиты) породы и вся гамма переходов между ними. Содержание биотита в лейкократовых кальцитах колеблется от 0-5 до 30-40%. Апатит в этих породах содержится обычно в количестве 3-6%, иногда 15-20%. В этих случаях выделяются апатитовые кальцититы и мономинеральные апатитовые жилы и прожилки (Еськова, 1968), секущие биотит-кальцитовые породы (Вишневые горы).

Характерными акцессорными минералами служат апатит, пироклор, ильменит, сфен, магнетит, пирит, пирротин и др.

Биотит-кальцитовые породы локально цеолитизируются и пересекаются кальцитовыми прожилками второй фазы и цеолитными прожилками.

2. Брекчиевые биотит-кальцитовые породы менее распространены и образуются при карбонатизации тектонических брекчий на контакте миаскитовых интрузий с фенитами, где слагают систему кулисообразно расположенных зон мощностью до 15-20 м (Увильды, Вишневые горы), и более мелких (1-2 м) - в зонах надвигов в миаскитах (Вишневые горы).

Обычно это лейкократовые породы, состоящие на 10-30% из реликтов щелочных пород - миаскитов, биотитовых сиенитов, их альбитизированных разновидностей, а также миаскитовых пегматитов, альбититов, слюдитов и их минералов и на 70-90% из цементирующей биотит-кальцитовой основной массы. Преобладают обломки щелочных пород. В брекчиях обломки имеют чаще всего округлую, изометрично-овальную, эллиптическую, а в приконтактных участках зон брекчирования иногда остроугольную форму с расчленением отдельных крупных линейно-вытянутых брекчий на ряд более мелких обломков прожилками биотит-кальцитового цемента со следами замещения и растворения. Размер обломков варьирует от микроскопического до 15-20 см в диаметре, средний - 1,5-2 см. Иногда встречаются "валуны" размером до 1 м. Поверхность округлых реликтов ровная, иногда со сглаженными штрихами и бороздами. Их контакты с цементирующим агрегатом четкие. Ориентировка текстурных элементов и в частности полосчатость щелочных пород в обломках самая различная по отношению к контактам. В приконтактных участках зон брекчирования она такая же, что и в монолитных цельках миаскитов. Эллиптические обломки пород, кристаллы апатита, ильменита и биотита обычно располагаются уплощенной стороной параллельно контакту зон карбонатизации, что обуславливает характерный для этих пород рисунок текстуры течения. Вокруг включений щелочных пород развита тонкочешуйчатая биотитовая "рубашка" толщиной в 0,3-1,5 м и альбитовая оторочка. Их толщина прямо пропорциональна размеру обломка. Небольшие включения миаскитов

иногда биотитизируются и альбитизируются нацело. Брекчированные, а затем растворенные обломки, испытывают в ряде случаев значительные перемещения вдоль надвиговых зон и плоскости контакта миаскитов и фенитов. Во всех включениях и особенно крупных отчетливо видны следы сдавливания и дробления. Таблички биотита разорваны, повсюду имеют волнистое угасание и скручены.

Цементирующая основная масса, варьирующая по размеру от тонко- до крупнозернистой, имеет биотит-кальцитовый, биотитовый и кальцитовый состав, постепенно фациально переходящий друг в друга. Преобладает биотит-кальцитовый цемент, состоящий на 70-90% из кальцита и на 10-30% из биотита. Биотит буро-коричневый соответствует обычно лепидомелану ($cNg = 5-8^\circ$, $Nm = 1,645-1,663$), реже представлен флогопитом ($Nm = 1,605-1,610$). Структура основной массы брекчий гранобластовая, лепидогранобластовая и порфириобластовая при наличии в ней порфириобластов апатита, ильменита, пирохлора.

При выветривании брекчий включения легко отделяются от цементирующей карбонатной массы.

Брекчиевые биотит-кальцитовые породы постепенно переходят в милонитовые биотит-карбонатные породы.

3. Милонитовые биотит-карбонатные породы встречаются значительно реже, чем брекчиевые. Они представлены темно-серой или черной раковистой породой большой вязкости. Порода на 85-95% состоит из весьма тонкозернистого биотит-кальцитового агрегата с микроскопическими включениями перетертых обломков полевых шпатов. В виде "порфириобластов" в милонитовой основной массе располагаются изометричноовальные реликты микроклина, альбита, редко - нефелина. Размер реликтов 2-3 мм в диаметре. В основную массу включены также порфириобласты апатита и аксессуарных минералов - пирохлора, ильменита, циркона, размером до 5-10 мм.

Эти породы возникают в весьма близких с брекчиевыми породами условиях, а их структурные различия обусловлены разной степенью дробления, перетирания, растворения и течения "твердого" биотит-кальцитового агрегата.

Амфиболовые кальциты породы двух разновидностей (крупнозернистые и брекчиевые) образуются в процессе интенсивной карбонатизации амфиболовых (гастингситовых) миаскитов и сандыитов. Развита в заметных количествах в Увильдинском и Потанинском полях, где слагают пластообразные тела большой протяженности в миаскитах и лейкократовых биотитовых полевошпатитах. Крупнозернистые амфибол-кальцитовые породы преобладают над брекчиевыми.

Процесс карбонатизации амфиболовых миаскитов и сандыитов на начальных стадиях изменения сопровождается обычно их ослюдением. Последнее развито по зальбандам прослоев этих пород, по сланцеватости и полосчатости, реже по мелким секущим зонам трещиноватости. На конечных стадиях карбонатизации образуются меланократовые гастингситовые или арфведсонитовые кальциты. Это - крупнозернистые массивные, реже полосчатые и гнейсовидные мелкозерни-

тые породы серовато-черного и черного цвета, состоящие из кальцита (40-50%), арфведсонита (30-40%) и постоянной примеси (10-20%) биотита, сфена, ильменита, апатита, пирита и пирротина. Структура породы псевдопорфировая - зернистый кальций выполняет промежутки между слабо идиоморфными кристаллами арфведсонита.

Брекчиевые арфведсонит-кальцитовые породы встречаются редко и развиты в зоне контакта миаскитов с фенитами в Вишневых горах и Увильдинском поле. Ими сложены отдельные маломощные зоны брекчирования в альбитизированных миаскитах и альбититах и локальные участки среди преобладающих брекчиевых биотит-кальцитовых пород. Породы в отличие от последних содержат в обломках брекчий амфиболовые миаскиты, сандыиты и альбититы, сцементированные арфведсонит-кальцитовым мелкозернистым цементом.

Прожилковая серия

Прожилковая серия в апомиаскитовых метасоматитах представлена разнообразными кальцитовыми прожилками, относимыми нами (Еськова и др., 1964) ко второй - второстепенной фазе карбонатизации, флюоритовыми и цеолитовыми прожилками. Все они имеют незначительное распространение и обычно локализованы в зонах карбонатизации или в миаскитах вблизи них.

Кальцитовые прожилки развиты во всех полях метасоматитов; наиболее широко представлены в Вишневых горах. Они имеют небольшую мощность (от 1-3 см, до 10 см) и длину (до 3-5 м). Залегают как согласно с вмещающими породами, так и косо секут их. Пересекают миаскиты, пегматиты, альбититы, слюдиты и кальцититы главной фазы карбонатизации.

Среди кальцитовых прожилков выделяются апатит-кальцитовые, кальцит-apatитовые, апатитовые, кальцит-сульфидные, флюорит-кальцитовые, анкерит-кальцитовые виды. Обычно они имеют лейкократовый облик; из темноцветных минералов встречается чаще всего биотит; очень редко - гастингсит, манганофиллит, катафорит. Чрезвычайно характерны друзовые и кристификационные структуры минеральных агрегатов. Друзовые агрегаты чаще всего располагаются в призальбандовых участках и представлены микроклином, биотитом и альбитом. Центральные участки выполнены кальцитом, обычно крупнокристаллическим. Из аксессуарных минералов представлен ильменит, ортит, бетафит, торит, рутил, брукит, пирит, сфалерит, сфен и др.

С кальцитовыми прожилками второй фазы кальцитизации предположительно связаны концентрически зональные агрегаты редкоземельных минералов, образующих в миаскитах, перекристаллизованных миаскитах, альбитовых и слюдитовых прожилках "овоиды" монацит-ортитового и монацит-apatит-ортитового состава до 2 см в поперечнике (Еськова и др., 1964). Они имеют зональное строение и нередко располагаются в трещинах на продолжении кальцитовых про-

жилков. Ядро овоида обычно сложено монокристалльным выделением монацита, промежуточная зона представлена редкоземельным апатитом, периферия овоида – чаще всего ортитовая, реже в состав овоидов входят эшинит, ильменорутил, чевкинит. Последовательность оторочек весьма постоянна.

Флюоритовые прожилки развиты спорадически и являются, подобно площадной флюоритизации, уникальным явлением для апомиаски-товых метасоматитов. Они представлены маломощными прожилками флюоритового, флюорит-кальцитового и канкринит-флюоритового состава в зонах карбонатизации или вблизи последних в миаскитах и щелочных пегматитах (Вишневые горы). Обычно слабо минерализованы; иногда отмечаются аксессуарии – ортит, минералы гр. бетафита, торит, ильменит, апатит и др.

Цеолиитовые прожилки выполняют тонкие поперечные (до 5–7 см) трещинки в миаскитах и в разнообразных породах зон карбонатизации. Вокруг прожилков обычно развит ореол цеолитизации во много раз превышающий мощность самого прожилка. Наиболее распространенными главными минералами прожилков являются натролит, анальцит и канкринит, реже встречается кальцит, флюорит, мусковит, магнетит, ильменит и аксессуарные минералы, сульфиды (пирит, галенит, сфалерит). Прожилки сложены друзовыми, радиально-лучистыми и зернистыми минеральными агрегатами. Чаще всего призаль-бандовые участки сложены анальцитом, канкринитом и кальцитом; в центре больше развит натролит. По составу различаются натролитовые, канкринитовые, содалитовые, кальцит-натролитовые, анальцит-кальцит-натролитовые, натролит-канкринитовые виды.

АПОФЕНИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Эта группа метасоматитов имеет значительно меньшее распространение, чем апомиаскиитовые щелочные метасоматиты. В отличие от последних здесь редко образуются крупные зоны метасоматических пород; чаще представлены жильные тела выполнения – жилы, штокверковые зоны в экзоконтактах миаскиитовых интрузивов в зоне мощностью до 1 км (Вишневые горы). Редко метасоматиты развиты на более значительном расстоянии (Сугомакское поле). Обычно метасоматиты локализуются в разрывных тектонических нарушениях краевых разломов, секущих разнообразные вмещающие породы, щелочные пегматиты и ранние гранитные пегматиты. Часто метасоматиты локализованы вдоль контактов и других типов пегматитов.

Среди апофениитовых метасоматических пород выделяются (см. табл. 7): 1) перекристаллизованные фениты (пироксен-полевошпатовые жильобразные тела), 2) меланократовые метасоматические породы – слюдиты, эгириниты, амфиболититы, 3) пироксеновые полевошпатиты, 4) микроклиниты, 5) альбититы, 6) кальцититы, 7) породы прожилковой серии.

Перекристаллизованные фениты

Этот тип метасоматических пород развит в основном в Вишневых горах во внутренней зоне ореола фенитизации, заключенной между Центральным массивом и западной седловидной залежью. Наиболее широко они представлены вблизи зон интенсивной альбитизации пироксеновых фенитов (Еськова и др., 1964; Станкеев, 1964).

Подобно перекристаллизованному миаскитам, перекристаллизованные фениты образуют среди обычных разновидностей этих пород пегматитоподобные обособления неправильной формы, жилообразные и прожилковидные тела близкого к фенитам минералогического состава. Жилообразные тела пользуются большим распространением. В зависимости от типа фенитов (пироксеновых, амфиболовых, биотитовых) при перекристаллизации соответственно возникают крупнокристаллические и пегматоидные породы пироксен-полевошпатового, амфибол-полевошпатового и биотит-полевошпатового состава с широкой вариацией пород от мономинеральных эгиринитов, амфиболититов и слодитов до мономинеральных полевошпатитов.

Наиболее широко среди перекристаллизованных фенитов развиты пироксен-полевошпатовые крупнокристаллические и пегматоидные тела, которые в отдельных участках фенитов Вишневых гор составляют 30-40% объема. В большинстве своем они представлены линзовидными и четковидными телами, обычно залегающими согласно полосчатости вмещающих фенитов. И только в некоторых случаях они секут (чаще их апофизы) слоистость фенитов. Мощностъ тел крайне не выдержана и колеблется от нескольких сантиметров до 1,5-2 м. Наблюдаются раздувы и пережимы, благодаря чему форма тел по падению приобретает четковидный характер. Длина их варьирует от нескольких метров до 15-20 м; отдельные, наиболее мощные пироксенмикроклиновые тела, прослеживаются до 100 м.

В участках выклинивания жилообразных тел нередко наблюдаются линзовидные пироксен-полевошпатовые обособления, расположенные на продолжении их простирания, но разделенные участками неизменных фенитов. В ряде случаев такие тела содержат включения фенитов, имеющие ту же ориентировку полосчатости, что и вмещающие фениты. Контакты тел с вмещающими фенитами четкие. Вдоль контактов широко развита наложенная альбитизация и образуется пироксеновая оторочка до 5-10 см.

По минеральному составу жилообразные тела подразделяются на почти мономинеральные эгирин-диопсидовые, зональные полевошпат-эгирин-диопсидовые и полевошпатовые. Между указанными группами имеются постепенные переходы, наблюдаемые даже в одной и той же жиле. При этом в одних случаях в местах раздувов содержание эгирин-диоксида и полевого шпата приблизительно одинаково или даже приобретает последний, но по направлению к пережимам центральное полевошпатовое ядро постепенно сужается и тело по всей мощности оказывается состоящим из агрегата пироксена с очень небольшим количеством полевого шпата в интерстициях. В других

случаях раздувы слагаются эгирин-диопсидом, а пережимы — полевым шпатом. В среднем по жильобразным телам наблюдается преобладание пироксена (50–55%) над полевым шпатом (35–40%), в то время как во вмещающих фенитах полевой шпат преобладает (60–65%).

В перекристаллизованных фенитах хорошо индивидуализированы два типа пород: 1) меланократовые породы — эгириниты, амфиболититы, слюдиты и 2) пироксеновые, амфиболовые и биотитовые полевошпатиты.

Меланократовые (биотитовые пироксеновые, амфиболовые) породы образуются на переднем фронте процессов альбитизации и карбонатизации. Они слагают сравнительно маломощные периферические участки зон микроклинизации, альбитизации, самостоятельные жильобразные тела, нередко штокверкового характера, а также более крупные метасоматические зоны при широко развитой карбонатизации в фенитах, фенитизированных вмещающих породах и серпентинитах.

Эгириниты и амфиболититы развиты в периферических участках зональных тел перекристаллизованных фенитов соответствующих типов (Вишневые горы), а также слагают самостоятельные тела в Сугомакском и, возможно, Потанинском полях. Эти породы в Сугомакском поле локализованы в зонах меридиональной трещиноватости, согласной с полосчатостью фенитов, реже отмечаются в секущих трещинах северо-северо-западного простирания. Они встречаются здесь в виде маломощных (до 0,3–0,4 м) жил до 50–100 м протяженности, так и в виде штокверковых зон тонких сближенных прожилков мощностью до 4 м и протяженностью до 150 м. Характерна невыдержанность мощности по падению ветвящихся жильных тел — четковидные раздувы сменяются тонкими проводниками.

В Потанинском поле пироксеновые, амфиболовые, пироксен-биотитовые и амфибол-биотитовые меланократовые породы слагают отдельные тела (до нескольких метров мощности) жильобразной формы, линзовидные и неправильной формы обособления среди биотитовых полевошпатитов и слюдитов. По всей вероятности их образование связано с перекристаллизацией и карбонатизацией ксенолитов фенитов, заключенных в эндоконтактовой зоне миаскитовой интрузии.

Эгириниты и амфиболититы представляют собой средне- и крупнозернистые породы с массивной, реже полосчатой текстурами. Главными минералами являются щелочной пироксен (эгирин-диопсид) и щелочной амфибол ряда гастингсита-арфведсонита. Эгирин-диопсид ($2V = +80-82^\circ$; $cNp = 12-25^\circ$, $n_g = 1,762-1,744$; $n_p = 1,735-1,742$) представлен неправильными, часто изометрическими зернами, хорошо ограненными призматическими кристаллами до 10–15 см длины в различно ориентированных, редко радиально-лучистых сростках. Эгириновая составляющая в пироксене варьирует от 20 до 60–80%; в неизмененных разновидностях пород обычно ниже 50%, в альбитизированных и кальцитизированных участках возрастает в первом случае до 75% ($2V = 70-82^\circ$; $cNp = 0-15^\circ$; $n_g = 1,782-1,787$, $n_p = 1,749-1,753$), во втором — более 75% и пироксен по

составу приближается к эгирину ($2V = -60-70^\circ$, $cNp = 0-10^\circ$, $n_g = 1,810$, $n_p = 1,760$). Пироксены в альбитизированных разновидностях этих образований замещаются магнезиоарфведсонитом ($2V = -40-60^\circ$; $cNp = 40-60^\circ$; $n_g = 1,664-1,679$; $n_p = 1,657-1,668$), в кальцитизированных арфведсонитом и биотитом.

Среди амфиболов преобладает гастингсит ($2V_{Np} = 10-21^\circ$, $cNg = 20-23^\circ$; $n_g = 1,703-1,710$, $n_p = 1,675-1,701$), образующий призматические зерна, нередко развивающиеся по пироксену.

Содержание эгирин-диоксида или гастингсита в меланократовых породах составляет 75-85% каждого. Развиты, наряду с мономинеральными пироксеновыми и амфиболсвыми породами пироксен-амфиболовые разновидности с переменным содержанием обоих минералов.

Часто эти породы обогащены биотитом, который в наибольших количествах (до 25-40%) наблюдается в процессе их ослоденения и кальцитизации в зонах карбонатизации (Потанинское поле). При этом ослоденение осуществляется либо без кальцита в фонтальных зонах карбонатизации с образованием биотит-эгириновых, эгирин-биотитовых, биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых меланократовых пород, либо менее интенсивно в тыловых зонах с широко развитой кальцитизацией (5-15%) и формированием эгирин-биотит-кальцитовых, амфибол-биотит-кальцитовых, эгирин-кальцитовых и амфибол-кальцитовых разновидностей этих пород.

Акцессорные минералы меланократовых пород - сфен (1-10%), апатит (1-15%), магнетит, ильменит, пирит, минералы группы торита, ортит и др.; из второстепенных минералов наиболее часто присутствует биотит, кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз (альбит, олигоклаз). Структура пород лепидобластовая, гетеробластовая, гранобластовая, бластомилонитовая и порфиробластовая.

Меланократовые пироксеновые и амфиболитовые породы микроклинизируются, альбитизируются, биотитизируются, кальцитизируются и цеолитизируются.

Слюдиты локально слагают среди перекристаллизованных биотитовых фенитов согласно субмеридиональные штокверковые прожилки (Сугомакское поле); маломощные прерывистые оторочки вокруг зон альбитизации в фенитах (Вишневые горы) и сравнительно мощные жилообразные тела в зонах карбонатизации (Вишневые горы). Мощность тел слюдитов и их штокверковых зон в Сугомакском поле не превышает 1-3 м, длина по простиранию около 100 м; обычно представлены тонкочешуйчатые микроклин-альбитовые разновидности слюдитов. Слюдиты зон карбонатизации Вишневых гор имеют более широкое распространение. Они слагают отдельные жилообразные тела в различных породах фенитового ореола, иногда локализируются в альбандах пегматитовых жил или пересекают последние и образуют метасоматические зоны мощностью до 5 м в серпентинитах и гнейсах. В этом случае развиты кальцитовые слюдиты от мелко- до крупночешуйчатого облика.

Слюдиты представлены темными флюидалными и слюдисто-полосчатыми породами, состоящими из чешуйчатого агрегата биотита,

ориентированного параллельно контактам трещиновых полостей. В отдельных участках наблюдаются в значительных количествах эгирин-диопсид, гастингсит, полевой шпат, кальцит. Характерными акцессорными минералами слюдитов являются апатит (до 10–15%), сфен (до 3–5%), магнетит, ильменит, сульфиды железа, минералы группы торита и др., редко пироксид.

Структура породы лепидобластовая, лепидогранобластовая.

Слюдиты процесса альбитизации микроклинизируются, альбитизируются, а зон карбонатизации – кальцитизируются.

Полевошпатиты (эгирин-диопсидовые, гастингситовые) развиты в центральной части обособлений перекристаллизованных фенитов (Вишневые горы) и в восточной эндоконтактной зоне Потаниных гор, где образуются в процессе карбонатизации ксенолитов фенитов и пироксен-плаггиоклазовых пород. Преимущественное распространение имеют эгирин-диопсидовые полевошпатиты, образующие небольшие жилы- и линзообразные тела среди лейкократовых биотитовых полевошпатитов и слюдитов.

Пироксеновые полевошпатиты представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми массивными разновидностями с размером пироксена и полевого шпата до нескольких сантиметров. Обычно они на 70–95% сложены короткотаблитчатыми и изометрическими зернами пертитового калинатрового полевого шпата с повышенным содержанием натровой составляющей и сростками более мелких призматических зерен эгирин-диопсида ($cNp = 5-17^\circ$) с высоким содержанием (до 60–70%) эгириновой составляющей. Повышенные содержания последней характерны для эгирин-альбитовых участков пород. Полевой шпат образует во внутренней зоне тел перекристаллизованных фенитов номинеральные обособления до 1 м в поперечнике, состоящие из отдельных плотно прилегающих друг к другу неоднородно решетчатых кристаллов размером до $7 \times 5 \times 1,5$ см с широко развитыми пертитами альбита. Редко представлены меланократовые разновидности эгирин-полевошпатовых пород с содержанием пироксена до 30–40%. Обычными акцессориями полевошпатитов являются сфен и апатит. Структура пород гранобластовая.

Пироксеновые полевошпатиты биотитизируются, кальцитизируются и цеолитизируются.

Микроклиниты и альбититы

Эти породы являются главными продуктами процесса альбитизации с преобладанием для Урала альбититов.

Микроклиниты наиболее характерны для метасоматитов Сугомакского поля; в метасоматитах Вишневых-Ильменских гор встречаются редко, в Мугоджарах отсутствуют совсем. В первом случае они представлены в основном сетчатыми штокверковыми зонами субмеридионального простираения мощностью до 3–5 м и протяженностью до 300 м, состоящими из маломощных микроклиновых прожилков. Локализованы во всех типах фенитов (пироксеновых, биотитовых, ам-

фиболовых), фенитизированных аплитов и пегматитах, меланократовых метасоматических породах — слюдитов, эгиринов и амфиболитов. Микроклиниты наиболее широко развиты в фенитах. Во втором случае микроклиниты слагают отдельные маломощные жилы и прожилки в породах фенитового ореола Вишневых, реже Ильменских гор.

Микроклиниты представляют собой мелкозернистые и аплитовидные массивные или гнейсовидные лейкократовые породы. Обычное содержание темноцветных не превышает 3–5%. В зависимости от характера темноцветных замещаемых пород выделяются эгириновые, гастингситовые, арфведсонитовые и биотитовые разновидности микроклинитов. Эгириновые микроклиниты образуются при микроклинитизации эгирин-диопсидовых, гастингситовых и арфведсонитовых — гастингситовых, а биотитовых — биотитовых фенитов. Процесс микроклинитизации (микроклина \gg альбита) фенитов имеет те же особенности, что и развитие этого процесса в миаскитах. При площадном его развитии мелкозернистый микроклин-альбитовый агрегат развивается за счет всех минералов фенитов; особенно интенсивно этот процесс протекает в зонах трещиноватости этих пород с образованием прожилков и жил выполнения. Темноцветные минералы фенитов становятся более щелочными: вместо эгирин-диопсида развивается эгирин с низкими углами угасания с Np до 5° , который замещается арфведсонитом и магнезиоарфведсонитом ($cNp = 22-41^\circ$, $2V = 55-80^\circ$, $n_g = 1,66-1,673$, $n_p = 1,651-1,662$), а последний биотитом; вместо гастингсита и магнезиогастингсита — магнезиоарфведсонит и арфведсонит. Микроклин представлен перперитовой решетчатой разновидностью с высокой степенью триклинности-упорядоченности.

Характерными аксессуарными минералами микроклинитов являются циркон, сфен, апатит, магнетит, минералы группы торита (уранторит, ауэрлит, уран-ауэрлит) и редкоземельные минералы — бастнезит, церит, ортит, эшинит и др. Особенно типоморфны минералы тория и редких земель.

Структура микроклинитов гранобластовая. Породы интенсивно альбитизируются и кальцитизируются.

Альбититы образуются по всем типам пород фенитового ореола; особенно широко представлены в фенитах и пегматитах; щелочных и фенитизированных гранитных.

В фенитах развиты зоны альбитизированных пород и альбититов, мощностью до 3–15 м и протяженностью в сотни метров, залегающие согласно полосчатости этих пород, вблизи экранирующих контактов миаскитовых интрузивов (Вишневые-Ильменские горы). Наиболее интенсивно процесс альбитизации проявлен в Вишневых горах. Подобные зоны состоят из чередующихся полос альбитизированных фенитов с многочисленными пластообразными обособлениями собственно альбититов от тончайших прожилков до жилевидных (1–3 м) тел. Так же сильно альбитизированы все породы фенитового ореола в зонах краевых поперечных разломов. В последующем случае они являются секущими по отношению к полосчатости фенитов. В согласных и се-

куших зонах альбититов часто краевые участки бывают обогащены темноцветными минералами: эгирином ($cNp = 3-5^\circ$, $2V = -75^\circ$), биотитом ($2V_{Np} = 10-15^\circ$; $n_g n_m = 1,652-1,675$), арфведсонитом, катафоритом и магнезиальной разностью последних в случае альбитизации амфиболитов (магнезиокатафорит $2V_{Np} = 32-40^\circ$, $cNp = 55-60^\circ$) и меланократовых пироксено-амфиболовых пород (магнезиоарфведсонитом ($2V_{Np} = 50-55^\circ$; $cNp = 35-41^\circ$; $n_g = 1,660-1,665$; $n_p = 1,648-1,655$)).

Щелочные нефелин-полевошпатовые пегматиты, приуроченные к крутопадающим трещинам мелких поперечных антиклиналей, перпендикулярным к контактам миаскитового массива, или к перистым трещинам разрыва краевых взбросо-сдвигов (Станкеев, 1962) в фенитовом ореоле альбитизируются чаще всего вдоль обоих контактов, реже по кососекущим зонам.

Фенитизированные гранитные пегматиты, локализованные в межпластовых трещинах отслоения в замках пологих антиклинальных складок, залегают согласно с вмещающими породами и альбитизируются по трещинам параллельным слоистости. Пегматиты обоих типов в зонах краевых разломов одновременно с альбитизацией интенсивно дробятся и разлинзовываются, вследствие чего расчленяются на ряд блоков-линз, расположенных кулисообразно, часто приобретая линзовидную форму. Такие пегматиты особенно интенсивно альбитизированы.

Альбититы представлены плотными тонкозернистыми аплитовидными породами белого цвета с серым, желтым, розовым и буровато-розовым оттенком. Для них характерны массивные, полосчатые, сетчатые, брекчиевидные текстуры и разнообразные метасоматические структуры - разъедания, замещения, реликтовые и др. Структура мелкозернистой массы гранобластовая, реже порфиробластовая. Породы имеют всегда лейкократовый облик; темноцветных минералов не больше 3-5%. Наиболее обычным темноцветным является биотит, реже встречается эгирин и арфведсонит.

Альбититы сложены равномернозернистым агрегатом альбита ($0-7^\circ$) и микроклина с размером зерен в десятые доли миллиметра. Альбит имеет изометрическую и несколько вытянутую форму зерен; часто полисинтетически сдвойникован. Микроклин представлен непертитовой разновидностью, нередко с четко выраженной микроклиновой решеткой. Альбит и микроклин наблюдаются в различных соотношениях, но обычно альбит преобладает над микроклином.

Характерными акцессорными минералами альбититов являются циркон, пироксид, сфен, ильменит, ильменорутил, магнетит, минералы редких земель, флюорит, сульфиды (пирит, галенит, пирротин, халькопирит, сфалерит) и др. Типоморфна пироксидцирконовая минерализация. Пироксид и циркон (дипирамидальный и призматический) редко встречаются в виде равномерной вкрапленности мелких кристаллов в альбитовом агрегате, чаще они образуют цепочки, полосы или "струевидные" выделения, ориентированные параллельно или под углом к простиранию жильных альбититов. Причем полосы и "струи"

этих минералов развиваются метасоматическим путем в альбититах и в большинстве своем располагаются на стыке зерен полевых шпатов или по микротрещинам, секущим пороодообразующие минералы. Редкоземельные минералы представлены ортитом, бастнезитом, бритолином, церитом, тернебомитом, эшинитом, ферсмитом, TR-эвксенитом и др. Часть редкоземельных минералов слагает концентрически-зональные "овоиды" в фенитизированных гранитных и альбитизированных нефелин-полевошпатовых пегматитах вблизи зоны приконтактной альбитизации, а также на передовом фронте альбититов в альбитизированных фенитах и имеют бастнезит-бритолино-ортитовый состав (Жабин, Свяжин, 1962; Еськова и др., 1964). Другие редкоземельные минералы (ферсмит, TR-эвксенит, Y-эшинит) являются характерными минералами фенитизированных и альбитизированных гранитных пегматитов, в которых под воздействием процессов альбитизации происходит "ощелачивание" редкоземельных минералов гранитных пегматитов, обогащенных тяжелыми лантаноидами.

Альбититы при последующих метасоматических процессах кальцитизируются.

Кварцевые породы

Кварц обычно в ощутимых количествах отмечается в альбититах, развитых по кварцсодержащим породам фенитового ореола. Собственно кварцевые породы — кварциты, встречаются в метасоматитах Сугомакского поля, где слагают маломощные прожилки и зоны брекчирования в микроклинитах и альбититах. Породы сложены серым сливным кварцем без видимой минерализации; в качестве аксессуаров встречаются серицит, флюорит, кальцит и сульфиды железа.

Кальцититы и сопутствующие породы

Кальцитовые и ассоциирующие с ними породы в фенитовом ореоле представлены зонами брекчирования с эгирином-диопсид-кальцитовым и биотит-кальцитовым цементом (Вишневые горы), разнообразными кальцитовыми прожилками и жилами (Вишневые-Ильменские горы), редкими баритовыми прожилками, жилами (Вишневые-Ильменские горы), штокверковыми, нередко брекчированными, зонами (Сугомак). Наиболее широко все типы пород развиты в северной апикальной части Вишневогорского щелочного интрузива.

Брекчиевые пироксеновые кальцититы главной фазы карбонатизации, состоящие из изометрично-овальных включений измененных пироксеновых фенитов, пироксеновых альбититов, пироксен-микроклиновых пород, фенитизированных гранитных пегматитов и эгирин-диопсид-кальцитового мелкозернистого цемента, встречаются в Вишневых горах в зонах брекчирования фенитов вблизи контакта их с мискистами Центрального массива. Эти породы слагают несколько согласных, реже секущих параллельных зон мощностью до 3-5 м и протяженностью в сотни метров, кулисообразно расположенных

друг относительно друга. Размер включений щелочных пород варьирует от микроскопического до 15–20 см в диаметре, средний – 1,5–2 см. Поверхность их ровная, иногда сглаженная; не наблюдается определенной ориентировки в их расположении. Грано- и порфиробластовая мелко- и среднезернистая эгириин-диопсид-кальцитовая масса на 80–90% сложена кальцитом.

Брекчиевые биотитовые, редко апатитовые и арфведсонитовые кальцититы с крупнозернистым биотит-кальцитовым, апатит-кальцитовым и арфведсонит-кальцитовым цементом развиваются в зонах брекчирования перекристаллизованных пироксен-полевошпатовых жилообразных тел и щелочных пегматитов. При этом зальбанды жил интенсивно биотитизируются, а центральные участки зон слагаются брекчированными породами. Размер обломков щелочных пород значительный (до 0,5 × 0,2–0,3 м), форма обломков неправильная. Цемент брекчий повсюду замещает остов первичной породы с характерными метасоматическими структурами замещения. Нередко в замещающей кальцитовой массе наблюдается ориентированное распределение листочков биотита, кристаллов апатита, ильменита, обычно параллельно зальбандам замещенных жильных тел.

Постоянно наблюдается соответствие в составе темноцветных минералов карбонатной и замещаемой пород: по пироксеновым фенитам образуются эгириин-диопсид-кальцитовые породы, по фенитизированным (биотитизированным) амфиболитам – биотит-кальцитовые или амфибол-кальцитовые и т.д.

Мелко- и среднезернистые массивные разновидности кальцититов в фенитовом ореоле слагают жилы в зонах локализации пироксен-полевошпатовых тел перекристаллизации, нефелин-полевошпатовых и фенитизированных гранитных пегматитах, а также в самих фенитах согласно с их полосчатостью и на контактах пород различного состава: фенитов и фенитизированных амфиболитов и др. Мощность кальцитовых жил изменяется от 5–10 см до 1 м; по простиранию они прослеживаются на сотни метров. Породы имеют лейкократовый облик. В пироксеновых фенитах они имеют эгириин-диопсид-кальцитовый, в биотитовых фенитах и биотитизированных амфиболитах – биотит-кальцитовый, в амфиболовых фенитах и амфиболитах – амфиболо-кальцитовый, эпидото-кальцитовый состав.

Характерными минералами кальцитовых пород главной фазы карбонатизации фенитового ореола являются, помимо кальцита, эгириин-диопсид с эгириновой составляющей более 75%, арфведсонит ($cN_p = 15-25^\circ$, $2VN_p = 74-82^\circ$, $n_g = 1,675-1,680$, $n_p = 1,655-1,665$), маложелезистый биотит ($n_m = 1,605-1,610$), апатит, сфен, ильменит, пироксид, дипирамидальный циркон, магнетит, пирит, пирротин, редко – ортит, молибденит и др.

Кальцитовые породы секутся кварцево-арфведсонитовыми, кальцитовыми, кварц-кальцитовыми, кварц-сульфидными прожилками второй фазы карбонатизации и региональными зонами брекчирования с халцедоном, кварцем и кальцитом.

Карбонатные (преимущественно кальцитовые) породы второстепенной фазы карбонатизации развиты только в Вишневых горах, где слагают секущие тонкие прожилки (1,5–10 см) до 5 м длины в фенитах и других породах фенитового ореола, а также в перекристаллизованных пироксен-микроклиновых телах и кальцитовых породах главной фазы карбонатизации. Кроме того, они, подобно как в измененных миаскитах и кальцитовых породах главной фазы, выполняют пустотки выщелачивания в пироксен-кальцитовых брекчиевых породах друзовым агрегатом анкерита, кальцита, эгирина и барита с акцессорными рутилом, брукитом, сфалеритом и др.

Строение прожилков зональное друзовое, крустификационное. Призальбандовые участки сложены обычно друзовым агрегатом минералов, близкого состава к вмещающим породам. В фенитах они сложены друзами микроклина, эгирина-диопсида, альбита, кварца с анкеритом, мусковитом и акцессорными торитом, бастнезитом, катаплеитом, рутилом, брукитом, анатазом, сфеном и другими минералами; в фенитизированных амфиболитах – биотитом, Mg-гастингситом, шорломитом, эпидотом и титаномagnetитом с ортитом, сфеном, чевкинитом, флюоритом; в скаполит-диопсидовых метаморфических породах – микроклином, диопсидом, скаполитом, амфиболом и кварцем с ортитом.

Центральная часть прожилков выполнена кварц-кальцитовым и кальцит-сульфидным агрегатом с разнообразной редкометальной минерализацией. Для прожилков в фенитах типоморфно кварц-кальцитовое и кварц-кальцит-флюоритовое центральное выполнение с акцессорными баритом, ильменитом, барилитом, стильбитом, гармотомом, стронцианитом, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, тетрадимитом; в фенитизированных амфиболитах – кальцит-сульфидное (пирит, халькопирит, молибденит); в скаполит-диопсидовых породах – кальцит-сульфидно-баритовое с флюоритом, гейландитом, шабазитом, стильбитом и др.

Указанные прожилки формируются в трещинах разрыва и скола; в зальбандах метасоматическим путем, в центре – отложением минералов в свободных полостях. Выделение минералов второй группы связано с привнесением углекислоты и редких элементов (TR, Th, Sr, Ba, Pb, Mo). Необыкновенное разнообразие редкометальных акцессориев в прожилках второй фазы в фенитовом ореоле можно объяснить их выносом из миаскитового интрузива в экзоконтактные участки и формированием гипогенного ореола выноса редких элементов вокруг щелочной интрузии (Жабин и др., 1961; Еськова и др., 1964).

Баритовые породы развиты сравнительно редко и локально. Они приурочены только к породам фенитового ореола и за его пределами. В фенитовом ореоле миаскитовых интрузий слагают прожилки и жилы мощностью до 1 м и протяженностью в десятки метров, либо секущие фениты, либо находящиеся на контакте последних и скаполит-диопсидовых пород (Вишневые-Ильменские горы). Такие образования мономинерального барита представлены крупнокристал-

лическим агрегатом этого минерала без видимой минерализации, кроме сульфидов. За пределами фенитового ореола в Сугомакском поле баритовые породы выполняют субмеридиональные штокверковые зоны в фенитах, мощностью до нескольких метров и сотни метров длины. Помимо зернистых массивных пород, представлены также брекчиевые разновидности, состоящие из обломков фенитов, пироксен-амфиболовых пород и микроклинитов, сцементированных баритовой мелко- и скрытокристаллической массой; изредка встречаются лучистые агрегаты барита. Акцессорная минерализация представлена сульфидами, редко пирохлором и минералами группы торита.

В том и другом случае нет четких взаимоотношений баритовых пород с кальцитовыми. Они отнесены во вторую фазу карбонатизации условно, исходя из единственных ассоциаций барита в кварц-кальцитовых и кальцит-сульфидных прожилках, секущих фениты и скаполит-диопсидовые метаморфические породы.

Доломитовые породы, относимые Н.В. Свяжиным к доломитовым карбонатитам Вишневогорского комплекса (1966), развиты в ультраосновных породах Булдымского и Сугомакского серпентинитовых массивов, а также в небольшом пластовом теле серпентинитов г. Успенской. Ультраосновные массивы раннегерцинского возраста, слагающие прерывистую полосу вблизи (0,2-2,5 км) шелочных пород Ильменских-Вишневых гор, по системе субширотных (Булдымский массив) и субмеридиональных (Сугомакский массив, г. Успенская) разломов флогопитизируются (биотитизируются), карбонатизируются и окварцовываются. В результате образуются флогопитовые слюдиты, актинолит-флогопитовые, доломитовые, кальцит-доломитовые и другие породы.

Слюдиты в поверхностных условиях вермикулитизируются; иногда с ними связаны вермикулитовые месторождения (Булдымское в Вишневых горах). Карбонатные прожилки (1-20 см) и жилы мощностью до 0,5-4 м обычно развиты в зонах флогопитизации серпентинитов и сложены крупнозернистым (1-10 см) доломитом или агрегатом последнего с кальцитом. Они имеют в большинстве своем субмеридиональное простирание, прослеживаются более чем на 100 м; в Булдымском массиве развиты субширотные жилы. Вблизи залбандов в доломите много обломков вмещающих пород и флогопита; вмещающие породы экзоконтактов актинолитизированы, хлоритизированы и доломитизированы.

Отмечено два типа минерализации доломитовых жил: титаномагнетит-ильменитовая и редкоземельная. Первая характерна для крупнозернистых доломитовых жил и представлена тонкосросшимся агрегатом ильменита, иногда магнезиоильменита (9,37% MgO) с магнетитом и гематитом. Отдельные скопления рудных минералов достигают 15 см в поперечнике. В них изредка отмечается сфен, апатит, корочки кварца, плотный халцедон и пирит. Второй тип минерализации развит в мелкозернистом агрегате доломита, развивающемся в крупнозернистых доломитовых породах по прожилкам в ослабленных зонах. Представлен он акцессорным монацитом с редким цирконом.

По времени образования Н.В. Связин относит доломитовые жилы и прожилки к более низкотемпературным образованиям, чем кальцитовые породы и прожилки второй фазы карбонатизации Вишневых гор.

Арфведсонитовые и кварц-арфведсонитовые породы содержат прожилки мощностью до 10 см и длиной до 2 м. Чаще всего они секут полосчатость фенитов и пироксен-полевошпатовые пегматитоподобные тела перекристаллизации, а также их альбитизированные и кальцитизированные аналоги. Друзовый агрегат гастингсит-арфведсонит-рибекита, кварца, кальцита, редкоземельных минералов и сульфидов (пирита) выполняет линзовидные полости; характерны миароловые пустоты с хорошо образованными кристаллами этих минералов.

Типоморфными минеральными ассоциациями прожилков являются: 1) в фенитах - арфведсонит (крокидолит-асбест), кварц, кальцит, флюорит, сфен, ниобо-эшинит, алюмо-эшинит, колумбит, редко чевкинит (до 20%), сульфиды; 2) в пироксен-полевошпатовых жилах - арфведсонит, кварц, аксессуарные чевкинит, бритоцит, циркон, катаплект, ферсмит (по пирохлору), флюорит и др.; 3) в гнейсах - крокидолит-асбест, кварц, сульфиды.

Этот тип прожилков, распространённый исключительно в фенитовом ореоле, по времени образования соответствует цеолитным прожилкам, развитым в миаскитах, и является их фаціальным эквивалентом, так как характеризует заключительный этап гидротермального минералообразования фенитового ореола.

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Упорядочение петрографической терминологии и классификации разнообразных (интрузивных, эффузивных, осадочных, метаморфических), в том числе и метасоматических, пород является одной из главных задач современной петрографии. Ввиду того, что щелочные метасоматические породы - щелочные метасоматиты стали активно изучаться только в последнее десятилетие, то естественно их номенклатура совершенно не разработана. В первую очередь необходимо внести ясность в сам термин "щелочные метасоматиты". Учитывая рекомендации Монреальского Международного геологического конгресса 1972 г., что в основу определения современной классификации любой породы следует класть их количественно-минеральный состав, в ёмкость термина "щелочные метасоматиты", кроме того, необходимо вносить и генетическую сторону их образования. Поэтому под щелочными метасоматитами следует понимать особую группу существенно мафических, микроклиновых, альбитовых, кальцитовых, флюоритовых, кварцевых и других сопутствующих метасоматических щелочных пород, содержащих либо фельдшпатоиды (нефелин, содалит, анальцит), либо щелочные пироксены (эгирин), амфиболы (гастингсит, арфведсонит, рибексит), слюды (флогопит, биотит, мусковит, нередко литийсодержащие) и образовавшихся при воздей-

ствии щелочных (ювенильных или послемагматических дифференциатов щелочных интрузий) растворов на разнообразные по составу (осадочные, эффузивные, метаморфические и интрузивные) породы. Для таких пород характерны разнообразные бластовые структуры, реликты первичных пород, их минералов и теневые текстуры замещенных пород, особенно на начальных стадиях метасоматоза; они слагают крупные метасоматические зоны сложного строения, пластовые и линзовидные залежи, жиллообразные тела, а также жилы, прожилки и штокверки выполнения, обычно на заключительных этапах метасоматических процессов.

Накопившийся за последнее десятилетие фактический материал по щелочным метасоматитам СССР, и, в частности, наши данные по этим образованиям на Урале, показывает, что все разнообразие групп, типов и разновидностей щелочных метасоматитов формируется в основном на трех главных стадиях щелочного метасоматоза: начальной, ранней щелочной, кислотного выщелачивания; остальные две стадии (поздняя щелочная и позднегидротермальных прожилков выполнения) играют ничтожно малую роль в их сложении.

В уральских щелочных метасоматитах начальная стадия проявлена не всегда и не с достаточной полнотой. Наиболее полно она развита при замещении первичных меланократовых пород (основных эффузивов и сланцев) при фильтрации наиболее щелочных растворов. При этом образуются щелочные меланократовые (мафитовые) метасоматические породы состава эгиринитов, слюдитов, амфиболитов (Западно-Уральское, Сугомакское поля) с локальным развитием нефелинизации и садалитизации в апокарбонатных метасоматитах. По лейкократовым породам (миаскитам, гранитогнейсам) в эту стадию возникают полевошпатизированные разности первичных пород, нередко с участками перекристаллизации и локальной нефелинизацией в атомияскитовых метасоматитах.

Ранняя щелочная стадия во всех группах и подгруппах уральских метасоматитов является главной. Основная масса метасоматических пород образуется именно в эту стадию. Она представлена в развитии процессов более ранней микроклинизации и последующей альбитизации. При этом для метасоматитов западного склона Урала микроклинизация и альбитизация развиты примерно в равной степени, для восточного склона — альбитизация привалирует над микроклинизацией. Обычно эти процессы пространственно совмещены, реже совмещение происходит и во времени. В последнем случае развиты микроклин-альбитовые агрегаты с переменными соотношениями обоих минералов (поля Вишневых-Ильменских гор). Форма проявления альбитизации для различных этапов стадии различна: для начального — характерна полисинтетическая, для среднего — зернистая и для конечного — лейстовая альбитизация. На Урале известны поля, в которых развиты все три типа альбита (полярноуральские), наряду с полями с преимущественным развитием двух (Западно-Уральские) или даже одного типа (зернистого для Вишневых-Ильменских гор и лейстового — для Борсуксайского поля).

Состав метасоматитов как этой, так и предыдущей стадий унаследует особенности состава замещаемых пород. Обычно по кварцсодержащим породам образуются кварцевые метасоматиты (поля Полярного Урала), по меланократовым – породы с высоким содержанием темноцветных (Западно-Уральское поле), по карбонатным – метасоматиты с мощной волной отраженной щелочности (Западно-Уральское поле) и т.д. Характер темноцветных минералов в микроклинитах и альбититах обычно заимствуется от первичных пород: по пироксенсодержащим породам развиваются пироксеновые микроклиниты и альбититы, по слюдястым – слюдяные, по амфиболовым – амфиболовые. При этом только возрастает щелочность этих минералов.

Стадия кислотного выщелачивания развита в виде окварцевания, флюоритизации и карбонатизации. Эти процессы в уральских метасоматитах представлены либо все вместе, либо с преобладанием какого-нибудь из них. Последовательность образования и количественные соотношения этих процессов на Урале зависят от щелочности и интенсивности проявления метасоматоза в том или ином поле, от степени насыщенности щелочных растворов летучими компонентами (F, CO_2 и др.) и от состава замещаемых пород.

Окварцевание в принципе свойственно всем группам и подгруппам метасоматитов, но развито в разной степени как количественно, так и качественно. Наиболее окварцованными бывают метасоматиты, развитые по кварцсодержащим породам (гранитизированным сланцам, гранито-гнейсам и гранитам), наименее – апомиаскитовые, апофенитовые и апокарбонатные. В первом случае окварцевание представлено слюдясто-кварцевыми, флюорит-кварцевыми и кварцевыми замещающими комплексами, во втором – только поздними прожилками выполнения. При отсутствии последних (апомиаскитовые метасоматиты) наиболее кислыми метасоматитами будут серицитовые альбититы.

Флюоритизация особенно широко развита в метасоматитах западного склона Урала; для Восточно-Уральских метасоматитов этот процесс не характерен. В первом случае флюоритовые метасоматиты слагают довольно мощные и протяженные зоны в висячих боках тел метасоматитов (Западно-Уральское поле) и развиты разнообразными флюоритовыми прожилками выполнения, во втором – только последние.

Карбонатизация интенсивно проявлена в щелочных метасоматитах Вишевых-Ильменских гор и Западно-Уральского поля. Карбонатизация представлена в основном кальцитизацией с двумя фазами проявления. Более ранняя главная фаза, характеризующаяся более мощным развитием в виде метасоматических зон, реже тел выполнения с кальцитом, обогащенным Sr и TR и отсутствием редкоземельной минерализации, развита в полях Вишевых-Ильменских гор. Второстепенная поздняя фаза, представленная прожилковой серией, реже телами замещения (Западно-Уральское поле), развита во всех полях Урала. Для нее свойственны невысокие содержания редких земель и стронция в кальцитах, наличие более поздних железистых, марганцовистых и стронциевых карбонатов, обилие и разнообразие редкоземельной минерализации.

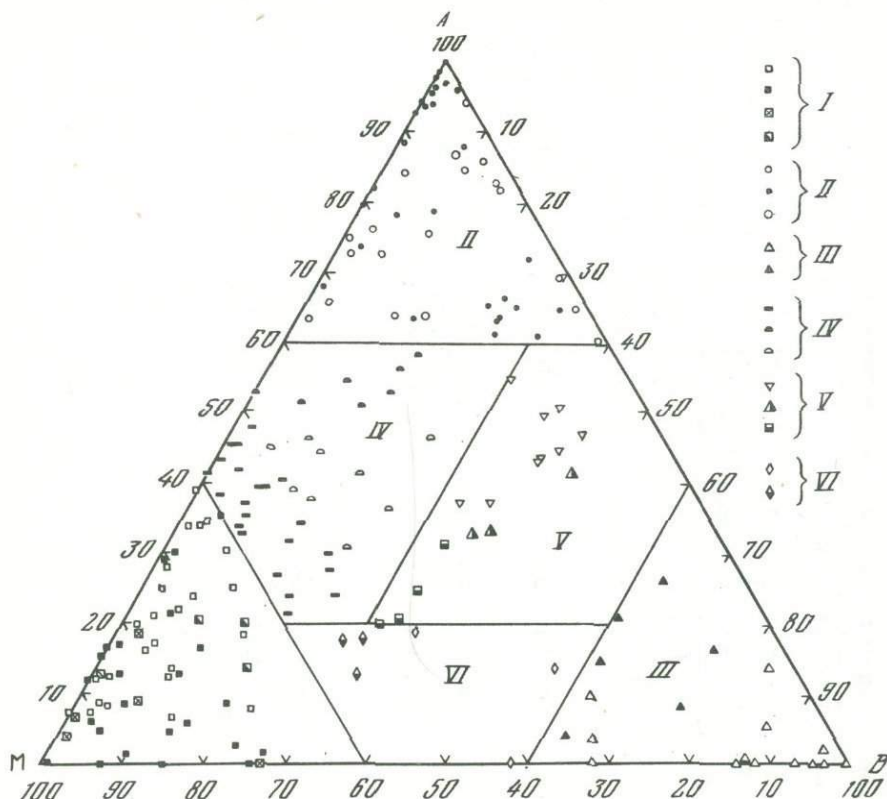
Поздняя щелочная стадия значительно развита только в аллокарбонатных метасоматитах Западно-Уральского поля в виде площадной поздней содалитизации (синий содалит), канкринитизации, анальцититизации и прожилковой серии. Из других полей последняя представлена также в апомиаскитовых метасоматитах Вишневых-Ильменских гор, т.е. в наиболее щелочных подгруппах метасоматитов.

Минеральный состав метасоматитов обычно крайне неувьдержан, вследствие чего в настоящее время нет достаточных качественных подсчетов количественно-минерального состава этих образований, как в СССР, так и за рубежом. Уральский фактический материал (около 200 подсчетов количественно-минерального состава этих образований) дает возможность нам составить общую классификационную диаграмму щелочных метасоматитов, которая по всей вероятности будет приемлема для этих образований вообще (табл. 8).

Учитывая принципы и рекомендации Монреальского конгресса для интрузивных пород (Воробьева, Ефремова, 1973), для обсуждения предлагается простая тройная диаграмма МАВ (фиг. 18), где главными параметрами являются ведущие минералы трех первых стадий щелочного метасоматоза: М – мафические минералы (пироксены, амфиболы, слюды, магнетит, гематит, ильменит, сфен); А – щелочные полевые шпаты (предельно упорядоченные безперитовый микроклин и альбит); В – минералы процессов кислотного выщелачивания (кварц, флюорит, кальцит). Нанесенные на такую диаграмму реальные подсчеты количественно-минерального состава уральских щелочных метасоматитов показывают, что границы между отдельными полями можно провести условно, так как существуют широкие вариации постепенного изменения составов от трех угловых полей (с М, А и В 60% каждого в отдельности), представленных породами мафического, полевошпатового и кварц-флюорит-кальцитового составов. Номенклатура метасоматических пород трех угловых полей проста, так как это породы мономинерального или близкого к нему состава, названия которых уже по традиции заимствуются от названия соответствующих минералов с прибавлением частицы "иты": микроклиниты, альбититы, эгирииниты, кальцититы и др.

В этих полях выделяется три класса метасоматических пород: мафититы, фельдшпатиты и ацидититы¹. Среди мафических пород – мафититов – мафитов для интрузивных пород – (на Монреальском конгрессе) выделяется четыре главных типа (слодиты, эгирииниты, амфиболититы, гематиты). Слюдиты образуются преимущественно в начальную стадию метасоматоза по сланцам при ослоднении миаскиотов в процессе их карбонатизации, и редко при альбитизации миаскиотов и фенитов на передовом фронте метасоматических колонок; эгирииниты – на начальной стадии изменения карбонатных и эффузивно-обломочных пород основного состава, реже – пироксеновых фенитов; амфиболититы (гастингсититы, арфведсонититы) – на начальной стадии изменения эффузивно-обломочных пород основного

¹Название дано от *acid* – кислотный.



Фиг. 18. Общая диаграмма классификации и номенклатуры метасоматических пород (M - мафические минералы, A - щелочные полевые шпаты, B - минералы процессов кислотного выщелачивания)

I - мафититы ($M=60-100$): 1 - эгириниты, 2 - слюдиты, 3 - амфиболититы, 4 - гематититы; II - фельдшпатиты ($A=60-100$): 5 - микроклиниты, 6 - альбититы, 7 - полевошпатиты; III - ацидититы ($B=60-100$): 8 - кальцититы, 9 - флюорититы; IV - мафито-фельдшпатиты: 10 - фельдшпато-мафититы ($M=50-60$), 11 - мафито-фельдшпатиты ($A=50-60$), 12 - карбонатизированные мафито-фельдшпатиты ($A+B=50+60$); V - фельдшпато-ацидититы: 13 - кварц или кальцит-фельдшпатиты ($A=50-60$), 14 - полевошпат-кальцититы ($B=40-60$), 15 - карбонатизированные фельдшпато-мафититы; VI - ацидо-мафититы: 16 - мафито-кальцититы, 17 - кальцитито-мафититы

Типы пород в соответствии с табл. 8:

1 - 1-25,	6 - 76-105,	11 - 149-155,	16 - 182, 184-
2 - 26-49,	7 - 106-107,	12 - 156-164,	186
3 - 50-54,	8 - 108-120,	13 - 165-173,	17 - 180, 181,
4 - 55-58,	9 - 121-126,	14 - 174-176,	183
5 - 59-75,	10 - 127-148,	15 - 177-179,	

Классификация метасоматических пород главнейших полей редкометальных щелочных метасоматитов Урала

№ п/п	Класс (I-III); подгруппа (IV-VI)	Тип; подтип	Разновидность	Количественно-минеральный состав, в вес. %											Компоненты, в %			Примеры полей	
				Эгирин	Микроклин	Альбит	Нефелин	Гематит	Биотит	Рибекит	Кальцит	Кварц	Флюорит	Прочие акцессорные	M	A	B		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
1	I. Мафиты (M=60-100%)	1. Эгириты	—	90,0	4,4	2,9	—	—	1,2	—	—	—	—	—	1,5	92,7	7,3	—	Западно-Уральское
2			Микроклиновые	80,2	7,5	—	—	—	3,2	1,1	3,6	—	—	4,4	88,9	7,5	3,6		
3				67,5	21,2	0,9	—	—	2,0	—	4,4	0,7	—	21,6	72,1	22,1	5,1		
4				61,0	33,9	—	—	—	0,8	—	3,0	—	—	1,8	63,6	33,9	3,0		
5			Биотит-микроклиновые	79,9	7,1	1,5	—	—	5,6	0,3	1,5	—	—	3,1	89,3	8,6	1,5		
6				79,3	7,8	—	—	—	8,8	—	1,7	—	—	2,4	90,5	7,8	1,7		
7				70,3	8,6	3,3	—	—	9,1	—	0,9	—	—	7,8	87,2	11,9	0,9		
8				68,7	16,6	—	—	—	7,7	0,5	5,5	—	—	1,0	77,9	16,6	5,5		
9			Альбит-микроклиновые	72,4	7,8	13,3	—	—	0,5	—	1,6	1,6	—	2,6	75,5	21,1	3,2		
10			Альбитовые	75,4	—	16,2	—	—	1,5	—	4,8	—	—	2,1	79,0	16,2	4,8		
11				64,3	—	25,2	—	—	5,0	—	2,0	—	—	3,5	72,8	25,2	2,0		
575																			
575																			
12	I. Мафиты (M=60-100%)	1. Эгириты	—	62,7	—	24,4	—	—	4,1	—	6,1	—	—	2,7	69,5	24,4	6,1	Западно-Уральское	
13			Альбит-биотитовые	62,7	—	12,3	—	—	11,9	—	8,6	—	—	3,5	78,1	12,3	8,6		
14				39,0	—	33,9	—	—	22,4	—	1,0	—	—	3,7	64,9	33,9	1,0		
15				46,1	—	34,5	—	—	14,9	—	3,2	—	—	1,3	62,3	34,5	3,2		
16			Нефелиновые	77,1	1,7	2,1	15,8 ¹	—	—	—	1,8	—	—	1,5	78,6	19,6	1,8		
17			Нефелин-микроклиновые	63,1	6,3	—	21,8 ¹	—	3,7	1,3	1,7	—	—	2,1	70,2	28,1	1,7		
18			Нефелин-альбитовые	82,3	—	6,1	6,3 ¹	—	2,2	1,2	1,9	—	—	1,2	85,6	12,4	1,9		
19			Микроклин-биотит-нефелиновые	49,7	27,2	3,0	8,3	—	11,8	—	—	—	—	—	61,5	38,5	—		
20			Флюорит-альбитовые	65,7	—	7,4	—	—	—	2,7	0,9	—	—	20,9	2,4	70,8	7,4		21,8
21			Флюорит-микроклиновые	78,9	6,5	1,2	—	—	2,0	—	2,7	—	—	8,3	0,4	81,3	6,7		11,0
22			Микроклин-кальцит-биотитовые	54,1	17,7	0,5	—	—	10,5	0,9	15,3	—	—	0,9	66,4	18,2	15,3		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
23	1. Мафиты (M=60-100%)	1. Эгириниты	Биотит-альбит-кальцитовые	55,8	24,2	1,4	-	-	4,8	0,3	10,7	-	-	2,9	63,8	25,6	10,7	Западно-Уральское
24				59,5	-	13,8	-	-	14,8	-	8,9	-	-	3,0	77,3	13,8	8,9	
25				52,5	1,3	29,3	-	-	7,3	-	7,0	-	-	2,6	62,4	30,6	7,0	
26		2. Слюдиты	Микроклиноэгириновые	16,7	26,8	2,3	-	-	48,7	-	0,4	-	-	4,9	70,3	29,1	0,4	
27			-	1,2	3,0	4,2	-	-	87,6	-	1,5	-	-	2,5	91,3	7,2	1,4	
28			Микроклиновые	-	15,6	0,3	-	-	82,0	-	-	-	-	2,2	84,2	15,9	-	
29				-	13,8	1,0	-	-	80,4	-	-	-	-	4,8	85,2	14,8	-	
30				0,4	9,8	1,8	-	-	83,3	-	-	-	-	4,7	88,4	11,6	-	
31			Альбит-рибекит-микроклиногематитовые	-	11,6	18,4	-	7,1	44,4	17,2	-	1,3	-	-	68,7	30,0	1,3	
32			Гематит-альбит-кальцит-рибекитовые	-	-	16,6	-	28,3	30,1	6,5	11,1	-	-	7,4	72,3	16,6	11,1	

575

575

33			Гематит-альбит-кальцитовые	-	4,1	17,5	-	33,6	31,2	4,2	5,3	-	-	4,1	73,1	21,6	5,3	
34			Гематит-альбит-рибекитовые	-	-	16,4	-	18,6	49,3	14,3	1,0	-	-	-	82,4	16,4	1,0	
35			Гематит-альбит-рибекитовые	-	-	-	-	-	99,1	-	0,9	-	-	-	99,1	-	0,9	Вишнево-горское
36			Апатит-кальцитовые	-	-	1,5	-	-	72,6	-	8,9	-	-	17,0 ²	72,6	1,5	25,9	
37			Апатитовые	-	-	1,1	-	-	89,1	-	-	-	-	9,7 ²	89,1	1,1	9,7	
38			-	-	-	4,7	-	-	90,7	-	-	-	-	4,6 ²	90,7	4,7	4,6	Поганинское
39			Кальцитовые	-	-	-	-	-	93,0	-	5,8	-	-	1,2 ²	93,0	-	7,0	
40			Кальцит-альбитовые	-	-	5,5	-	-	79,7	-	12,5	-	-	2,3 ²	79,7	5,5	14,8	
41			Гастингсит-альбитовые	2,3	-	8,2	-	-	71,0	12,7	3,1	-	-	2,7 ²	86,0	8,2	5,8	
42			Гастингсит-апатитовые	1,2	-	4,3	-	-	42,7	38,8	3,6	-	-	9,4 ²	82,7	4,3	13,0	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
43	Мафититы (M ≈ 60-100%)	2. Слюдиты	Альбит-гастингсит-апатитовые	3,9	-	12,8	-	-	63,8	9,4	1,7	-	-	8,4 ²	77,2	12,8	10,1	Потанинское
44			Альбитовые	-	-	12,4	-	-	84,3	-	3,4	-	-	-	84,3	12,4	3,4	
45			Кальцит-альбитовые	-	-	8,9	-	-	74,1	-	15,2	-	-	1,8 ²	74,1	8,9	17,0	
46			Кальцитовые	-	-	-	-	-	74,5	-	22,5	-	-	2,9 ²	74,5	-	25,4	Увильдинское
47				-	-	-	-	-	84,7	-	14,0	-	-	1,3 ²	84,7	-	15,3	
48			Альбитовые	-	-	35,6	-	-	60,0	-	3,0	-	-	1,5 ²	60,0	35,6	4,5	
49			Кальцитовые	-	-	2,5	-	-	75,4	-	21,3	-	-	0,8 ²	75,4	2,5	22,1	
50		3. Амфиболититы	Гастингсит-биотит-альбитовые	-	-	18,6	-	-	22,5	52,7	2,8	-	-	3,4	78,6	18,6	2,8	Западно-Уральское
51				-	-	8,7	-	-	38,6	42,7	6,9	-	-	4,1	84,4	8,7	6,9	
52			Рибекит-гематитовые	-	-	4,3	-	16,9	27,3	47,5		1,2	-	2,8	94,5	4,3	1,2	
53			Гастингсит-биотит-полевошпатовые	2,8	-	6,5	-	-	36,8	48,3		1,9	-	3,7	91,6	6,5	1,9	Потанинское
54			Гастингсит-биотит-кальцитовые	0,9	-	-	-	-	17,3	49,8	25,8	-	-	6,2	74,2	-	25,8	
55		4. Гематиты	Альбит-биотит-рибекитовые	-	0,9	11,3	-	71,7	7,1	6,1	1,1	-	-	1,8	86,7	12,2	1,1	Западно-Уральское
56			Кальцит-альбит-биотитовые	-	-	13,4	-	55,1	12,5	-	18,4	-	-	0,6	68,2	13,4	18,4	
57			Альбит-кальцит-биотитовые	-	-	20,0	-	57,6	6,4	0,9	14,6	-	-	0,5	65,4	20,0	14,6	
58			Биотит-альбит-рибекит-кальцитовые	-	-	20,6	-	31,9	26,8	11,5	9,2	-	-	-	70,2	20,6	9,2	
59	II. Фельдшпаты (A=60-100%)	5. Микроклиниты	Биотит-альбитовые	-	50,0	15,6	-	-	29,3	-	2,4	-	-	2,7	32,0	65,6	2,4	
60				-	51,2	12,1	-	-	24,8	-	1,3	-	-	10,6	35,4	63,3	1,3	
61				-	65,3	9,4	-	-	24,5	-	0,1	-	-	0,7	25,2	74,7	0,1	
62				-	51,8	19,9	-	-	22,7	-	3,4	-	-	2,1	22,7	71,7	3,4	
63				-	55,0	18,4	-	-	22,2	-	1,8	-	-	2,6	24,8	63,4	1,8	
64				-	48,1	24,2	-	-	20,5	-	1,7	-	-	5,5	26,0	72,3	1,7	
65				-	61,2	14,5	-	-	18,9	-	2,9	-	-	2,5	21,4	75,7	2,9	
66			Альбит-биотитовые	-	64,1	20,2	-	-	8,7	-	1,4	-	-	5,6	13,3	84,3	1,4	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
67	II. Фельдшпатиты (A=60-100%)	5. Микророклиниты	Альбит-кальцитовые	-	69,1	24,6	-	-	0,1	-	5,6	-	-	0,6	0,7	93,7	5,6	Западно-Уральское	
68			Кальцит-альбитовые	-	72,4	13,3	-	-	1,6	-	11,4	-	-	1,3	2,9	85,7	11,4		
69			Кальцит-альбитовые	-	76,3	7,9	-	-	4,5	-	10,0	-	-	1,3	5,8	84,2	10,0		
70				-	75,0	7,8	-	-	1,8	-	14,6	-	-	0,8	2,6	82,8	14,6		
71				-	69,3	12,9	-	-	-	-	15,6	-	-	2,5	2,5	82,2	15,6		
72				-	54,2	15,2	-	-	-	-	29,1	-	-	1,5	1,5	69,4	29,1		
73				-	47,5	13,0	-	-	0,1	-	38,5	-	-	0,9	1,0	60,5	38,5		
74				-	50,8	14,1	-	-	0,05	-	33,8	-	-	1,2	1,3	64,9	33,8		
75			Гематит-альбит-кальцитовые	-	64,1	11,8	-	12,8	1,9	-	9,4	-	-	-	14,7	75,9	9,4		
76		6. Альбититы	Эгирин-микророклин-кальцитовый	12,7	6,3	72,1	-	-	-	-	8,7	-	-	0,2	12,7	78,4	8,7		
77			Биотит-кальцитовые	-	-	75,0	-	-	8,7	-	11,6	-	-	4,7	15,4	75,0	11,6		
78			Кальцитовые	-	1,5	70,5	-	-	0,5	-	24,0	-	-	3,5	4,0	72,0	24,0		
79			Кальцит-микророклиновые	-	5,1	55,8	-	-	4,6	-	30,4	-	-	4,1	8,7	60,9	30,4		
575																			
575																			
80			Кальцит-микророклин-биотитовые	-	8,4	56,8	-	-	6,4	-	26,0	-	-	2,4	8,8	65,2	26,0		
81			Кальцит-микророклин-гематитовые	-	10,3	55,3	-	9,2	3,1	-	21,2	-	-	12,3	65,6	21,2			
82			Кальцит-гематитовые	-	3,8	57,3	-	9,2	4,3	-	25,2	-	0,2	13,7	61,1	25,2			
83			Гематит-кальцитовые	-	-	63,7	-	16,5	5,7	-	14,1	-	-	22,2	63,7	14,1			
84			Рибекит-гематитовые	-	-	73,1	-	8,7	3,1	10,3	2,8	-	2,0	24,1	73,1	2,8			
85			Биотит-рибекитовые	-	-	81,9	-	-	12,3	5,7	-	-	0,1	18,1	81,9	-			
86			Рибекитовые	-	-	67,8	-	3,8	4,1	23,3	0,7	-	0,3	31,5	67,8	0,7			
87				0,2	21,2	77,8	-	-	2,1	15,8	4,3	-	-	17,9	77,8	4,3			
88			Кварц-микророклин-фенгитовые	0,2	21,2	42,1	-	0,1	9,0	0,3	0,1	24,2	0,3	2,5	12,1	63,3	24,6	Полярно-Уральские (Апельцин и др., 1967)	
89			Микророклин-кварц-фенгит-флюоритовые	-	23,3	41,5	-	0,1	10,2	-	-	21,9	9,6	-	3,7	64,8	31,5		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
90	II. Фельдшпаты (A=60-100%)	6. Альбиты	Микроклинкварц-фенгитовые	1,3	26,4	39,8	-	-	8,5	-	-	21,8	0,7	1,5	9,8	66,2	22,5	Полярно-Уральское (Апельцин и др., 1967)
91			Кварц-микроклинк-фенгитовые	-	22,2	41,3	-	0,2	7,8	0,1	-	24,1	0,4	3,8	11,9	63,5	24,5	
92			Лейко-кратовые	-	4,3	95,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	Вишнево-горское
93				-	4,5	89,3	-	-	4,9	-	1,4	-	-	-	4,9	93,7	1,4	
94				-	-	95,7	-	-	4,2	-	0,6	-	-	0,5	4,2	95,2	0,6	
95				-	2,8	93,8	-	-	2,0	-	1,4	-	-	-	2,0	96,6	1,4	
96			Микро-клино-вые	-	7,8	89,8	-	-	2,4	-	-	-	-	-	2,4	97,6	-	
97				-	10,5	85,4	-	-	3,5	-	0,6	-	-	-	3,5	95,9	0,6	
98				-	20,1	75,5	-	-	1,0	-	3,4	-	-	-	1,0	95,6	3,4	
99				-	8,3	89,8	-	-	1,9	-	-	-	-	-	1,9	98,1	-	
100			Микро-клин-биоти-товые	-	31,4	48,1	-	-	20,5	-	-	-	-	-	20,5	79,5	-	
101				-	30,2	63,1	-	-	6,1	-	0,6	-	-	-	6,1	93,3	0,6	
102			Микро-клин-биоти-товые	-	15,7	48,2	-	-	6,1	-	-	-	-	-	6,1	93,9	-	

575

103	III. Фельдшпаты (A=60-100%)	6. Аль-биты		-	7,9	80,2	-	-	11,1	-	0,8	-	-	-	11,1	88,1	0,8	Вишнево-горское
104			Апатит-микро-клино-вые	-	11,9	80,3	-	-	7,8	-	-	-	-	-	7,8	92,2	-	
105				-	6,3	81,6	-	-	4,0	-	0,7	-	-	7,3 ²	4,0	87,9	8,0	
106		7. Фельдшпаты	Биотит-кальци-товые	-	64,0	-	-	20,8	-	14,4	-	-	0,8 ²	20,8	64,0	15,2	Потанин-ское	
107			Кальцит-биоти-товые	-	86,6	-	-	5,7	-	6,5	-	-	1,2 ²	5,7	86,6	7,7		
108	III. Аци-диты (B=60-100%)	8. Каль-циты	Лейко-кратовые	-	-	-	-	2,7	-	97,3	-	-	-	2,7	-	97,3	-	Вишнево-горское
109				-	-	-	-	12,0	-	88,0	-	-	-	12,0	-	88,0	-	
110			Биоти-товые	-	3,5	-	-	30,5	-	64,1	-	-	1,9 ²	30,5	3,5	66,0	-	
111				-	-	-	-	6,5	-	62,9	-	-	30,6 ²	6,5	-	93,5	-	
112			Апатит-биоти-товые	-	-	-	-	4,1	-	72,7	-	-	23,2 ²	4,1	-	95,9	-	
113			Апати-товые	-	-	-	-	14,4	-	85,6	-	-	-	14,4	-	85,6	-	Потанин-ское
114			Биоти-товые	-	-	-	-	32,2	-	63,7	-	-	4,1 ²	32,2	-	67,8	-	
115				-	2,3	-	-	2,3	-	90,1	-	-	5,3 ²	2,3	2,3	95,4	-	
116			Апати-товые	-	-	-	-	13,0	-	83,3	-	-	3,3 ²	13,0	*0,4	86,6	-	Увильдин-ское
117			Биоти-товые	-	0,4	-	-	13,0	-	83,3	-	-	3,3 ²	13,0	*0,4	86,6	-	

Продолжение табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
139	IV. Ма-д.Аль-фито-фельд-шпати-ты	к.Аль-би-рибе-кити-ты	Биотит-кальци-товые	-	1,4	31,8	-	-	12,1	40,5	8,1	-	-	6,1	58,7	33,2	8,1	Западно-Уральское
140			Биоти-товые	-	-	38,3	-	-	12,1	42,7	2,9	-	-	2,0	58,8	38,3	2,9	
141				-	-	42,0	-	-	25,7	28,2	3,1	-	-	1,0	54,9	42,0	3,1	
142		ж.Фельд-шпат-рибе-кити-ты	Биоти-товые	-	18,7	26,8	-	-	9,3	42,0	18,3	-	-	0,8	53,1	45,5	1,4	
143		з.Мик-роклин-гемати-ты	Кальци-товые	-	30,0	-	-	-	47,9	2,3	19,8	-	-	50,2	30,0	30,0	19,8	
144		и.Аль-би-гемати-тититы	Биоти-товые	-	-	45,4	-	46,2	6,7	-	1,2	-	-	0,6	53,5	45,4	1,2	
145		з.Мик-роклин-гемати-ты и.Альбит гематиты	Биотит-кальци-товые	-	-	33,7	-	38,3	20,2	-	7,8	-	-	-	58,5	33,7	7,8	
146	Мафи-			-	1,4	32,8	-	27,4	20,6	1,6	14,8	-	-	1,6	51,0	34,2	14,8	
147	го-			-	-	40,4	-	30,1	19,9	0,5	9,1	-	-	-	50,5	40,4	9,1	

575

148	Фельд-шпати-ты (А=50-60%)	к.Фельд-шпат-гемати-тититы	Биотит-кварце-вые	-	35,2	-	30,0	16,0	-	2,3	5,5	-	-	11,0	57,0	35,2	7,8	Западно-Уральское
149		л.Био-тит-микро-клиниты		-	-	49,5	3,0	-	45,2	-	0,2	-	-	2,1	47,3	52,5	0,2	
150			Кальцит-кварце-вые	-	52,5	-	-	-	26,2	4,9	-	16,4	-	-	31,1	52,5	16,4	
151		м.Био-тит-аль-бититы	Кальци-товые	-	-	57,5	-	-	25,8	-	16,1	-	-	0,6 ²	25,8	57,5	16,7	Вишнево-горское
152			Гематит-рибеки-товые	-	-	51,0	-	16,5	17,0	6,7	4,0	2,5	-	7,3	42,5	51,0	6,5	Западно-Уральское
153		н.Рибе-кит-аль-бититы	Кальцит-биотито-вые	-	1,8	49,0	-	-	10,2	23,1	14,0	-	-	1,9	35,2	50,8	14,0	
154		о.Гема-тит-фельд-шпати-ты	Кальцит-кварце-вые	-	23,1	32,7	-	25,1	-	-	9,0	6,8	-	3,3	28,4	55,8	15,8	
155			Биотит-кальцит	-	26,6	27,6	-	16,8	13,9	4,3	10,3	-	-	35,5	54,2	10,3		

Продолжение табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
156	Мафи- то- фельд- шпати- ты (A+ +B = =50-60%)	Кар- бона- тизи- рова- ные мафи- то- фельд- шпати- ты (A+ +B=50- 60%)	Биотит- кальци- товые	-	20,5	25,2	-	38,4	6,5	-	-	9,4	-	-	44,9	45,7	9,3	Западно- Уральское
157		п.Рибекит- полвошпати- титы		-	6,3	34,6	-	-	11,8	28,2	18,3	-	0,8	40,8	40,9	18,3		
158			Гемати- товые	0,4	19,9	24,1	-	13,3	2,1	17,1	6,3	5,6	-	11,2	44,0	44,0	12,0	
159		р.Биотит-аль- бититы	Гематит- рибекит- товые	-	3,2	35,7	-	13,0	30,4	6,5	11,2	-	-	49,9	38,9	11,2		
160			Гемати- титовые	-	-	37,7	-	12,7	35,3	0,2	14,1	-	-	48,2	37,7	14,1		
161				-	1,3	43,9	-	13,4	28,1	-	5,9	-	7,4	48,9	45,2	5,9		
162		с.Гематит-аль- бититы	Биотит- товые	-	1,4	29,1	-	23,0	21,0	2,9	22,2	-	0,4	47,3	30,5	22,2		
163				-	2,4	34,3	-	22,3	16,9	-	24,1	-	-	39,2	36,7	24,1		
164				-	0,5	45,6	-	24,1	4,7	-	24,4	-	1,0	29,8	46,1	24,4		

575

165	V. Фельд- шпато- ациди- титы (A = 50-60%)	а. Кварц- альби- титы	Микро- клин- фенги- товые	-	1,0	36,7	-	20,4	4,4	0,2	36,2	-	1,0	26,1	37,7	36,2		
166				0,7	11,3	38,6	-	-	6,1	4,0	-	36,4	0,4	2,5	13,3	49,9	36,8	Полярно- Уральские
167				1,5	7,2	47,7	-	-	10,6	-	0,6	29,7	0,5	2,2	14,3	54,9	30,8	
168			Фенгито- вые	0,1	2,5	44,1	-	-	6,9	0,4	-	43,0	0,1	2,9	10,3	46,6	43,1	
169				-	1,2	49,7	-	0,3	10,8	0,2	0,2	35,2	0,2	2,8	11,0	50,9	35,6	
170				-	1,6	41,9	-	0,5	10,1	0,1	0,3	38,7	0,5	6,3	17,0	43,5	39,5	
171			Фенгит- флюо- ритовые	-	3,9	39,4	-	-	14,8	-	-	34,1	5,2	2,6	17,4	43,3	39,3	
172		б. Каль- цит- микро- клини- ты	Гемати- товые	-	39,4	4,8	-	12,3	2,5	-	41,0	-	-	14,8	44,2	41,0		
173		в. Каль- цит- альби- титы	Гематит- биотито- вые	-	-	37,2	-	24,4	5,0	-	32,6	-	0,8	30,2	37,2	32,6		
174		г. Микро- клин- каль- цититы	Гемати- товые	-	1,5	31,5	-	26,7	1,0	-	38,9	-	0,4	28,1	33,0	38,9		

Окончание табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
175	V. Фельдшпато-ацидиты (A = 50-60%)	д. Альбит-циститы	Биотит-гематитовые	-	-	32,5	-	7,4	23,4	-	36,7	-	-	30,8	32,5	36,7		Западно-Уральское
176			Биотитовые	-	-	41,3	-	-	9,7	-	44,7	-	4,3	14,0	41,0	44,7		
177	VI. Ацидо-мафититы (B = 40-60%)	а. Эгирин-кальциты	Микроклиновые	31,8	19,3	-	-	-	-	1,2	46,1	-	-	1,6	44,6	19,3	46,1	
178		б. Гематит-кальциты		-	13,6	-	-	25,9	3,6	-	56,9	-	-	-	29,5	13,6	56,9	
179		в. Биотит-кальциты		-	-	-	-	-	41,7	-	58,3	-	-	-	41,7	-	58,3	Увильдинское
180	VI. Ацидо-мафититы (B = 40-60%)	г. Кальцит-слюдиты	Полевоспато-апатитовые	-		12,5	-	-	55,0	-	27,5	-	-	5,0 ²	55,0	12,5	32,5	Потанинское
181		д. Кальцит-эгириниты	Микроклиновые	40,7	18,2	-	-	-	1,1	-	30,3	-	-	9,7	51,5	18,2	30,3	Западно-Уральское
182				39,5	20,7	-	-	-	0,7	0,4	33,5	-	-	5,2	45,8	20,7	33,5	
183		е. Кальцит-рибекиты	Биотит-альбит-микрочлиновые	-	11,1	6,6	-	-	21,8	28,8	27,9	-	-	3,8	54,4	17,7	27,9	
184		Кальцит-гематиты	Микроклиновые	-	19,8	-	-	45,8	0,2	3,2	31,0	-	-	49,2	19,8	31,0		
185			Микроклин-биотитовые	-	24,6	-	-	30,9	10,9	-	33,6	-	-	41,8	24,6	33,6		
186			Микроклиновые	-	30,2	0,9	-	30,8	3,6	0,4	33,9	-	-	0,2	35,0	31,1	33,9	

Примечание. ¹ Нефелин группировался совместно со щелочными полевыми шпатами; ² Прочие минералы представлены в основном апатитом, который группировался совместно с кальцитом в породах стадии карбонатизации; ³ К сожалению, нет отдельных подсчетов слюдяно-кварцевого замещающего комплекса Полярно-Уральских метасоматитов, являющегося наиболее типичным представителем мономинеральных кварцевых пород.

состава и амфиболовых миаскитов и фенитов; гематиты – в процессе выщелачивания (карбонатизации, окварцевания) меланократовых апоэффузивно-обломочных метасоматитов Западно-Уральского поля и замещении темноцветных компонентов (эгирина, арфведсонит-рибекита) гематитом.

Четыре рассмотренных типа мафититов имеют значительное число разновидностей, выделяемых нами при содержании в них от 10 до 40% фельдшпатового и ацидитового компонентов. Для эгиринитов, например, такими разновидностями являются: микроклиновые, биотитовые альбитовые, кальцитовые, нефелиновые, содалитовые и флюоритовые (см. табл. 8). В этой подгруппе мафититов разновидности метасоматитов образуются при наложении на них более поздних метасоматических процессов: нефелинизации, содалитизации, микроклинизации, альбитизации, кальцитизации, флюоритизации на собственно эгиринитов. Встречаются и более сложные названия пород этого поля (например, микроклин-биотитовые эгириниты, микроклин-эгириновые слюдиты и т.д.). При составлении подобных названий необходимо сохранять определенную последовательность минералов, основываясь на убывающей количественной роли этих минералов в составе породы (в приведенных примерах микроклина больше биотита и эгирина).

Поле полевошпатовых пород – фельдшпатитов (или послемагматических сиенитов по И.П. Тихоненкову, 1961) объединяет два главных типа щелочных метасоматитов – микроклиниты и альбититы. По содержанию цветного минерала (в %) среди этих пород следует выделять "лейко" и "мела" микроклиниты и альбититы. По сравнению с обычными типами данных пород (5–20% цветного компонента) лейкократовые породы должны содержать его меньше 5%, а мелакратовые – свыше 20% (см. табл. 8). Из разновидностей микроклинитов и альбититов следует отметить биотитовые, флюгонитовые, мусковитовые, эгириновые, арфведсонит-рибекитовые, рибекитовые, гастингситовые, гематитовые, кальцитовые и флюоритовые и другие более сложные биминеральные (см. табл. 8). Подобно предыдущему полю все разновидности фельдшпатитов содержат от 10 до 40% компонента М (мафических минералов) или В (кварца, кальцита, флюорита).

В третье поле, названное нами ацидититами, входят соответственные породы, богатые флюоритом, кварцем и кальцитом. В этом классе метасоматитов выделяется три главных типа пород – флюорититы, кварциты (по И.П. Тихоненкову) или кварцолититы (по рекомендациям Монреальского конгресса для интрузивных пород-кварцолититы) и кальцититы. Интенсивность и время проявления пневматолито-гидротермальных процессов кислотного выщелачивания и соответствующих им пород зависит от характера щелочных растворов и, в первую очередь, от обогаченности их минерализаторами, а также от состава первичного субстрата.

При прочих равных условиях кварцолититы образуются при воздействии слабо щелочных растворов на кварцсодержащие породы, а

флюориты и кальциты – при высокой щелочности растворов и высокой концентрации в них летучих компонентов. Последовательность образования ацидитов зависит от соотношения SiO_2 , F и CO_2 в растворах. В уральских метасоматитах, например, флюориты образуются в значительно растянутый интервал времени. При высокой концентрации фтора (Западно-Уральское поле) данные породы начинают формироваться параллельно с альбитизацией с образованием флюоритовых альбититов на переднем фронте процесса альбитизации, при низкой (поля Вишневых-Ильменских гор) – позже главной фазы процесса карбонатизации, где слагают прожилки выполнения, секущие метасоматические зоны биотит (эгирин, гас-тигсит) – кальцитовых пород. Среди разновидностей флюоритов, кварцолитов и кальцитов наиболее распространенными являются эгириновые, эгирин-микроклиновые, кальцитовые флюориты; мусковитовые, флюоритовые, альбитовые, рибекит-асбестовые кварцолиты; биотитовые, эгириновые, афведсонитовые, рибекитовые кальциты (см. табл. 8).

Для метасоматических пород промежуточного состава между мафитами, фельдшпатами и ацидитами нами предлагается выделение шести полей, соответствующих шести подгруппам метасоматических пород. Промежуточными породами между мафитами и полевошпатами являются фельдшпат-мафиты с содержанием 50–60% мафического компонента и мафито-фельдшпатиты с содержанием 50–60% лейкократового компонента полевых шпатов. В последней подгруппе пород, обычно расположенных ближе к центру диаграммы, имеются интенсивно кальцитизированные метасоматические породы с суммарным содержанием компонентов $A+B = 50-60\%$. Расположение таких пород здесь правомерно, так как при карбонатизации основная масса кальцита развивается по полевым шпатам.

Между фельдшпатами и ацидитами в настоящее время выявлено небольшое количество пород промежуточного состава с подгруппой кварц- или кальцит-фельдшпатитов с содержанием 30–45% компонента B и фельдшпат-кальцититов обычно нестандартного состава с содержанием всего лишь 40–45% компонента B. Промежуточные подгруппы пород между кальцитами и мафитами представлены мафито-кальцититами (50–60% B) и кальцит-мафитами (50–60% M). И в этих подгруппах, подобно как и в предыдущих, имеются породы нестандартного промежуточного состава между тремя компонентами одновременно.

Таким образом, описанный выше принцип классификации уральских щелочных метасоматических пород дает возможность все их разнообразие разделить на три класса (мафиты, фельдшпатиты, ацидиты), шесть промежуточных подгрупп (фельдшпат-мафиты, мафито-фельдшпатиты, кварц- или кальцит-фельдшпатиты, фельдшпат-кальцититы, мафито-слодиты, амфиболиты, гематиты, микроклиниты, альбититы, кварцолиты, флюориты, кальциты) и большое число разновидностей. Более детальную классификацию пород в каждой группе целесообразно провести по мере накопления нового фактического материала по другим регионам.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ

Детальными минералогическими исследованиями автор совместно с сотрудниками (А.А. Ганзеевым, А.Г. Жабиным, А.Ф. Ефимовым, Г.Н. Мухитдиновым) длительное время занимались в пределах полей редкометалльных щелочных метасоматитов Вишневых-Ильменских гор и западного склона Урала. Написано большое число статей, посвященных в основном редкометалльным минералам: Еськова Е.М., Казакова М.Е., Лебедева С.И., Дубакина (1972); Еськина Е.М., Назаренко И.И. (1960); Ефимов А.Ф., Еськова Е.М., Катаева З.Т. (1967, 1969); Ефимов А.Ф., Еськова Е.М. (1973); Ефимов А.Ф., Еськова Е.М., Лоскутова Л.И., Шумкова Н.Г. (1971); Жабин А.Г. (1961); Жабин А.Г., Гайдукова В.С. (1962); Жабин А.Г., Казакова М.Е. (1960); Жабин А.Г., Свяжин Н.В. (1962); Жабин А.Г., Александров В.Б., Бурова Т.А. (1961); Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н., Казакова М.Е. (1960); Жабин А.Г., Александров В.Б., Казакова М.Е. (1961); Жабин А.Г., Александров В.Б., Казакова М.Е., Фекличев В.Г. (1962); Жабин А.Г., Воронков А.А., Казакова М.Е., Халезова Е.Б. (1963) и др., позднее обобщенных в монографических работах. "Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор" и "Минералогия апоэффузивных метасоматитов западного склона Урала".

В этих работах впервые дано детальное описание минералогии щелочных метасоматитов восточного и западного склона Урала, открыто и изучено около пяти десятков, в основном редкометалльных, минералов, часть из которых обнаружена в СССР впервые (нейборит, пандайт, баотит, TR-ферсмит, Y-эшинит, Nb-эшинит, Th-эшинит, Al-эшинит, Ti-колумбит, TR-давидит, TR-торит, барилит и др.), другие - являются новыми для щелочных комплексов Урала (бербанкит, анкилит, гентгельвин, родохрозит, керсутит, рамзаит, астрофиллит, Ag-Bi-галенит, торианит, мариньякит, уранпирохлор, гейландит, гармотом, катаплеит, бритоилт, арагонит, стронцианит, TR-апатит). Находки таких минеральных разновидностей

тей как TR-ферсмит, Y-эшинит и Nb-эшинита позволили на природных образцах подтвердить наличие изоморфных рядов между ферсмитом и эксенитом, эшинитом и приоритом, с одной стороны, и допустить возможность существования чисто ниобиевого аналога эшинита (доля Nb в Nb-эшините в настоящее время свыше 70%) — с другой. Установление авторами неметамиктных разновидностей таких минералов как эшинит, ферсмит, оргит, давидит позволили кристаллохимикам (В.Б. Александрову, И.М. Румановой, Р.В. Николаевой) расшифровать впервые кристаллические структуры этих минералов, а для давидита дать пространственную группу и параметры ячейки. Сравнительное изучение вишневогорского давидита с давидитами Австралии, Норвегии, США и цвертита и фурутита из СССР позволило установить их идентичность. Удалось микросондом в метасоматитах западного склона Урала установить высоко бариевый аналог пирохлора с 32% BaO вместо 12,5-14,1 и впервые проанализировать природный нейборит — NaMgF_3 .

Из работ других исследователей, изучающих минералогию щелочных метасоматитов этих полей, следует отметить труды Н.В. Свяжина (1956, 1962, 1965, 1968), Б.А. Макарошкина (1959, 1960, 1961, 1963, 1964, 1966), Б.В. Чеснокова (1956, 1959, 1960, 1961, 1962, 1964), Д.А. Минеева (1962, 1963, 1965), Е.Б. Халезовой (1959, 1961, 1963), Б.Н. Авдонина и др. (1961), В.С. Самойлова (1961).

Минералогия метасоматитов Полярного Урала освещена в статьях Н.В. Скоробогатовой (1961, 1966) и монографии Ф.Р. Анельцина и др. (1967), Барсуксайского поля — А.С. Волошина (1965, 1966).

Минералогические материалы показывают, что щелочные метасоматиты Урала характеризуются большим разнообразием минерального состава — известно свыше 150 минеральных видов и разновидностей (табл. 9). Наиболее минерализованными оказались поля метасоматитов Вишневых гор (свыше 120 минералов и разновидностей) и западного склона Урала (свыше 80), в которых наиболее полно прошел процесс щелочного метасоматоза с широким развитием поздне-гидротермальной прожилковой серии. Здесь впервые были открыты самарскит, ильменорутит, вишневит, чевкинит, ферсмит, Pb-пирохлор, нейборит и др.; для многих минералов Урал остается единственным регионом распространения в СССР.

Типоморфными особенностями минерального состава уральских щелочных метасоматитов являются следующие.

1. Резкое количественное преобладание среди всех минеральных групп (главные породообразующие, второстепенные и аксессуарные) минералов натрия и калия: щелочных полевых шпатов — кислого шахматного, зернистого и лейстового альбита и четко решетчатого беспертитового микроклина, щелочных пироксенов и амфиболов (эгирина, рибекита, арфведсонита), калиевых, локально калий-литиевых, слюд (мусковита, фенгита, лепидомелана, сидерофиллита,

Таблица 9

Минералы щелочных редкометалльных метасоматитов Урала

Минерал	Формула	Частота встречаемости в полях			
		Западно-Уральское	Полярно-Уральские	Вишневые-Ильменогорские	Барсукайское
1	2	3	4	5	6
<i>Самородные</i>					
Медь	Cu	-	+	-	-
Висмут	Bi	-	+	-	-
Золото	Au	-	+	-	-
<i>Сульфиды</i>					
Сфалерит	ZnS	+	+	+	-
Халькопирит	Cu ₂ FeS ₂	+	+	+	+
Кубанит	CuFe ₂ S ₃	-	-	+	-
Пирротин	FeS	-	+	+	-
Борнит	Cu ₅ FeS ₄	-	-	+	-
Галенит	PbS	+	+	+	+
Bi - Ag галенит*	(Bi, Ag, Pb)S	-	-	+	-
Козалит	Pb ₂ Bi ₂ S ₅	-	-	+	-
Пирит	FeS ₂	+	+	+	+
Марказит	FeS ₂	-	-	+	-
Арсенопирит	FeAsS	+	-	+	-
Молибденит	MoS ₂	+	+	+	+
Висмутин		-	+	+	-
Касситерит	SnS ₂	-	+	-	-
Халькозин	Cu ₂ S	-	+	-	-
Борнит	Cu ₅ FeS ₄	-	+	-	-
<i>Галоиды</i>					
Флюорит	CaF ₂	+	+	+	+
Нейборит*	NaMgF ₃	+	-	-	-
Криолит	Na ₃ AlF ₆	-	-	+	-
<i>Окислы</i>					
Магнетит	FeFe ₂ O ₄	+	+	+	+
Титаномагнетит	(Fe, Ti) ₃ O ₄	+	-	+	-

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
		<i>Окислы</i>			
Корунд	Al_2O_3	+	-	+	-
Гематит	Fe_2O_3	*	+	+	+
Шпинель	$MgAl_2O_4$	+	-	+	+
Ильменит	$FeTiO_3$	+	+	+	+
Касситерит	SnO_2	-	+	-	-
Пирохлор	$NaCaNb_2O_6$	-	-	+	+
Уранпирохлор*		+	+	+	-
Плюмбопирохлор	$PbNa_2O_6$	-	+	-	-
Пандаит*	$NaBaNb_2O_6F$	+	-	-	-
Бетафит	$CaUNbTiO_7$	-	-	+	+
Менделеевит		-	-	+	-
Рутил	TiO_2	+	-	+	+
Анализ	-	-	-	+	+
Брукит	-	-	-	+	-
Ильменорутил	$(Ti, Nb, Fe)O_2$	+	+	+	-
Колумбит	$FeNb_2O_6$	+	+	+	+
Титаноколумбит*	$(Fe, Mn)(Nb, Ti)_2O_6$	-	-	+	-
Браунит	$Mn^{+2}Mn^{+4}SiO_{12}$	-	-	+	-
Ферсмит	$CaNb_2O_6$	-	-	+	-
Редкоземельный ферсмит*	$(Ca, Ce, Y)Nb_2O_6$	-	-	+	-
Эксенит	$YNbTiO_6$	-	+	+	-
Эшинит	$CeNbTiO_6$	+	-	+	-
Nb-эшинит*	$Ce(Nb, Ti)_2O_6$	+	-	+	-
Th-эшинит*	$(Ce, Th)Ti_2O_6$	-	-	+	-
Алюмоэшинит*	$Ce(Nb, Ti, Al)_2O_6$	-	-	+	-
Y-эшинит*	$(YCe)NbTiO_6$	-	-	+	-
Приорит	$YNbTiO_6$	-	-	-	+
Бломстрандин	$Y(Ti, Nb)O_6$	-	-	+	-
Самарскит	$(Y, U, Fe)(Nb, Ta, Sn)_2O_6$	-	+	-	-
Фергусонит	$YNbO_4$	-	+	-	-

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
	<i>Окислы</i>				
Давидит*	$(\text{Ce}, \text{Fe}^{+2})(\text{Fe}^{+3}, \text{Ti})_{15}\text{O}_{36}$	-	-	+	-
Церианит*	CeO_2	-	-	+	+
Торианит*	ThO_2	-	-	+	+
Кварц	SiO_2	#	#	+	+
Халцедон	-	-	-	+	-
Опал	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	-	-	+	-
Кварцин	-	-	-	+	-
Гидраргиллит	$\text{Al}(\text{OH})_3$	-	-	+	-
Бёмит	AlOOH	-	-	+	-
Диаспор	HAlO_2	-	-	+	-
Гетит*	HFeO_2	-	-	+	-
Лимонит	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	+	+	+	+
Лейкоксен	$\text{TiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	+	+	+	-
	<i>Бораты</i>				
Турмалин	$\text{NaFe}_3\text{Al}_6\text{B}_6\text{O}_{27}(\text{OH})_4$	+	-	-	-
	<i>Карбонаты</i>				
Кальцит	CaCO_3	+	+	+	+
Арагонит	-	-	-	+	-
Сидерит	FeCO_3	+	-	-	-
Родохрозит*	MnCO_3	+	-	-	-
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	-	+	+	-
Анкерит*	$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$	+	+	+	-
Стронцианит*	SrCO_3	+	-	+	-
Церуссит	PbCO_3	-	-	+	-
Азурит	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	-	-	+	-
Малахит	$\text{Cu}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	-	-	+	-
Бастнезит	CeFCO_3	+	+	+	+
Бербанкит*	$\text{Na}_3\text{CeSr}(\text{CO}_3)_5$	+	-	-	-
Анкилит*	$\text{SrCe}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$	+	-	-	+
	<i>Фосфаты</i>				
Монацит	CePO_4	+	-	+	+
Рабдофанит	$\text{CePO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	-	-	+	-
Апатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	+	+	+	+
TR-апатит*	$(\text{Ca}, \text{Ce})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	-	-	+	-
Штаффелит	$\text{Ca}_5(\text{P}, \text{C})\text{O}_4$	-	-	+	-
Ксенотим	YPO_4	-	+	+	+
Петцит	-	-	-	+	-

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
<i>Сульфаты, вольфраматы, молибдаты</i>					
Барит	BaSO ₄	+	-	+	-
Гипс	CaSO ₄ · 2H ₂ O	-	-	+	-
На-ярозит	KFe ₃ (SO ₄) ₃ (OH) ₂	-	-	+	-
Галотрихит	FeAl ₂ (SO ₄) ₄ ·22H ₂ O	-	-	+	-
Алунит	KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-	-	+	-
Вольфрамит	(Fe, Mn)WO ₄	-	+	-	-
Шеелит	CaWO ₄	-	+	-	-
Повеллит	CaMoO ₄	-	-	+	-
<i>Силикаты</i>					
а) титана					
Рамзаит*	Na ₂ Ti ₂ Si ₂ O ₉	+	-	-	-
Астрофилит*	K ₂ NaFe ₇ Ti ₂ Si ₈ O ₂₇ F(OH) ₂	+	-	-	-
б) ниобия, циркония, редких земель					
Баотит*	Ba ₄ Ti ₇ NbSi ₄ O ₂₈ Cl	+	-	-	-
Циркон	ZrSiO ₄	+	-	+	+
Малакон	-	+	+	+	-
Цирколит	-	+	+	+	-
Катаплеит*	Na ₂ ZrSi ₃ O ₉ · 2H ₂ O	+	-	-	-
Церит*	Ce ₃ Si ₂ O ₈ (OH)	-	-	+	-
Тернебомит	Ce ₂ AlSi ₂ O ₈	-	-	+	-
Бритолит	Ca ₂ Ce ₃ (SiO ₄) ₃ F	+	-	+	+
Чевкинит	Ce ₄ Fe ₂ Ti ₃ Si ₄ O ₂₂	-	+	+	-
Nb-чевкинит	Ce ₄ Fe ₂ (Ti, Nb) ₃ Si ₄ O ₂₂	-	-	+	-
Гадолинит	Y ₂ FeBe ₂ Si ₂ O ₁₀	-	+	-	+
Торит	ThSiO ₄	+	+	+	+
Оранжит	ThSiO ₄ · nH ₂ O	-	+	+	+
Торигуммит*	-	-	-	+	-
TR-торгуммит	(Th, Ce)SiO ₄ · nH ₂ O	-	-	+	-
Хуттонит	-	-	-	+	+
в) лития, бериллия					
Полиитионит*	KLi ₂ AlSi ₄ O ₁₀ F ₂	+	-	-	-
Li-флогопит	KLiMg ₂ Si ₄ O ₁₀ F ₂	+	-	-	-

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
в) лития, бериллия					
Li-цин- ивальдит	$\text{KLiFeAl AlSi}_3\text{O}_{10} (\text{F}, \text{OH})_2$	-	+	-	-
Li-муско- вит*	$(\text{K}, \text{Li})\text{Al}_2 \text{AlSi}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_2$	-	-	-	+
Барилит*	$\text{BaBe}_2\text{Si}_2\text{O}_7$	+	-	+	-
Гентгель- вин*	$\text{Zn}_4\text{BeSiO}_4\text{S}$	+	-	-	-
Ве-везувиан	$\text{Ca}_4\text{Al}_3 (\text{Si}, \text{Be})_4\text{O}_{16} (\text{OH})$	+	-	-	-
Берилл	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	-	-	+	-
д) магния, железа					
Андрадит	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	+	+	+	+
Альмандин	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	+	+	+	+
Эпидот	$\text{Ca}_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12} (\text{OH})$	+	+	+	+
Цоизит	$\text{Ca}_2\text{Al}_3 (\text{SiO}_4)_3 (\text{OH})$	-	+	-	-
Ортит	$\text{CaCeFeAl}_2 (\text{SiO}_4)_3 (\text{OH})$	+	+	+	+
Хлориты (железис- тые)	$\text{Fe}(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_3 (\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10} (\text{OH})_2$	+	+	+	-
Диабан- тит-фер- рипрохло- рит	$(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10}) (\text{OH})_3$	-	+	-	-
Тюрин- гит-стиль- пномилан	$(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_4$	-	+	-	-
Клинохлор- стриговит	$\text{FeMg}_3 (\text{FeAl})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_6$	-	-	+	-
Пренит*	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_2$	-	-	+	-
Диопсид	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	+	-	+	-
Геденбер- гит*	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	+	-	-	-
Авгит	CaFeAlSiO_6	-	-	+	-
Эгирин (жадеит, акмит)	$\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$	#	+	#	#
Актинолит	$\text{Ca}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_4\text{O}_{11} 2(\text{OH})_2$	+	-	+	-
Ферриак- тинолит	$\text{Ca}_2 (\text{Fe}, \text{Mg})_5 (\text{Si}_4\text{O}_{11})_2 (\text{OH})_2$	-	+	-	-

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
д) магния, железа					
Тремолит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$	-	-	+	-
На-тремо- лит*	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$	+	-	-	-
Гастингсит	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{AlAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}$	+	+	+	-
Мг-гастингсит	-	-	-	+	-
Катафорит*	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})_4\text{FeAlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	-	+	+	+
Мг-катафо- рит	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{FeAlSi}_7\text{O}_{22}$	-	+	+	-
Глаукофан	$(\text{Ca}, \text{Na})_3(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_4(\text{Al}, \text{Si})_8\text{O}_{22}$	+	-	-	-
Рихтерит*	$(\text{Ca}, \text{MnNa})_3\text{Mg}_4(\text{Al}, \text{Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	+	-	-	-
Керсутит*	-	+	-	-	-
Рибекит	$\text{Na}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	+	+	+	+
Мг-рибекит*	$\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	+	-	+	-
Рибекит- асбест*	-	+	-	+	-
Крокидо- лит-ас- бест	-	-	-	+	-
Арфвед- сонит	$\text{Na}_3(\text{Fe}, \text{Mg})_4\text{FeSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	+	-	+	-
Мг-авфвед- сонит	$\text{Na}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{FeSi}_8\text{O}_{22}$	-	-	+	-
е) алюминия и железа					
Мусковит	$\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	+	+	+	+
Ферри- мусковит	$\text{KFe}^{2+}\text{Al}(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}$	-	+	-	-
Серицит	$\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$	-	-	+	+
Фенгит	$\text{K}(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$	-	+	-	-
Циннваль- дит	$\text{KLiFeAl}(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$	-	+	-	-
Мероксен	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$	-	+	-	-
Флогопит	$\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	+	-	+	-
Ферроф- логопит	$\text{KLi}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	+	-	+	-
Мангано- филлит*	$\text{KLi}(\text{Mn}, \text{Mn})_2(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}\text{F}_2$	-	-	+	-
Сидеро- филлит*	$\text{K}_2\text{Fe}_5\text{Al}(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$	+	-	-	-

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6
е) алюминия и железа					
Лепидомелан	$KFe_3(Al, Si)_4O_{10}(OH, F)_2$	—	+	✱	✱
Вермикулит	$(Fe, Mg)_{3-4}AlSi_3O_{10}(OH)_2 \cdot n$	—	—	✱	—
Селадонит	$K_{2-3}(MgFe)_{1-3}(Fe, Al)_{3-6}$	—	—	+	—
Монтмориллонит	$LiAl_4AlSi_3O_{10}(OH)_8$	—	—	+	—
Нонтронит	$Fe_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	—	—	+	—
Каолинит	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	—	—	+	—
Накрит	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	—	—	+	—
Галлуазит	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot nHO$	—	—	+	—
Fe-галлуазит	$(Al, Fe)_4Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	—	—	+	—
Аллофан	$mAl_2O_3nSiO_2pH_2O$	—	—	+	—
<i>Алюмосиликаты</i>					
Нефелин	$Na_3K(AlSiO_4)_4$	+	—	✱	✱
Анальцит	$NaAlSi_2O_6H_2O$	+	—	+	—
K-Na полевой шпат	$(K, Na)AlSi_3O_8$	+	+	+	+
Микроклин	$KAlSi_3O_8$	✱	✱	✱	✱
Альбит	$NaAlSi_3O_8$	✱	✱	✱	✱
Канкринит	$Na_3Ca(AlSiO_4)_3CO_3H_2O$	+	—	+	+
Давин*	$Na_4(AlSiO_5)_3HCO_3 \cdot H_2O$	+	—	—	—
Вишневит	$Na_8(AlSiO_4)_6SO_4 \cdot 3H_2O$	—	—	+	—
Содалит	$Na_8(AlSiO_4)_6Cl_2$	+	—	+	+
Скаполит	$(Na, Ce)_8(Al, Si)_4O_8(SO_4, CO_3, Cl_2)$	—	—	+	—
Натролит	$Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$	+	—	+	+
Мезолит	$NaCa_2(Al_2Si_3O_{10})_3 \cdot 8H_2O$	—	—	+	—
Шабазит	$(Na, Ca)Al_2Si_4O_{12} \cdot 6H_2O$	—	—	+	—
Гарматом*	$Ba(AlSi_3O_8)_2 \cdot 6H_2O$	—	—	+	—
Гейландит*	$(Ca, Sr)(AlSi_3O_8)_2 \cdot 5H_2O$	—	—	+	—
Сколецит*	$CaAlSi_3O_{82} \cdot 3H_2O$	—	—	+	—
Десмин	$CaAl_2Si_7O_{18}$	—	—	+	—

Примечание. Двойной крупный крестик — главные породообразующие, крупный одинарный — второстепенные, мелкий — акцессорные минералы.

*Минералы и разновидности, открытые автором с сотрудниками.

флюгопита, цинвальдита, полилитионита), фельдшпатоидов и цеолитов (нефелина, канкринита, давина, содалита, вишневита, натролита, анальцима) и многих других.

2. Полное отсутствие или локальное развитие в конце процесса кварца в наиболее щелочных группах метасоматитов (апомиаскитовых, апофенитовых, апоэффузивных, апокарбонатных) и возрастающая его роль в метасоматитах, развитых по кварцсодержащим породам и являющихся наименее щелочными представителями (апогранитоидным), где этот минерал является в основном реликтовым.

3. Появление в значительных количествах минералов летучих компонентов (F, Cl, CO₂, H₂O), которые в отдельных полях и поздних фациях метасоматитов приобретают роль главных минералов: флюорита (Западно-Уральское, Полярно-Уральские поля), содалита и канкринита (Западно-Уральское поле), кальцита (Вишневые-Ильменские горы), анкерита (Западно-Уральское поле) и цеолитов (Вишневые-Ильменские горы, Барсуксай), а также большого числа аксессуарных минералов, содержащих эти элементы (нейборит, криолит, пироклор, бастнезит, бербанкит, апатит, астрофиллит, баотит, бритолиит и др.).

4. Присутствие разнообразного комплекса аксессуарных минералов редких элементов: 1) типоморфных (Nb, Ta, Zr, Hf, TR цериновой и иттриевой подгрупп) - 22 минеральных вида и разновидности-Nb и Ta (минералы группы пироклора, колумбита, ильменорутила, ферсмита, эшинита, эксенита, саморскита, фергусонита и др.), 4 - Zr и Hf (циркон, малакон, циртолит, катаилит) и около 30 - редких земель (давидит, бастнезит, бербанкит, анкилит, монацит, ксенотим, церит, торнебомит, чевкинит, оргит, бритолиит, гадолинит и др.); 2) спародических (Li, Be, Sr и др.) - 4 минерала лития (полилитионит, флогипит, цинвальдит, Li-мусковит), 5 - бериллия (барилит, гентгельвин, Ве-везувиан, берилл, гадолинит) и 4 - стронция (стронцианит, бербанкит, анкилит, гейландит).

5. Повышенное количество, особенно в метасоматитах начальной стадии, реликтовых минералов первичного субстрата (кварц, кальцит, глинистое вещество, пертитовые K-Na-полевые шпаты, кварц, кальцит, актинолит, тримолит, эпидот-доизит, турмалин, хлориты, гранаты, сфен, апатит, магнетит и др.) и обилие сульфидов в заключительный этап становления метасоматитов.

Ввиду того, что материалы по минералогии отдельных, наиболее минерализованных полей метасоматитов: Вишневогорскому, Западноуральскому (Еськова и др., 1964; Ефимов, Еськова, 1973) и Полярно-Уральским (Апельцин и др., 1967) уже опубликованы, при обобщении минералогии всех полей будут освещены только три ее раздела: состав и свойства породообразующих темноцветных минералов, редкометаллическая минерализация и парагенетические ассоциации минералов.

СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Темноцветные минералы в редкометальных щелочных метасоматитах представлены полущелочными и щелочными пироксенами, амфиболами, а также разнообразными слюдами с различными количественными соотношениями. Содержание этих минералов в отдельных фациях метасоматитов варьирует в очень широких пределах — от 1–3% в лейкократовых метасоматических породах (альбититах, микроклинитах, кальцитах) до 80–95% в меланократовых (эгиринитах, амфиболититах, слюдитах), образовавшихся на начальных стадиях щелочного метасоматоза.

Эмпирически установлено, что характер и состав темноцветных минералов в метасоматитах определяется в основном двумя ведущими факторами: типом первичных пород и 2) щелочностью (калиевой, натриевой, смешанной; низкой, средней, высокой) метасоматоз-производящих растворов. Во всех полях этих образований на Урале наблюдается унаследование щелочными метасоматитами характера темноцветных минералов первичных пород с последующим ощелачиванием их в ходе метасоматических процессов.

Химический состав пироксенов, амфиболов и слюд из щелочных метасоматитов Урала сведен в табл. 10.

Пироксены характерны для апокарбонатных, апоэндезито-базальтовых (эффузивных), в меньшей мере апофенитовых метасоматитов Западно-Уральского, Вишневогорского и Сугомакского полей; в остальных — имеют ограниченное развитие.

В Западно-Уральском поле пироксены начальной стадии апоглинисто-карбонатных и аповулканогенно-обломочных метасоматитов представлены диопсид-салитом, последующих стадий — эгирином. Первый образует шестоватые плохо выраженные кристаллы, неправильные и лапчатые зерна размером до 1–3 мм. Оптические свойства ($n_g = 1,720$, $n_p = 1,687$; $2V_{Ng} = 58^\circ$, $cNg = 42^\circ$) позволяют отнести его к промежуточным членам ряда диопсид-Геденбергита (см. табл. 10) с максимальным содержанием геденбергитовой составляющей (до 35%). Химический состав такого диопсид-салита соответствует формуле $(Na_{0,12}Ca_{0,87})_{0,99}(Mg_{0,50}Fe_{0,34}Fe_{0,15}O_{15}Si_{2,01}O_6)$ (табл. 10, ан. 1).

Эгирин характерен для продуктов конечных этапов ранней щелочной стадии — эгиринитов. Он образует мелкие изометричные, часто футлярные метакристаллы, радиально-лучистые и звездчатые агрегаты, игольчатые и спутанно-волокнистые выделения. По оптике ($N_g = 1,820$, $N_p = 1,750$, $2V_{Np} = 64^\circ$, $cNp = 0-5^\circ$) и составу близок к экмиту. Его формула: $(Na_{0,97}Ca_{0,03})_{1,00}(Fe_{0,98}Al_{0,07}Mg_{0,02}Fe_{0,1})_{1,00}Si_{2,0}O_6$ (см. табл. 10, ан. 2). Содержит небольшие количества ниобия (0,03% Nb_2O_5); окись тантала не обнаружена. Замещается рибекитом и флогопитом при альбитизации.

В Полярно-Уральских полях пироксен развит локально в апсоланцевых альбититах. По свойствам соответствует хлоромеланиту, близкому к эгирину ($N_g = 1,810$, $N_p = 1,754$; $2V = -72-78^\circ$) с небольшой примесью жадеита (10-15%) и диопсида (Апельцин и др., 1967). Химический состав эгирина отвечает формуле $Na_{0,93}(Fe_{0,23}(Fe^{+++}, Al)_{0,83})_{1,06}Si_{2,05}O_6$. Минерал образуется на конечных этапах альбитизации в участках наиболее активного щелочного метасоматоза вдоль открытых трещин. Ассоциирует с лейстовым альбитом, кварцем, рибекит-гастингситом и гематитом. Развивается вместо ферримусковита и замещается гематитом.

Пироксены в метасоматитах миаскитовых комплексов Вишневых-Ильменских гор являются типоморфными минералами пород фенитового ореола. Максимальные их количества образуются в меланократовых пироксеновых и амфибол-пироксеновых породах эгиринитах на переднем фронте микроклинизации, альбитизации и карбонатизации пироксеновых фенитов и амфиболовых миаскитов и их перекристаллизованных разновидностей. Значительно в меньших количествах отмечаются в собственно апофенитовых микроклинитах альбититах и карбонатных породах. В первом случае представлены пироксены эгирин-диопсидового ряда, во втором - эгирин. Минералы образуют несовершенные призматические кристаллы, зерна значительных размеров (длиной до 10-15 см) и тонкоигольчатые агрегаты в альбититах.

Для пироксенов перекристаллизованных фенитов, меланократовых пироксеновых и амфибол-пироксеновых пород типоморфны: максимальные углы оптических осей (от $+80$ до -85°), максимальные углы погасания $cN_p =$ до $25-30^\circ$ и минимальные показатели преломления $n_g = 1,774-1,777$; $n_p = 1,736-1,739$. По таблицам Трегира такие пироксены имеют 25-50% эгириновой составляющей. Химический состав и свойства пироксенов соответственно эгирин-салиту ($Ca_{0,36}Na_{0,32}K_{0,04}0,72Mg_{0,22}(Fe_{0,15}Fe_{0,83}Mn_{0,03})_{1,01}Si_{1,97}O_6$ (см. табл. 10, ан. 3).

В альбитизированных породах и альбититах пироксены становятся более щелочными и содержат в своем составе от 50 до 75% эгириновой составляющей ($2V_{N_p} =$ от -70 до -80° , $cN_p = 5-15^\circ$; $n_g = 1,782-1,787$; $n_p = 1,749-1,760$). Максимальная щелочность у пироксенов отмечается в карбонатных породах - эгириновой составляющей в них обычно больше 75%. Такие пироксены близки к эгирину ($2V_{N_p} = -60 - 70^\circ$, $cN_p = 0-10^\circ$; $n_g = 1,810$, $n_p = 1,760$). Состав пироксенов варьирует: ($Na_{0,69-0,76}Ca_{0,11-0,12}$

$K_{0,04-0,06}0,87-0,91(Mg_{0,09-0,14}Al_{0,06-0,12})Si_{1,97-2,0}O_6Fe_{0,04-0,06}Mn_{0,01}Fe_{0,77-0,88}$ (см. табл. 10, ан. 4-5). В этом же направ-

лении, сопряженно со щелочностью, возрастает общая железистость ($F = 68-87\%$) пироксенов и степень окисления железа в них.

Таблица 10

Химический состав темноцветных минералов полей щелочных метасоматитов

Минералы	Пироксены							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Nb ₂ O ₅	1,37	11,65	11,52	6,87	4,12	7,05	10,14	9,18
K ₂ O	0,20	1,95	0,23	0,34	0,81	0,15	0,84	1,26
CaO	20,93	0,56	0,88	9,20	8,36	9,64	2,82	2,80
MgO	10,00	0,31	0,17	4,39	3,69	2,54	2,42	1,52
MnO	0,29	0,10	0,07	0,72	1,04	0,68	0,38	0,39
FeO	10,83	0,54	Не опр.	9,34	4,54	5,87	1,90	1,10,
Fe ₂ O ₃	3,54	30,65	22,00	15,15	27,47	19,10	26,35	30,04
Al ₂ O ₃	1,59	1,54	3,00	2,38	Не обн.	2,89	2,74	1,25
SiO ₂	51,52	51,47	56,00	50,87	49,56	50,75	51,22	50,48
TiO ₂	0,10	0,42	0,13	0,52	0,38	0,58	0,54	0,50
H ₂ O [±]	0,36	0,68	0,13	0,29	Не обн.	0,15	0,30	0,70
F	Не опр.	0,09	0,13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,48	99,86*	(94,27)*	100,50*	99,97	99,54*	99,74	99,20
~ O=F ₂								

Аналитик	З.Т.Катаева	—	—	Л.В.Бу- касова	—	М.Е.Ка- закова	Л.В. Бу- касо- ва
Литера- турный источ- ник	Ефимов, Еськова, 1973	Апель- цин и др. (1967)	Левин (1974)	Ронен- сон (1966)	Левин (1974)	Бонш- тедт- Куплет- сон ская (1951)	Ро- нен- сон (1966)

*В том числе: 2 — 0,03 Nb₂O₅; 3 — 0,27% редких щелочей; 4 — 0,43% п.п.п.; 6 — 0,29% п.п.п.; 10 — 0,083% Nb₂O₅; 0,004% Ta₂O₅; 11 — 0,002% редких щелочей, 0,026% ZrO₂, 0,05% ZrO₂, 0,11% Nb₂O₅; 12 — 0,19Nb₂O₅, 0,01% Fe₂O₃; 13 — 0,007 Nb₂O₅, 0,001% Ta₂O₅; 14 — 0,48% п.п.п.; 15 — 1,53% п.п.п., 1 — диоксид-салит из породы начальной стадии апоглинисто-карбонатных метасоматитов Западно-Уральского поля; 2 — эгирин из апоглинисто-карбонатных эгирин-полевошпатовых метасоматитов Западно-Уральского поля; 3 — эгирин из альбититов Полярного Урала; 4 — эгирин-салит из пироксенсвых фенитов Ильменских гор (среднее из 6 анализов); 5 — эгирин-салит из перекристаллизованных пироксеновых фенитов Вишневых гор; 6 — эгирин-салит из альбититов Ильменских гор; 7 — эгирин из аль-

Амфиболы

9	10	11	12	13	14	15	16
2,55	5,51	4,21	5,36	5,41	3,94	3,77	5,87
2,15	2,02	1,27	2,21	2,35	2,30	2,14	1,44
11,76	1,63	9,84	1,11	1,88	8,54	8,29	2,34
15,00	9,38	20,09	8,02	9,53	4,33	5,79	11,48
Следы	0,90	0,30	0,38	0,15	1,39	1,72	2,49
6,23	8,47	5,14	9,75	7,90	16,61	12,81	9,27
6,94	13,55	2,26	16,67	15,95	9,76	15,25	6,06
12,55	1,20	1,56	1,90	1,46	12,57	9,90	9,14
41,17	53,60	52,31	52,07	53,27	37,30	38,84	48,88
4,09	0,88	1,16	0,71	0,33	1,36	1,14	0,43
1,00	0,56	1,31	1,60	1,94	1,04	0,50	0,74
0,78	0,70	0,52	0,79	0,85	0,29	0,34	1,67
100,16	99,54*	100,16*	100,57*	101,02*	99,91*	100,02*	101,30
0,21	0,29	0,21	0,33	0,39	0,14	0,14	0,70
99,95	99,25	99,95	100,24	99,63	99,77	99,88	99,60

З.Т.Катаева

—

И.М.Бендер

Ефимов, Еськова (1973)

Левин
(1974)

Роненсон (1966)

битизированного щелочного пегматита Вишневых гор; 8 — эгирин из поздних прожилков "альпийского" типа в пироксеновых фенитах Вишневых гор; 9 — керсутит из первичных пород эруптивных брекчий трахиандезито-базальтовых порфиров Западно-Уральского поля; 10 — арфведсонит-рибекит из пегматоидных щелочных сиенитов того же поля; 11 — Na-тремолит из апоглинисто-карбонатных метасоматитов начальной стадии того же поля; 12 — магнезиорибекит из рибекит-альбитовых метасоматитов того же поля; 13 — магнезиорибекит-асбест из зоны окварцевания микроклинитов того же поля; 14 — гастингсит из амфиболовых миаскитов Ильменских гор (среднее из 12 анализов); 15 — гастингсит из тех же пород Вишневых гор; 16 — арфведсонит из амфибол-кальцитового цемента брекчированных апомиаскитовых карбонатных пород Вишневых гор;

Продолжение табл. 10

Анализы	Амфиболы					
	17	18	19	20	21	22
Na ₂ O	2,40	3,37	2,32	5,99	4,71	2,83
K ₂ O	1,84	1,22	1,24	1,50	1,21	1,33
CaO	10,56	8,95	12,06	4,37	2,48	7,16
MgO	9,79	15,12	10,87	14,12	12,46	15,75
MnO	0,69	0,81	0,29	0,91	1,08	1,20
FeO	14,66	8,47	13,06	8,43	7,45	8,46
Fe ₂ O ₃	6,91	5,40	4,60	9,42	17,17	5,14
Al ₂ O ₃	10,20	4,32	10,53	0,87	He обн.	5,81
SiO ₂	41,02	50,29	43,62	51,99	51,68	50,28
TiO _{2±}	0,92	0,57	0,66	0,29	0,19	0,19
H ₂ O [±]	0,52	0,66	0,70	0,57	0,62	0,35
F	1,04	0,71*	He опр.	2,71	0,08	1,45
Сумма	100,65*	100,43*	100,02	101,17	99,47	100,75*
O=F ₂	0,52	0,36	0,14	1,64	0,04	0,73
	100,13	100,07	99,88	99,53	99,43	100,02

Анали- тик	—	—		Л.В.Бу- касова	И.М. Бен- дер	—
Литера- турный источник	Левин (1974)		Роненсон (1966)		Левин (1974)	

*В том числе: 17 — 0,42 п.п.п.; 18 — 0,54% п.п.п.; 22 — 0,80% п.п.п.; 25 — 0,027% Li₂O; 28 — 0,90% редких щелочей; 29 — 0,06% Li₂O, 0,09% Rb₂O и 0,01% Cs₂O.

17 — магнезиогастингсит из фенитизированных пород (среднее из трех анализов) Ильмен; 18 — магнезиокатафорит из фенитизированных пород того же района; 19 — магнезиогастингсит из фенитизированных пород Вишневых гор; 20 — магнезиоарфведсонит из поздних прожилков "альпийского" типа в альбитизированных фенитах Вишневых гор; 21–23 — рибекит из амфибол-кварцевых прожилков в фенитах Вишневых гор; 22 — магнезиока-

При альбитизации амфиболовых миаскитов пироксены замещают гастингсит, а при карбонатизации сами замещаются низкожелезистым биотитом, магнезиоарфведсонитом.

В барсуксайском поле эгирин ($cNp=1-5^0$) развивается при альбитизации гастингситовых нефелиновых сиенитов с замещением феррогастингсита эгирином и магнетитом, в ассоциации с лейстобым альбитом. Минерал замещается лепидомеланом.

В заключение следует отметить, что в полях щелочных метасоматитов Урала наиболее щелочные члены пироксенов отмечаются в

Слюды

23	24	25	26	27	28	29
4,68	4,96	10,00	2,35	1,36	1,04	0,92
0,29	1,02	2,90	7,17	7,62	11,33	10,80
2,80	1,12	6,70	1,44	1,15	0,37	0,37
11,10	7,70	0,47	Следы	Следы	22,79	3,13
0,74	0,44	0,34	0,93	0,76	0,18	1,06
10,22	9,26	Не опр.	26,51	29,10	4,36	26,98
8,33	17,03	24,30	4,67	7,25	0,61	5,55
2,65	3,34	10,00	21,96	15,43	8,90	13,20
56,16	52,96	38,00	31,50	32,03	45,72	32,79
0,23	0,45	0,30	0,54	2,26	0,52	3,36
2,18	2,63	Не опр.	2,81	2,78	Не опр.	0,36
Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	"	0,32
99,38	100,91	(93,03)*	99,78	99,74	99,72	99,00

Ю.А.Беневольская

—

Л.Юрчен-
ко

Т.А.Капитонова

Данные М.Г. Иса-
коваАпель-
цин и др.
(1967)Данные Е.М. Есь-
ковой Ефимов, Еськова
(1973)

тафорит из кварц-амфиболового прожилка Ильмен; 24 — крокидолит-асбест из кварцевых прожилков фенитового ореола Вишневых гор; 25 — гаслингсит-рибекит из альбититов Полярного Урала (количественно-спектральный анализ); 26—27 — сидерофиллит из апосланцевых слюдитов Западно-Уральского поля; 27 — сидерофиллит из биотит-микрклиновых апоэффузивных метасоматитов того же поля; 28 — феррифлогопит из альбитового замещающего комплекса эгирин-полевошпатовых метасоматитов Западно-Уральского поля; 29 — сидерофиллит из поздних кальцитовых прожилков выполнения того же поля.

продуктах разных стадий процессов щелочного метасоматоза. Появление этих минералов в том или ином поле зависит в первую очередь от общей щелочности. В самых щелочных метасоматитах Западно-Уральского поля эгирин тяготеет к наиболее ранней (начальной) стадии, в слабо щелочных полярноуральских альбититах — к заключительным этапам стадии альбитизации.

Амфиболы представлены широко и разнообразно. Отмечаются во всех полях, особенно обильны в Западно-Уральском поле, где слагают меланократовые, амфиболовые фации и рибекитовые альби-

Окончание табл. 10

Анализы	Слоды						
	30	31	32	33	34	35	36
Na ₂ O	0,50	0,28	0,44	0,86	0,67	0,63	0,66
K ₂ O	10,50	10,73	10,89	8,58	8,98	8,18	8,39
CaO	0,80	0,20	0,35	0,46	0,40	0,25	0,63
MgO	1,36	1,18	0,63	5,18	11,77	6,11	7,48
MnO	0,26	0,15	0,096	1,19	0,36	0,72	0,48
FeO	4,95	3,81	2,14	19,91	14,89	15,08	21,69
Fe ₂ O ₃	6,87	2,76	1,55	8,04	4,59	8,70	6,62
Al ₂ O ₃	20,78	26,03	30,80	15,05	17,94	16,25	13,08
SiO ₂	40,08	48,94	46,94	32,66	34,20	32,58	33,98
TiO ₂	0,36	0,23	—	3,54	3,23	4,06	3,81
H ₂ O [±]	0,14	0,22	0,48	3,52	1,50	7,23	2,60
F	0,70	0,08	0,14	0,21	0,04	0,90	0,36
Сумма	99,80*	99,68*	100,01*	99,91*	99,54	100,70	99,78
O=F ₂				0,11			0,15
				99,80			99,63
Аналитик	Е.Я.Бондарева, А.А.Липа- това, В.М.Лурье			—	З.Т.Ка- таева	—	М.Е.Ка- закова
Литератур- ный источ- ник	Апельцин и др. (1967)			Левин (1974)	Данные А.Ф. Ефи- мова	Левин (1974)	Бонш- тедг- Купле- тская, 1951

*30 — 0,61% редких щелочей, 0,14% Nb₂O₅, 0,008% Ta₂O₅, 0,08% P₂O₅, 0,095% SnO₂ и 4,56% п.п.п.; 31 — 0,40% редких щелочей, 0,15% Nb₂O₅, 0,007% Ta₂O₅, 0,04% P₂O₅, 0,095% SnO₂ и 4,38% п.п.п.; 32 — 0,56 редких щелочей, 0,04% ZrO₂, 0,064% Nb₂O₅, 0,008 Ta₂O₅; 0,23% ZrO и 5,16 п.п.п.; 33 — 0,71% п.п.п.; 34 — 0,20% редких щелочей, 0,82%; 37 — 0,31% редких щелочей, 1,01% BaO; 41 — 1,77 п.п.п.; 42 — 4,57 п.п.п.; 43 — 0,65% редких щелочей и 4,29% п.п.п.

30 — фенгит-ферримусковит из эгирин-микроклиновых альбититов Полярного Урала; 31 — фенгит-мусковит из флюорит-микроклиновых альбититов того же района; 32 — мусковит-циннвальдит из флюорит-кварцевых альбититов тех же полей; 33 — лепидомелан из миаскитов Ильмен (сред-

титы на значительной площади. Среди минералов данной группы отмечается большое число минеральных видов и разновидностей нескольких изоморфных рядов: актинолита, глаукофана, гастингсита, арфведсонита, рибекита.

В Западно-Уральском поле амфиболы развиты в метасоматитах почти всех стадий, вплоть до окварцевания. Для метасоматитов на-

Слюды						
37	38	39	40	41	42	43
0,78	1,02	0,15	0,25	0,96	0,83	2,50
8,54	8,55	8,70	7,76	7,12	9,82	8,22
0,35	Не обн.	0,57	0,26	Следы	0,30	0,29
8,53	9,16	6,33	9,22	0,29	0,53	0,26
0,43	0,79	0,70	0,27	0,18	0,01	Не опр.
16,70	18,58	24,08	14,95	0,36	0,19	"
5,83	7,01	5,35	9,75	2,08	0,65	0,76
19,53	13,11	12,04	14,20	42,84	39,94	36,54
33,70	38,38	34,40	34,16	39,28	43,72	46,40
3,07	1,40	4,26	4,80	0,38	0,01	Не опр.
1,15	0,92	3,39	4,32	5,08	Не опр.	0,04
0,05	1,55	0,48	0,19	0,48	"	Не опр.
98,97	99,79	100,45	100,13	100,42*	100,10*	99,95*
	0,63	0,20				
	99,16	100,25				
З.Т.Ка- таева	И.М. Бендер	А.Н.Ак- сельрод	—	И.М. Бендер	М.М.Ка- ретина	З.Т.Ка- таева
Данные А.Ф. Ефимо- ва	Ронен- сон (1966)	Данные Г.М.Ви- ноградс- кой	Левин (1974)	Ронен- сон (1966)	Данные М.Г.Иса- кова	Данные автора

нее из 11 анализов); 34 — лепидомелан из биотит-полевошпатовых пород зон карбонатизации Потаниных гор; 35 — лепидомелан из биотит-полевошпатового метасоматита зон карбонатизации Ильмен; 36 — лепидомелан из слюдитов зон карбонатизации Курочкина лога; 37 — лепидомелан из биотит-кальцитовых пород зон карбонатизации Потаниных гор; 38–39 — лепидомелан из кальцитовых жил и прожилков в миаскитах Вишневых гор; 40 — лепидомелан из биотит-карбонатного метасоматита Ильмен; 41 — мусковит из альбитизированных корунд-полевошпатовых пегматитов; 42 — либнерит из зон либнеритизации щелочных пегматитов Вишневых гор; 42 — литийсодержащий мусковит из альбитизированных нефелиновых сиенитов Борсук-сая.

чальной стадии замещения типоморфны слабо щелочные и нещелочные амфиболы: актинолит и Na-тремолит. Актинолит представлен спутанно-волокнистым агрегатом мелких коротко-игльчатых кристаллов бледно-зеленого цвета в апоэффузивно-облачных метасоматитах. По оптическим свойствам ($2V_{Ng} = 76^\circ$, $cNg = 30^\circ$) он близок к ферроактинолиту. Замещается ганстингситом ($cNg =$

=10-18°, 2V=30-35°) и арфведсонитом ($2V_{Np}=80-85^\circ$, $cNp=10-25^\circ$) при более интенсивном метасоматозе.

Амфибол из наиболее ранних диопсид-тремолитовых апоглинисто-карбонатных метасоматитов встречается либо в виде отдельных бесцветных игольчатых кристаллов размером 1×3 мм, либо сплошного агрегата более крупных беспорядочно ориентированных призматических светло-зеленых кристаллов. По оптическим свойствам ($n_g=1,632$; $n_p=1,604$; $2V_{Np}=88^\circ$, $cNg=23^\circ$) и химическому составу минерал близок к Na-тремолиту $Na_2CaMg_5Si_8O_{22}(OH)_2$.

Рибекит в альбитовых метасоматитах образует мелкие (3×1 мм) игольчатые кристаллы черного цвета, обычно беспорядочно ориентированные в породе. По оптическим свойствам ($n_g=1,685$, $n_p=1,680$; $cNp=3-6^\circ$, $2V_{Np}=89^\circ$) и химическому составу минерал соответствует магнезиорибекиту с формулой $(Na,K)_{2,14}(Mg_{1,77}$

$Fe_{1,26}^{++})_3,03(Fe^{+++}, Al)_{1,79}(Si,Al)_{8,0}O_{22}(OH,F)_2$. Отдельные кристаллы имеют зональное строение с гастингситовой сердцевиной.

Рибекит по сравнению с кларками для амфиболов из щелочных пород (Ефимов и др., 1974) обогащен (в г/т; среднее из 2): рубидием (237), свинцом (41), ниобием (683) и содержит пониженные количества лития (92), циркония (370), бария (100), ванадия (191), титана (6875), марганца (4038), цинка (625), тантала (25); кроме того, в нем отмечается кобальт (33), молибден (4), олово (21) и хром (12).

Самый поздний амфибол-асбест образует длиноволокнистый агрегат голубовато-серого цвета. Совместно с кварцем слагает единый замещающий комплекс, развивающийся по биотит-микроклиновым метасоматитам и микроклинитам в апосланцевых метасоматитах. Оптические свойства его ($n_g=1,679$, $n_p=1,670$, $cNp=3^\circ$, $2V_{Np}=82^\circ$) и химический состав близки к магнезиорибекиту из рибекит-альбитовых метасоматитов. Формула магнезиорибекит-асбеста $(Na,K,Ca)_{2,29}(Mg_{2,09}Fe_{0,99})_3,08(Si,Al)_{8,0}O_{22}(OH,F)_2$.

В полярно-уральских альбититах амфиболы сравнительно редки и количественно уступают эгирину. По свойствам они соответствуют рибекит-гастингситу ($N_g=1,715-1,736$; $N_p=1,710-1,729$; $2V=82-87^\circ$). Подобно эгирину, рибекит-гастингсит образуется локально на конечном этапе стадии альбитизации в участках наиболее активного щелочного метасоматоза апосланцевых метасоматитов, вдоль открытых трещин. Минерал ассоциирует с лейстовым альбитом, кварцем. Альбит-рибекит гастингситовый парагенезис является фациальной разновидностью альбит-(жадеит)-эгиринового замещающего комплекса. На контакте с альбититами зеленокаменные сланцы обычно в разной степени альбитизированы; в них вместо тремолита-актинолита неизмененных сланцев развит ферриактинолит ($N_g=1,650-1,692$; $N_p=1,629-1,680$; $cNg=18-23^\circ$, $2V=-62-88^\circ$), частично замещенный глаукофаном-кросситом и рибекит-гастингситом.

В метасоматитах миаскитовых комплексов Вишневых-Ильменских гор амфиболы наиболее характерны для альбитизированных и карбонатизированных эндоконтактовых фаций миаскитовых массивов и пород фенитового ореола. Они представлены здесь гастингситом, катафоритом, арфведсонитом, рибекитом и рибекитовым крокидолит-асбестом.

Гастингситы ($2V_{Np} = 10-39^\circ$; $cNg = 17-21^\circ$; $n_g = 1,706-1,712$, $n_p = 1,686-1,702$) и магнезиогастингситы ($2V_{Np} = 41-63^\circ$, $cNg = 25-32^\circ$; $n_g = 1,670-1,695$, $n_p = 1,669-1,689$) свойственны для перекристаллизованных фенитов, пироксен-амфиболовых и амфиболовых пород переднего фронта зон микроклинизации (Сугомак), альбитизации (Вишневые горы) и карбонатизации (Потанины горы). При этом гастингсит развит в породах эндоконтактов, магнезиогастингсит - в породах фенитового ореола. Состав гастингсита варьирует в пределах: $(Na_{0,75-1,50}Ca_{1,02-1,79}K_{0,01-0,58})_2,62-3,30(Fe_{1,70-3,23}Mg_{0,64-1,56}Mn_{0,07-0,31})_{2,92-4,26}(Fe_{0,69-1,69}Al_{0,12-0,86}Ti_{0,01-0,32})_{0,98-2,08}(Si_{5,44-6,47}Al_{1,50-2,54})_8O_{22}(OH)_{0,00-1,91}F_{0,0-2,0}O_{0,0-1,05}2,0i$ магнезиогастингсита - $(Ca_{1,65-1,95}Na_{0,60-0,77}K_{0,0-0,38})_2,62-2,89(Mg_{1,92-2,72}Fe_{1,40-1,84}Mn_{0,04-0,09})_{3,84-4,21}(Fe_{0,53-1,53})$.

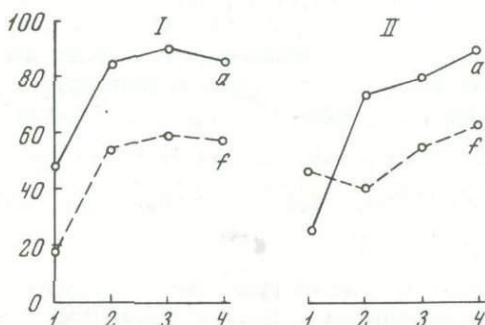
Более щелочные амфиболы арфведсонитового ряда встречаются в альбитизированных и карбонатизированных породах (фенитах, амфиолитах, пироксен-амфиболовых меланократовых породах, пироксен-микроклиновых породах, пироксенсодержащих пегматитах), микроклинитах, альбититах и амфибол-кальцитовых породах. В слабо альбитизированных и карбонатизированных породах фенитового ореола чаще всего представлен магнезиоарфведсонит ($2V_{Np} = 40-60^\circ$; $cNp = 1,661-1,668$, $n_p = 1,653-1,664$), реже магнезиокатафорит ($2V_{Np} = 32-58^\circ$, $cNp = 46-62$; $n_g = 1,664-1,677$, $n_p = 1,651-1,656$). В интенсивно альбитизированных и карбонатизированных породах, альбититах и кальцитах обычно развит собственно арфведсонит ($2V_{Np} = 70-80^\circ$, $cNp = 13-30^\circ$; $n_g = 1,674-1,679$; $n_p = 1,657-1,668$). Его состав отвечает формуле $(Na_{1,53}Ca_{0,37}K_{0,28})_2,18(Mg_{2,54}Fe_{1,15}Mn_{0,31})_4,0(Al_{0,85}Fe_{0,68}Ti_{0,04})_{1,57}Al_{0,74}Si_{7,26}O_{22}O_{0,84}F_{0,79}(OH)_{0,37}$.

В поздних амфибол-кварцевых прожилках в фенитах, наряду с гастингситом и арфведсонитом (иногда магнезиоарфведсонитом) встречается рибекит и крокидолит-асбест ($2V_{Np} = 85-90^\circ$, $cNp = 8-12^\circ$; $n_g = 1,678-1,688$, $n_p = 1,662-1,678$). Во всех случаях амфиболы образуют игольчатые, мелкие тонкопризматические кристаллы черного цвета, в случае крокидолит-асбеста серовато-голубоватые волокнистые агрегаты с расположением волокон перпендикулярно стенкам трещин. Амфиболы в ранних ассоциациях часто

замещают щелочной пироксен и в свою очередь замещаются биотитом.

В миаскитовых комплексах Мугоджар, особенно Барсуксайском, щелочные амфиболы (арфведсонит, рибекит) развиты в альбитизированных разновидностях феррогастингситовых ($cNg = 16-22^0$) нефелиновых сиенитов и альбититах).

Фактический материал по изменению состава амфиболов (см. табл. 10) в различных полях редкометальных метасоматитов обычно показывает на отсутствие четкого синхронного изменения щелочности ($\frac{K+Na}{K+Na+Ca} = a$) и железистости ($\frac{Fe^{++}+Fe^{+++}}{Fe+Mg} = f$) в ходе развития щелочного метасоматоза от ранних стадий к последним (фиг. 19). В Западноуральском поле, например, щелочность и железистость амфиболов закономерно возрастают от Na-тремолита начальной стадии ($a_{Ca} = 48\%$ $f = 17\%$) к магнезиорибекиту ($a_{Ca} = 91\%$, $f = 60\%$) стадии альбитизации, а затем несколько падают ($a_{Ca} = 87\%$, $f = 58\%$) в магнезиорибекит-асбест при окварцевании. В фенитовом ореоле Вишневогорского поля при альбитизации фенитов в амфиболах возрастает щелочность (от 25% в магнезиогастингсита фенитов до 74% в магнезиорарфве соните альбитизированных пород) и падает железистость от 47 до 40%. В процессе карбонатизации альбитизированных фенитов происходит дальнейшее увеличение щелочности ($a_{Ca} = 76-80\%$ рибекита и 90% крокидолит-асбеста) и железистости (соответственно от 50-55 до 63%). Наблюдается иное изменение этих коэффициентов при карбонатизации миаскитов - щелочность возрастает от $a_{Ca} = 53\%$ в гастингсита до $a_{Ca} = 84\%$ в арфведсоните, а железистость падает от $f = 72\%$ до $f = 42\%$ и ниже. В целом в Вишневых горах при карбонатизации разнообразных пород самого миаскитового массива, фенитового



Фиг. 19. Характер изменения щелочности a и железистости в амфиболах в ходе развития щелочного метасоматоза

I - Западно-Уральское поле: 1 - начальная стадия, 2 - микроклинизация, 3 - альбитизация, 4 - окварцевание; II - Вишневогорское поле; 1 - первичные фениты, 2 - альбитизированные фениты, 3 - карбонатизированные фениты, кальцитовые прожилки в фенитах

ореола и гранито-гнейсовой полосы видно, что наиболее щелочные амфиболы образуются в апомиаскитовых метасоматитах ($a_{Ca}=84\%$), менее щелочные — в апофенитовых ($a_{Ca}=74\%$) и апосерпентинитовых ($a_{Ca}=70\%$). Железистость при этом изменяется более сложно — она в целом падает от 42 до 12–20%, но с локальным увеличением в апофенитовых породах до 50–55%.

Увеличение щелочности амфиболов от продуктов ранних стадий к поздним либо не сопровождается ростом общей, октаэдрической глиноземистости (Западно-Уральское поле), либо происходит снижение общей глиноземистости (CaAl—NaSi) и возрастание общего количества трехвалентного железа — (Al_{VI}—Fe³⁺ и CaMg—NaFe²⁺). Щелочность и железистость амфиболов близка обычно к щелочности и железистости материнских пород.

Слюды представлены двумя группами: биотитовыми (триоктаэдрическими) и мусковитовыми (диоктаэдрическими); преобладают биотитовые. На заключительном этапе щелочного метасоматоза отдельных полей локально и в небольших количествах образуются литиевые слюды обеих групп (полилитинит, цинвальдит, прото-литинит, Li—мусковит). Для метасоматитов Западно-Уральского поля характерны слюды группы биотита варьирующего состава от магнезиальных флогопитов до высокожелезистых членов сидерофиллитов. Мусковиты встречаются только в продуктах заключительных этапов альбитизации при их окварцевании с образованием серицит-биотит (гидробиотит)—хлоритовых разностей окварцованных альбититов.

Слюды отмечаются в породах большинства стадий щелочного метасоматоза всех трех групп метасоматитов (апоглинисто-карбонатных, апоэффузивных и апосланцевых).

Железистость биотитов (Соболев, 1950; Шабынин, 1958) закономерно изменяется от максимальной в ранней щелочной стадии (процесс микроклинизации) до минимальной к концу процесса альбитизации в силу уменьшения общей щелочности в этом направлении. Слюды всех видов метасоматитов начальных этапов щелочной стадии сравнительно маложелезисты ($n_m = 1,615-1,618$; $f = 22-25\%$); по составу они приближаются к железистым флогопитам. Биотиты метасоматитов процесса микроклинизации характеризуются повышенной железистостью (n_g $n_m = 1,640-1,647$ и выше $f = 45-100\%$). Состав таких биотитов близок к сидерофиллиту — $(K_{1,48-1,62} Na_{0,44-0,70} Ca_{0,20-0,25})_{2,28-2,43} (Fe_{3,58-4,04} Fe_{0,53-0,57} Mn_{0,11-0,13})_{4,62-4,68} Al_{0,31-1,27} Fe_{0,0-0,38} Ti_{0,07-0,28})_{1,0-1,27} (Al_{2,68-2,91} Si_{5,09-5,32})_8 O_{20} (OH)_{3,03-3,08} O_{0,92-0,97})_{4,0}$. Причем сидерофиллит апосланцевых метасоматитов более глиноземистый (21,96% Al₂O₃), чем апоэффузивный (15,43% Al₂O₃).

Слюдам альбитовых метасоматитов присуща значительно более низкая железистость ($n_g = n_p = 1,615-1,627$; $f_m = 25-35\%$), отвечающая железистости феррофлогопитов с составом: $(Na_{0,28} K_{1,98} Ca_{0,05})_{2,31} (Mg_{4,68} Li_{0,50} Fe_{1,0})_{6,18} (Si_{6,27} Ti_{0,05} Al_{1,44})_{7,76}$. Важной

геохимической особенностью последних является высокое содержание лития (до 0,90% Li_2O). Во флогопит-альбитовом замещающем комплексе эгирин-полевошпатовых апоглинисто-карбонатных метасоматитов образуется небольшое количество собственно литиевой слюды — полилитгонита.

Слюды заключительных этапов щелочного метасоматоза характеризуются самой низкой железистостью. Они представлены в основном флогопитами или слабо железистым флогопитом; в биотитах окварцованных серицит-флогопит-хлорит-альбитовых метасоматитах железистость снижается до минимальной ($n_g n_m = 1,561 - 1,611$; $f_m = 0-8\%$). Интересны вариации железистости в биотитах прожилковой серии. В наиболее распространенных карбонатных прожилках она закономерно повышается с увеличением содержания железа в ассоциирующих карбонатах: f_m — максимальна (80-85%; $n_g n_m = 1,648-1,677$) у слюд из сидеритовых прожилков. Эти слюды по составу приближаются к сидерофиллит-лепидомеланам: $(\text{K, Na})_{2,04}(\text{Mg}_{0,79}\text{Fe}_{3,95})_{4,74}(\text{Fe}_{0,69}\text{Al}_{0,60})_{1,29}(\text{Si, Ti})_{5,96}\text{Al}_{6,0}\text{O}_{20}(\text{OH, F})_2$

обычно обеднены литием (0,06%, рубидием (0,09%) и обогащены цезием (0,01%).

В слюдах Западно-Уральского поля синхронно с изменением щелочности (от ранних стадий к поздним) уменьшается их глиноземистость от 30,3 в сидерофиллите микроклиновых метасоматитов до 11,0 в флогопите альбититов и несколько возрастает (18,7) в сидерофиллите из карбонатных пород.

Западноуральские сидерофиллиты (среднее из четырех) по сравнению с темными слюдами из щелочных пород (Ефимов и др., 1974) обогащены (в г/т) цезием (94), ванадием (306), свинцом (79) и обеднены рубидием (819), барием (300), титаном (12525), марганцем (5698) и цинком (475). В них содержатся также кобальт (14), молибден (1,5), никель (1), олово (51), хром (5).

В альбититах Полярного Урала (Апельцин и др., 1967) наиболее распространены слюды фенгит-мусковитового ряда; локально развиты более железистые слюды типа мероксен-лепидомелана и циннвальдита.

Процесс щелочного метасоматоза кристаллических сланцев и гранито-гнейсов на ранних этапах сопровождается преобразованием мероксеновых слюд первичных пород ($n_g = 1,606-1,621$; $n_m = 1,602-1,618$; $n_p = 1,563-1,581$; $2V = 7^\circ-35^\circ$) в фенгитовые. Последние особенно характерны для микроклиновых разновидностей альбититов, причем в слюдяных типах они представлены фенгит-мусковитом ($n_g = 1,606$, $n_m = 1,567$, $2V = 32^\circ$ (с формулой $\text{K}_{0,7}(\text{Fe, Mg})_{1,0}(\text{Fe, Al})_{1,8}[\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}\text{O}_{10}] (\text{F}_{0,2}\text{OH})_2$, а в эгириновых и гастингситовых — фенгит-ферримусковитом ($n_g = 1,618$, $n_p = 1,572$, $2V = 16^\circ$) следующего состава: $\text{K}_{0,9}(\text{Fe, Mg})_{0,7-0,8}(\text{Al, Fe})_{1,1-1,4}[\text{Si}_{2,5-3,3}\text{Al}_{0,7-1,5}\text{O}_{10}] (\text{F}_{0,2}\text{OH})_2$.

Слюды более позднего флюорит-кварцевого замещающего комплекса представлены в слюдяных альбититах мусковит-цинвальдитом ($n_g = 1,618$, $n_p = 1,577$, $2V = 36^\circ$) с типовой формулой $K_{1,0}$

$(Fe, Mg)_{0,2-0,5}(Al, Fe)_{1,6}[Si_{3,2-3,4}Al_{0,6-0,8}O_{10}](F_{0,0}OH)_2$, а в эгириновых или гастингситовых - лепидомеланом или мероксен - лепидомеланом ($n_g = 1,635-1,638$, $n_p = 1,572-1,583$, $2V = 12-16^\circ$). От ранних стадий к поздним по мере уменьшения щелочности щелочно-метасоматоза в составе мусковитовых слюд имеет место закономерное увеличение общей глиноземистости, окисного железа и уменьшение магния, закисного железа фтора.

Полярноуральские слюды особенно богаты (в г/т) рубидием (11928), цезием (189), бериллием (200), цирконием (505), оловом (816), ниобием (619), танталом (56) и содержат резко пониженные количества титана (1425), марганца (1309) и цинка (1840).

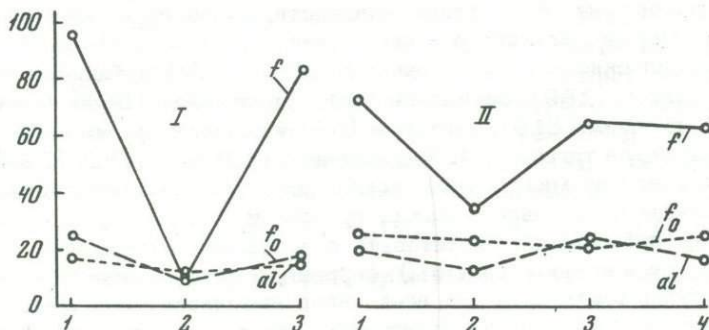
В метасоматитах миаскитовых комплексов (Вишневых-Ильменских гор) слюды представлены двумя группами: биотитовыми и мусковитовыми; преобладают биотитовые, в основном лепидомелан, редко отмечается аннит (миаскиты), феррофлогопит и мангано-филлит.

Лепидомелан характерен для всех типов апомиаскитовых метасоматических пород; наибольшие количества его отмечаются при ослоблении в процессе карбонатизации. Минерал образует скопления, полосы мелких бурых и зеленовато-бурых чешуек в альбитовых агрегатах и более светлоокрашенные (светло-бурые, буровато-красные, оранжевые) мелко и крупночешуйчатые агрегаты и полосы в кальцитовых породах и слюдитах. Состав лепидомелана варьирует:

$$(K_{0,79-0,89}Na_{0,04-0,16}Ca_{0,2}O_{0,85-1,01}(Fe^{0,99-1,20}Mg_{0,77-1,09}Mn_{0,02-0,05})_{1,89-2,30}(Fe^{0,41-0,58}Al_{0,03-0,30}Ti_{0,08-0,29})_{0,66-1,11}Al_{1,03-1,32}Si_{2,68-2,96}O_{10}((OH)_{0,68-1,18}F_{0,05-0,38}O_{0,63-1,08})_2)_0$$

В метасоматитах наблюдается закономерное изменение железистости биотитов от ранних к поздним стадиям процесса щелочного метасоматоза. По сравнению с первичными породами (миаскитами, фенитами) общая железистость лепидомеланов падает в стадию альбитизации и вновь возрастает в стадию карбонатизации. В альбитизированных щелочных породах и альбититах биотиты имеют более низкую железистость ($f = 50-57\%$), в кальцитизированных породах и кальцититах последняя закономерно возрастает от биотит-полевошпатовых пород ($f = 21,7\%$) к слюдитам и кальцититам ($f = 59-78\%$). В прожилковой серии второй фазы карбонатизации железистость биотитов вновь падает ($f = 30-30\%$); в отдельных участках здесь образуются даже флогопиты и манганофиллиты. В метасоматитах фенитового ореола железистость биотитов обычно ниже, чем в апомиаскитовых послемагматических породах. Глиноземистость слюд возрастает от 21,0 в миаскитах до 25,6 в биотит-кальцитовых породах зон карбонатизации и вновь падает в прожилковой кальцитовой серии до 17,5.

Слюды миаскитовых комплексов в отличие от западноуральских резко обеднены (в г/т) литием (554), рубидием (788), цезием, бериллием (4,2), стронцием (100), цинком (403), оловом (6) и обогащены (особенно слюды зон карбонатизации) барием (1366), ванадием (423), титаном (21420), марганцем (3950), кобальтом (46), никелем (66), хромом (15); в них всегда содержатся повышенные содержания ниобия (623), циркония (75) и мало титана (25).



Фиг. 20. Характер изменения общей железистости f окисленности железа f_0 и глиноземистости al в слюдах в ходе развития щелочного метасоматоза

I - Западно-Уральское поле: 1 - микроклинизация, 2 - альбитизация, 3 - карбонатизация; II - Вишневогорское поле: 1 - первичные миаскиты, 2 - альбитизация, 3 - карбонатизация (главная фаза), 4 - карбонатизация (прожилковая серия)

Мусковит для метасоматитов Вишневых-Ильменских гор мало характерен, т.к. встречается как второстепенная примесь в некоторых телах альбитизированных щелочных пегматитов, залегающих в слабо фенитизированных вмещающих породах в поздне-гидротермальных натролитовых прожилках и вдоль широтных разломов при замещении альбитизированных щелочных пород и пегматитов кислыми гранитными погонами с образованием зон либнеритовых сиенитов. Минерал более типоморфен для альбититов Барсуксайского щелочного массива, где является существенной составной частью последних. Замещает совместно с альбитом нефелиновые сиениты и их пегматиты, залегающие во вмещающих гнейсовых толщах.

Состав Вишневогорского минерала отвечает формуле: $(K_{0,59-0,84}Na_{0,13-0,15}Ca_{0,02})_{0,72-1,01}(Al_{1,83-1,91}Fe_{0,03-0,12}Mg_{0,03-0,06}Ti_{0,02})_{2,0-2,01}Al_{1,08-1,44}Si_{2,56-2,92}O_{10}OH_2$ и характеризуется возрастанием роли глинозема в мусковитах из метасоматитов.

В заключение по слюдам следует отметить, что в биотитовых слюдах всех полей метасоматитов происходит один и тот же харак-

тер изменения их состава от ранних стадий к поздним — постепенное уменьшение железистости и глиноземистости к концу процесса альбитизации и некоторое возрастание этих коэффициентов при карбонатизации; в мусковитовых слюдах — возрастание глиноземистости (фиг. 20).

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В щелочных метасоматитах Урала в настоящее время известно свыше четырех десятков минеральных видов и разновидностей редких элементов. Это, в первую очередь, минералы ниобия, тантала, циркония и редких земель, которые являются типоморфными акцессорными элементами щелочных метасоматитов вообще и уральских образований, в частности. Редкометальные минералы данных элементов в качестве аксессуаров встречаются в метасоматитах всех полей Урала; особенно характерны они для альбититов, кальцититов и поздне-гидротермальной прожилковой серии. Их образование происходит на всех стадиях процессов щелочного метасоматоза, максимальные количества, однако, локализируются на границе соседних стадий при резкой смене режима кислотности-щелочности: 1) микроклинизации и альбитизации; 2) альбитизации и процессов кислотного выщелачивания (окварцевания, флюоритизации, карбонатизации); 3) кислотного выщелачивания и прожилковой серии. Большое разнообразие редкометальной минерализации обусловлено четырьмя главными причинами: 1) содержаниями Nb, Ta, Zr, TR в метасоматитах всех полей; 2) различными щелочностью и составом щелочных растворов, действующих на разнообразные по составу первичные породы; 3) интенсивностью и полнотой проявления отдельных стадий щелочного метасоматоза и 4) наличием в миаскитовых комплексах значительного ареала выноса этих элементов (Еськова и др., 1964) в экзоконтактные фенитовые зоны.

Наиболее типоморфными редкометальными минералами щелочных метасоматитов Урала являются минералы групп пирохлора, фергусонита, эцинита, колумбита, ильменорутила, а также циркон, эвксенит, ортит, чевкинит, монацит, бастнезит, бритолиит и др.

Из других редких элементов в уральских метасоматитах развиты минералы Be, Li, Sr, Th и U, которые в основном представлены в них минералогической редкостью и отмечаются в образованиях только одной стадии метасоматического процесса: барилит, рентгельвин, гадолинит, стронцианит, Li-флогопит, Li-мусковит, полилитинит, Li-циннвальдит, минералы группы торита и др.

Ниже дается краткая характеристика редкометальных минералов метасоматитов с выявлением типоморфных особенностей, свойственных различным группам и типам этих образований на Урале. Порядок описания минералов общепринятый: окислы (простые, сложные), карбонаты и фосфаты (безводные и водные), силикаты (ортосиликаты, диортосиликаты, кольцевые, цепочечные, слоистые и каркасные силикаты).

575

Торианит ThO_2

Очень редок. Отмечен только в фенитизированных гранитных пегматитах Вишневых гор, подвергшихся наложению постмагматической альбитизации (Еськова и др., 1964). Из-за ограниченного количества материала изучен только спектрально и рентгеноструктурно. Диагностика недостаточна убедительна.

Минерал образует тонкие прожилки в колломорфном хаттоните $\text{Th}[\text{SiO}_4]$. Дебаеграмма и межплоскостные расстояния близки к таковым синтетического торианита (Frondel a.oth., 1956); $a_0 = 5,60 \text{ \AA}$. Главные межплоскостные расстояния: 3,16(10); 1,96(8); 1,68(10); 1,28(6). Цвет желтый, прозрачный. Окраска и физические свойства указывают на значительные изменения минерала: $N = 1,77-1,78$, уд. вес. 5,35 вместо 2;20 и 8,80-9,50 у неизменных природных образцов.

Главными компонентами по спектральному анализу являются Th и TR; установлено также присутствие Ca, Ba, Sr, а также следы Si, Ni, Cu и Ti. По-видимому, в Вишневых горах установлена редкоземельная разновидность торианита.

Характерная ассоциация, помимо хаттонита, — альбит, чевкинит, торит, пироклор, циркон.

Ильменорутил $\text{Fe}_x\text{Ti}_{2-x}(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$

Сравнительно распространенный минерал. Широко и разнообразно представлен во всех группах метасоматитов Западно-Уральского поля и щелочной полосы Вишневых-Ильменских гор (Еськова и др., 1964; Ефимов, Еськова, 1973). В Западно-Уральском поле встречается в большинстве типов микроклиновых, альбитовых, окварцованных гематит-полевошпатовых метасоматитов и альбитовых прожилках выполнения; в Вишневых-Ильменских горах — в альбитизированных гранитных (часто фенитизированных) щелочных пегматитах, альбититах, полевошпатовых породах зон карбонатизации.

В первом поле минерал представлен двумя генерациями. Ильменорутил I характерен для биотит-микроклиновых, эгирин-микроклиновых и разнообразных альбитовых метасоматитов и альбитовых прожилков. Минерал образует мельчайшую вкрапленность (0,1-0,05 мм), преимущественно в темноцветных минералах и более крупные выделения (до 3-5 мм) в альбите прожилков. Форма зерен ильменорутила изометричная, реже шестоватая, или пластинчатая. Цвет черный; в тонких осколках просвечивает оливково-зеленым. Минерал оптически однороден и почти не содержит вростков других минералов. Характеризуется невысокими содержаниями ниобия и тантала (5,56-6,70% Nb_2O_5 и 0,15-0,24% Ta_2O_5) при $\text{TaO}/\text{Nb}_2\text{O}_5$ отношении равном 1:20-1:40.

Ильменорутил II образует тонкое срастание с гематитом, колумбитом, рутилом и ильменитом в окварцованных гематит-полевошпатовых метасоматитах. Отличается от ильменорутила I более высо-

кими содержаниями Nb_2O_5 (до 26,5%) и Ta_2O_5 (до 4,5%) при Ta_2O_5 / Nb_2O_5 отношении до 1:5,6 и обычно призматическим габитусом кристаллов.

Обе генерации ильменорутила имеют рентгенограмму порошка, аналогичную эталонной. Поздняя генерация обладает более высокой твердостью (до 1028 кг/мм²; определения С.И.Лебедевой), чем ранняя (797 кг/мм²).

Западно-Уральский ильменорутил избыточно обогащен железом (до 20,08% FeO), чем необходимо для наличия твердого раствора $FeNb_2O_6$ в TiO_2 при замещении $3Ti$ на $2Nb(Ta)+1Fe^{2+}$ (табл.11). По содержанию марганца (2,74% MnO) он сопоставим с ильменорутилом из золотоносных россыпей Мельвилла Австралии (3,61% MnO; Минералы, том II, вып.2). В более ранних западно-уральских метасоматитах ильменорутил ассоциирует с микроклином, альбитом, биотитом, рибекитом, сфеном, ильменитом, цирконом, пироксолом, эцинитом (ранним); в низкотемпературных – с кальцитом, кварцем, анкеритом, колумбитом, поздним микроклином, эцинитом, бритолином, ортитом, бастнезитом, монацитом, сульфидами.

В метасоматитах Вишневых-Ильменских гор ильменорутил образует мономинеральные зернистые агрегаты (от 0,5 до 5 × 5 × ×10 см черного цвета, иногда зонального строения: внутренние зоны прозрачные, красные, вишневые, внешние – непрозрачные, черные (Вишневые горы). Наиболее крупные выделения встречаются в альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах; в остальных ассоциациях размер зерен минерала не превышает 0,5 см в поперечнике. Уд.вес колеблется от 4,26 до 4,48 и возрастает с увеличением содержания ниобия (см, табл.11). $a_0 = 4,615-4,624$, $c_0 = 2,978-2,984$ близки к параметрам элементарной ячейки рутила. Диагностические линии межплоскостных расстояний: 3,269 (8; 110); 2,497 (6; 101); 1,695 (10; 211); 1,626 (6; 220) и 1,047 (6; 312).

Минерал одноосный, положительный. Для вишневогорских образцов характерен сильный плеохроизм от темно-бурого (по N_g) до красно-бурого (по N_p). $n_e = 2,66$, $n_o = 2,32$ (Симонов, 1949). Типоморфной особенностью ильменорутилов щелочных метасоматитов миаскитовой группы являются сравнительно невысокие содержания в них Nb_2O_5 (4,68–18,47%) и почти полное отсутствие тантала. В то же время ильменорутилы из неизмененных гранитных пегматитов содержат значительно большие количества этих элементов (19,64–36,43 Nb_2O_5 , иногда до 14,70% Ta_2O_5).

Содержание Nb_2O_5 варьирует даже в пределах одного образца. В зональных выделениях центральные участки обычно обеднены ниобием, чем периферические. По сравнению с западно-уральскими ильменорутилами восточно-уральские – содержат меньшие количества железа и марганца. Стехиометрические соотношения между Ti , Nb и Fe часто не выдерживаются.

В альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах ильменорутил наблюдается в больших количествах и приурочен к

Таблица 11. Химический состав ильменорутила (в вес. %)

Компо- ненты	Западно-Уральское поле		Вишневогорское поле				Ильменогорское поле				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
MgO	0,30	—	0,94	0,69	—	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Сл.	0,04
CaO	0,28	—	0,16	Не обн.	—	”	”	—	”	”	0,09
MnO	2,72	—	0,03	1,09	—	—	0,05	0,15	0,05	Не обн.	0,20
FeO	20,08	—	—	12,14	Не опр.	Не опр.	5,02	9,86	5,02	4,14	10,16
Fe ₂ O ₃	—	—	8,61	1,56	4,72	7,27	—	0,92	—	Не обн.	0,66
Al ₂ O ₃	—	—	1,22	Не обн.	1,12	0,77	—	—	—	—	—
SiO ₂	—	—	0,48	0,66	1,01	0,66	—	—	—	—	0,05
TiO ₂	70,02	—	83,83	68,62	84,78	81,65	87,28	71,27	87,28	80,18	71,25
Nb ₂ O ₅	6,38	26,5	4,68	14,91	8,30	9,08	7,49	18,47	7,49	15,70	17,45
Ta ₂ O ₅	Не опр.	4,5	—	0,16	—	Не обн.	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	”	—	—	—	0,23	0,07	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	”	—	—	Не обн.	0,03	0,14	—	—	—	—	—
Сумма	99,78	—	100,41*	99,98*	100,19	99,64	100,03*	100,67	100,03*	100,05	99,90
Уд. вес	4,71	—	4,36	—	4,26	4,34	4,36	4,48	4,36	4,45	4,48
Аналитик	М.Е.Каза- кова, 1966	В.В.Ли- дер	Арест-Яку- бович	В.А. Он- ман	Т.Л. Капи- тонова	И.В. Рази- на	В.Н. Кетов	—	—	Захаров	В.Н. Кетов
Литера- турный источник	Ефимов, Еськова, (1973)	—	Бонштедт-Куллет- ская (1951)	—	Еськова и др. (1964)	—	—	—	Симонов (1949)	—	—

* В том числе: 3 — 0,32% Cr₂O₃ и 0,14% V₂O₅; 4 — 0,15% (K, Na)₂O; 7 — 0,10 Cr₂O₇ и 0,09 V₂O₅; 9 — 0,10% Cr₂O₃ и 0,09% V₂O₅.

1 — альбитовый прожилок в эгрин-полевошпатовых метасоматитах; 2 — карбонатизированные и окварцованные гематит-полевошпатовые метасоматиты; 3,4 — альбитизированные и фенитизированные гранитные пегматиты, 5,6 — полевошпатовые породы зон карбонатизации среди мнаскитов: центральное красное ядро (5) и непрозрачная периферическая оторочка (6); 7,8 — альбитизированные нефелин-микроклиновые пегматиты; центральная часть выделения (7) и периферическая оторочка (8); 9 — 11 — альбитизированные и фенитизированные гранитные пегматиты.

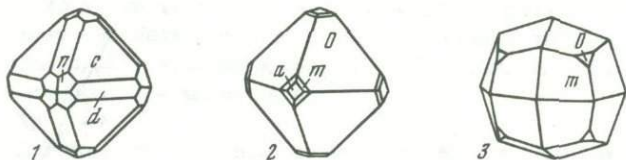
альбитизированным участкам, где ассоциирует с пироксеном, цирконом и биотитом. Слагает обычно здесь внутренние части желвакообразных масс, периферические части которых состоят из ильменита, реже сфена и перовскита (Симонов, 1949). В альбититах и альбитизированных миаскитовых пегматитах минерал находится в ассоциации с монацитом, апатитом, ортитом, где иногда образует самую внешнюю зонку в концентрически зональных монацит-TR апатит-ортит-эшинит-ильменорутитовых овоидов (Еськова и др., 1964). В полевошпатовых породах зон карбонатизации Вишневых гор ильменорутит выполняет промежутки между полевым шпатом, а также принимает участие в строении рутит-ильменорутит-ильменит (+пироксен)-сфен-биотитовых зональных "желваков".

Минералы группы пироксена $(\text{Na, Ca, Ba, Pb, TR, U})_{2-3}$
 $(\text{Nb, Ti, Ta})_2\text{O}_6(\text{O, F})_{1-2} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Из минералов группы пироксена, в щелочных метасоматитах представлены: пироксен, уранпироксен, пандайт, плюмбопироксен и бетафит (фиг. 21). Пироксен и бетафит характерны для метасоматитов миаскитовых, уран-пироксен, пандайт и плюмбопироксен – западно-уральских и полярно-уральских образований.

Пироксен – наиболее распространенный акцессорный ниобиевый минерал альбитизированных щелочных пород, пегматитов, альбититов и кальцитовых пород всех полей метасоматитов Вишневых-Ильменских гор и Мугоджар; в поздне-гидротермальной прожилковой серии (баритовые, Сугомак; флюорит-канкринитовые, Вишневые горы и др.) встречается редко (Еськова и др., 1964; Волошин, 1965). В подчиненных количествах по сравнению с другими тантало-ниобатами отмечает также в слюдяных полярно-уральских альбититах (Апельцин и др., 1967).

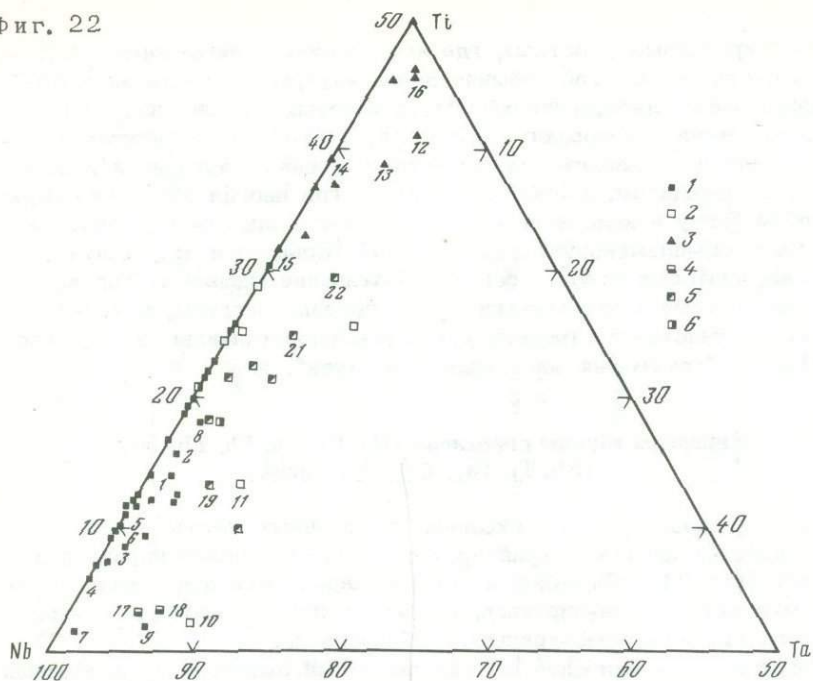
Минерал имеет крайне неравномерное распределение. Представлен плохо образованными октаэдрическими кристаллами, их скоплениями и мелкокристаллическими агрегатами черного, темно-бурого, красно-бурого, светло-бурого цвета. Урансодержащие разновидности пироксена зон карбонатизации Вишневых-Ильменских гор и альбититов Полярного Урала характеризуются либо буровато-зеленой и желтой окраской, либо их окраска приобретает пятнистый характер – в



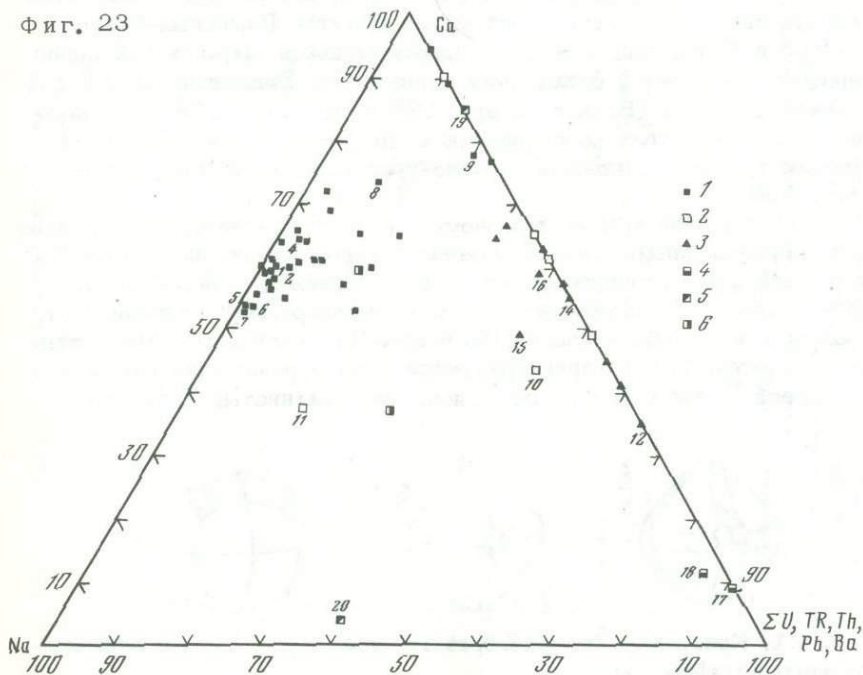
Фиг. 21. Кристаллы ильменогорского пироксена (1, 2) и вишневогорского бетафита (3)

1, 2 – по Кокшарову, 3 – по Чеснокову

Фиг. 22



Фиг. 23



темноокрашенных кристаллах появляются светло-желтые и зеленовато-желтые участки. В альбититах развиты более мелкие (до 2-3 мм, обычно меньше) выделения пирохлора; в породах зон карбонатизации его размер значительно крупнее (до 0,5-1,5 см).

В первом случае пирохлор локализуется в виде параллельно ориентированных "полос", струевидных выделений и мелкой рассеянной вкрапленности, во втором - наряду с реликтовым пирохлором, имеющим следы растворения, представлен крупнокристаллической новообразованный пирохлор, сгруппированный в кучковидные зернистые обособления неправильной формы и сплошные линейные зоны в альбандах тел слюдитов, чаще кальцититов. Твердость варьирует в пределах 538-663 кг/мм² (определения С.И. Лебедевой); она несколько повышается с возрастанием ниобия и наиболее низкая у метамиктных гидратированных образцов. Уд.вес 4,04-4,35; у гидратированного пирохлора 3,53-4,05; N = 1,99-2,04. Чаще развит кристаллический пирохлор ($a_0 = 10,35-10,41 \text{ \AA}$); урансодержащие и гидротированные образцы обычно метамиктны и рентгеноаморфны.

В настоящее время имеется большое число химических анализов пирохлора и его разновидностей из метасоматитов Урала. Ниже в табл. 12 приводятся наиболее характерные из них, наблюдаемые в различных типах постмагматических образований. Все анализы использованы при составлении диаграмм Nb-Ti-Ta, Na-Ca-U и др. (фиг. 22, 23). Пирохлор из метасоматитов миаскитовой полосы Вишневых-Ильменских гор по сравнению с теоретическим составом характеризуется повышенным содержанием CaO (16,25-19,28% вместо 15,39%) и пониженным содержанием Na₂O, Nb₂O₅, F и соответственно (3,79-7,93; 59,81-71,45; 3,05-5,11 вместо 8,53; 73,06 и 5,22%). При этом от более высокотемпературных его образований к низкотемпературным уменьшается содержание TiO₂, TR₂O₃, U₃O₈, CaO и увеличивается количество Nb₂O₅ и Na₂O (табл. 12; Еськова и др., 1964).

В большинстве анализов наблюдается небольшой дефицит в группе А (0-0,42), что свидетельствует о незначительной степени вторичного изменения (0,10-2,76% H₂O) и небольшом количестве примесей высоковалентных катионов: 0,02-1,06 U₃O₈; 0,68-2,96 TR₂O₃ и 0,58-0,79 ThO₂.

Фиг. 22. Соотношение атомных количеств Nb, Ti и Ta в минералах группы пирохлора щелочных метасоматитов Урала (по Е.М. Еськовой). Номера соответствуют номерам анализов в табл. 12

1 - пирохлор, 2 - уран-пирохлор, 3 - бегафит, 4. - Рb-пирохлор, 5 - пандайт, 6 - мариньякит

Фиг. 23. Соотношение атомных количеств Na, Ca и суммы замещающих элементов в минералах группы пирохлора в щелочных метасоматитах Урала (по Е.М. Еськовой). Номера соответствуют номерам анализов в табл. 12

Таблица 12

Химический состав минералов группы пирохлора (в вес. %)

Компо- ненты	Пирохлор									Уранпирохлор	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Na ₂ O	6,50	5,91	6,30	5,24	7,93	6,68	6,93	4,67	0,10	1,21	6,50
K ₂ O	0,36	Не опр.	Не опр.	0,14	Нет	Не опр.	0,37	Нет	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	Не опр.	"	"	Не опр.	Следы	"	0,03	Следы	"	"	"
CaO	18,50	17,30	17,53	18,73	17,15	18,37	14,57	17,29	7,04	8,94	9,60
SrO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
BaO	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
PbO	"	"	"	"	"	"	"	0,06	0,86	0,21	"
MnO	"	0,24	0,10	0,10	Следы	"	Следы	0,08	Не опр.	Не опр.	"
FeO	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	0,72	"	"	"
Al ₂ O ₃	0,37	"	"	"	Нет	"	0,73	Не опр.	"	0,18	"
Fe ₂ O ₃	0,16	0,52	0,41	1,30	0,11	0,65	0,25	"	2,04	3,52	2,37
Y ₂ O ₃	1,73	2,71	0,68	2,05	0,98	0,97	0,78	4,45	Не опр.	8,00	6,45
Ce ₂ O ₃	Не опр.	0,42	0,18	0,12	Нет	0,13	0,10	Не опр.	"	11,76	Не опр.
TiO ₂	6,07	6,70	3,58	2,40	4,16	4,12	0,65	7,71	0,54	0,65	3,80
ZrO ₂	0,06	0,36	0,62	Не опр.	Не опр.	0,48	0,10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,50
SnO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"	Не опр.	Не опр.	Следы	0,61	"	Не опр.
ThO ₂	"	"	"	"	"	"	"	2,52	2,56	2,31	"
UO ₂	0,13	—	—	—	—	—	—	0,54	—	—	10,17

Продолжение табл. 12

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
UO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	5,22	8,45	—
U ₃ O ₈	—	0,27	0,23	0,44	0,023	Нег	0,02	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	61,90	59,81	65,94	65,65	66,42	65,22	71,45	57,67	47,14	41,10	47,50
Ta ₂ O ₅	1,96	1,40	1,67	Следы	0,11	Нег	1,50	2,20	4,87	6,83	4,80
H ₂ O ⁺	0,58	1,16	0,61	0,85	0,09	0,40	0,68	1,39	Не опр.	6,42	Не опр.
H ₂ O ⁻	3,30	Не опр.	4,20	3,56	5,11	Не опр.	3,05	1,75	"	Не опр.	"
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,00
Сумма	101,62	96,80	102,05	100,58	102,08	97,02	101,21	101,05	70,27	99,58	100,69
-O=F ₂	1,40	—	1,73	1,50	2,14	—	1,25	0,73	—	—	—
	100,22	—	100,32	99,08	99,94	—	99,96	100,32	—	—	—
Уд. вес	4,34	—	4,30	4,06	—	4,05	4,22	—	—	4,30	4,18
Аналитик	А.В. Быкова	И.И. Назаренко	И.И. Назаренко	И.Д. Борнeman	Д.Н.Князева	И.И.Назаренко	М.В.Кухарчик	М.С.Ганибесова	Б.И.Фрид	Т.И.Столярова	М.Е. Казакова
Литературный источник	Еськова и др. (1964)			Бонштедт-Куплетская, 1951	Данные Б.М.Роненсона	Еськова и др. (1964)		Макарошкин, Ганибесова (1961)	Апельцин и др. (1967)		Ефимов, Еськова (1973)

* В том числе 0,32% Bi₂O₃, 0,19% Sb₂O₃ и 0,21% P₂O₅.

1 — из перекристаллизованных пироксеновых фенитов Вишневых гор; 2 — из перекристаллизованных миаскитов Вишневых гор; 3 — из альбитизированных миаскитовых пегматитов Вишневых гор; 4 — из альбитизированных гранитных пегматитов Вишневых гор; 5 — из мономинеральных апомиаскитовых альбититов Вишневых гор; 6 — из слюдитов зон карбонатизации Вишневых гор; 7 — из кальцититов Вишневых гор; 8 — из альбитизированных щелочных пегматитов Ильменских гор; 9,10 — из альбититов Полярного Урала; 11 — из эгирин-полевошпатовых метасоматитов;

Продолжение табл. 12

Компо- ненты	Бетафит					Плюмбопироклор		Пандаит			
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Na ₂ O	—	1,44	—		0,21	Не опр.	0,20	Не опр.	3,34	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	—	Не опр.	—	0,51	Следы	—	0,13	"	0,40	"	"
MgO	0,55	0,57	Не опр.	Не опр.	0,58	Не опр.	9,05	"	Не опр.	Не обн.	"
CaO	2,81	7,01	6,04	4,97	9,76	1,17	1,71	9,56	0,42	2,7	2,7
SrO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,19	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
BaO	"	"	"	"	"	"	Не опр.	4,57	11,20	20,3	36,2
PbO	2,48	"	"	Следы	1,36	38,68	27,50	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0,16	0,32	0,33	Не опр.	0,50	Не опр.	0,14	"	"	"	"
FeO	Не опр.	1,35	Не опр.	"	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	"	"	"
Al ₂ O ₃	"	Не опр.	"	"	"	0,64	1,28	2,60	"	"	"
Fe ₂ O ₃	3,23	1,94	3,46	1,15	2,39	2,87	1,10	1,50	"	0,8	0,8
Y ₂ O ₃	2,04	1,75	2,90	0,93	1,44	4,87	11,80	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.
Ce ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Следы	Не опр.	2,82	2,91	2,09	"	2,5	2,5
SiO ₂	15,07	13,50	15,29	12,53	16,80	0,81	0,68	4,50	4,10	9,9	9,9
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
ZrO ₂	0,21	"	"	"	0,17	2,02	"	"	"	"	"
SnO ₂	1,19	"	"	"	1,25	Не опр.	1,19	"	"	"	"
ThO ₂	—	—	3,22	2,79	—	—	—	"	"	"	"
UO ₂	—	7,33	16,54	16,84	—	1,82	—	"	"	"	"

Окончание табл. 12

Компоненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
UO ₃	21,11	15,09	—	—	25,98	—	3,82	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
U ₃ O ₈	34,11	33,62	—	—	31,75	40,68	35,00	47,25	57,70	46,7	36,7
Nb ₂ O ₅	4,94	3,62	41,40	44,90	2,44	3,58	4,16	4,40	9,57	4,8	4,8
Ta ₂ O ₅	12,45	12,52	10,55	14,85	5,59	1,00	4,60	7,60	11,64	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁺	Нет	—	—	—	—	Не опр.	0,16	Нет	Нет	”	”
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	”	”
F	99,64	100,06.	99,73	99,47	100,22	99,55	99,60*	—	100,00	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3,75	—	—	—	—	6,34	5,40	3,74	—	—	—
Аналитик	М.С. Гонибесова		М.Е. Казакова		М.С. Гонибесова		Т.И. Столярова		К.А. Дорофеева		
Литературный источник	Макарошкин и др. (1964)		Еськова и др. (1964)		Макарошкин и др. (1963)		Апельцин и др. (1967)		Еськова и др. (1971)		

* В том числе 0,32% Vi_2O_3 , 0,19% Sb_2O_3 и 0,12% P_2O_5 .

12 — из альбитизированного корундового пегматита Ильменских гор; 13,14 — из альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитов Вишневых и Ильменских гор; 15 — из полевошпатовых пород зон карбонатизации Вишневых гор; 16 — “менделеевит” из полевошпатовых пегматитов Ильменских гор; 17,18 — из альбититов Полярного Урала; 19 — барийсодержащий пирохлор из карбонатизированных и альбитизированных эгириновых пегматитов Западно-Уральского поля; 20 — там же; за исключением примесей эгирина, кальцита; 21,22 — там же; частные определения на микроанализаторе

Содержания Ta_2O_5 низкие и колеблются от 0,05 до 1,96%; у гидратированных и урансодержащих образцов (2,50–3,30%). Отношение Ta/Nb варьирует в широких пределах – от 1:16–50 до 1:500. Наиболее низкие отношения (1:471–500) характерны для альбититов фенитового ореола, наиболее высокие для урансодержащих разновидностей продуктов зон карбонатизации. Во всех случаях в пирохлоре содержатся преимущественно цериевые редкие земли: $La_{15,6-31,0}Ce_{49,0-58,6}Pr_{4,0-6,6}Nd_{11,0-16,1}Sm_{0,8-1,9}Eu_{0,1-0,2}Gd_{0,3-1,2}Tb_{0,1-0,2}Dy_{0,3-2,5}Ho_{0,2-0,5}Er_{0,2-1,0}Yb_{0,1-0,5}$ при отношении

$TR_{Ce}/TR_Y = 21-332$ (среднее из 10 определений = 185,6). Содержание титана колеблется от 0,65 до 7,34% TiO_2 . Наиболее беден этим элементом пирохлор из кальцитовых жил (0,65–3,09%), в остальных типах метасоматитов содержание TiO_2 (3,58–7,34) в минерале выше, чем в пирохлоре типичного состава (до 2,5%).

Для альбититов чаще всего типоморфен пирохлор обычного состава с низким содержанием Ta_2O_5 (0,05–0,51%), U_3O_8 (0,0–1,06%) и несколько повышенным TR_2O_3 (0,68–2,96%); для пород зон кальцитизации в пирохлоре возрастает содержание T_2O_5 (1,00–3,80%) и U_3O_8 (до 6,5%). В более поздних флюорит–канкринитовых прожилках появляется бетафит.

Особенностями химического состава полярно–уральского пирохлора являются повышенные (4,87%) содержания T_2O_5 (при низком отношении Ta/Nb = 9,7), свинца (0,86% PbO), олова (0,61% SnO_2) при низком содержании кальция, щелочей, ниобия, титана. Для него свойствен существенно иттриевый состав редкоземельных элементов – отношение $TR_{Ce}/TR_Y = 1:49$.

В альбитизированных щелочных породах, пегматитах и альбититах Вишневых–Ильменских гор и Мугоджар пирохлор ассоциируется с альбитом, биотитом (лепидомеланом), цирконом, ильменитом, апатитом, реже титанитом, эшинитом, ортитом, ильменорутилом, колумбитом и другими минералами. Минерал образуется метасоматическим путем в альбитовом агрегате. В слюдитах и кальцитах для пирохлора характерна ассоциация с биотитом, кальцитом, апатитом, ильменитом, сфеном и сульфидами. Он кристаллизуется здесь близко одновременно с кальцитом.

В полярно–уральских альбититах пирохлор обычного состава отмечается сравнительно редко и встречается только в слюдяных микроклиновых альбититах и резко подчиненных количествах относительно фергусонита и Pb–пирохлора. Помимо этих минералов ассоциирует с альбитом, малаконом, мусковитом–циннвальдитом и др.

Пирохлор претерпевает различные эндогенные изменения: гидратизацию, фермитизацию и колумбитизацию. Гидратизация происходит при воздействии на него поздних гидротермальных растворов стадии цеолитизации миаскитовых комплексов.

Пирохлор в полярно–уральских альбититах при развитии кварц–мусковит–флюоритового замещающего комплекса редко колумбитизируется, а в полях Вишневых–Ильменских гор – фермитизируется

и колумбитизируется при наложении на альбититы и карбонатные породы более поздних кварцево-кальцитовых прожилков со стадийной сменой: пироклор-ферсмит-колумбит. В гипергенных условиях минерал иногда покрывается белесой "рубашкой".

Уранпироклор — редкая для метасоматитов Урала разновидность, характеризующаяся в отличие от обычных уранпироклоров, являющихся промежуточными членами между пироклором и бетафитом с содержанием 10–12% TiO_2 , низкими содержаниями окиси титана (0,65–4,80%). Минерал наиболее типоморфен для эгиринополовошпатовых метасоматитов Западно-Уральского поля, где является единственным ниобиевым минералом; реже отмечается в полярно-уральских альбититах как единственный тантало-ниобат апогранито-гнейсовых метасоматитов и в силикатно-карбонатных брекчированных породах Увильдинского поля (Ефимов, Еськова, 1973; Апелцин и др., 1967).

Западно-Уральский уранпироклор образует тонкую вкрапленность мельчайших кристаллов, прожилковые, струевидные обособления бурого и красно-бурого (до черного цвета) в альбитовом, флогопит-альбитовом замещающем комплексе и альбитовых прожилках, секущих эгирин-микроклиновые метасоматиты. Помимо эгирина и альбита уранпироклор ассоциирует с цирконом, ильменоругилом, бурым флогопитом, рамзаитом, апатитом и белым радиально-лучистым сфеном. Дает рентгенограмму лишь после прокаливания: $a_0 = 10,32 \text{ \AA}$. Минерал относительно обогащен танталом (4,80% Ta_2O_5), ураном (10,17% UO_2), торием (6,25% ThO_2) и водой (6,0% H_2O). Состав р.э.э. лантан-цериевый; $La_{32,4}Ce_{38,0}Nd_{11,5}Sm_{7,9}Gd_{3,3}Dy_{1,8}Y_{5,2}$. Отношение $TR_{Ce}/TR_Y = 13,3$; $Ta/Nb = 1:9-12,8$. Замещается пандитом.

Полярно-уральский уранпироклор представлен мелкими (0,10–0,15 мм) октаэдрическими кристаллами буровато-черного цвета. Метамиктный. После прокаливания дает кубическую структуру пироклора с $a_0 = 10,29 \text{ \AA}$. Для состава характерны необычайно высокие содержания SiO_2 (11,76% при отсутствии включений кварца), повышенные содержания р.э.э. (8,0% TR_2O_3), урана (8,45% UO_3), тантала (6,83% Ta_2O_5), воды (6,42% H_2O) и низкие содержания титана (0,65% TiO_2), щелочей (1,21% Na_2O) и ниобия (41,10% Nb_2O_5). Минерал образуется на завершающих этапах стадии альбитизации.

Увильдинский уранпироклор в ассоциации с биотитом, кальцитом, апатитом, ильменитом и сульфидами образует в брекчированных биотит-кальцитовых породах несовершенные октаэдрические кристаллы и округлые зерна (от сотых долей до нескольких миллиметров) неравномерно пятнистой окраски — черной, бурой и желтой. Минерал характеризуется низкими содержаниями ниобия (38,0–38,8% Nb_2O_5), повышенными содержаниями урана (6,9–11,2% U_3O_8) и тантала (2,4–4,8% Ta_2O_5).

Бетафит (менделеевит) по сравнению с пироклором пользуется также незначительным распространением, хотя и присущ многим

типам образований (Еськова и др., 1964; Волошин, 1965; Мака- рочкин и др., 1963). Он встречается в альбитизированных миаски- тах Борсукская совместно с пироксломом, в альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах фенитового ореола Вишне- вых-Ильменских гор и в биотит-полевошпатовых и канкринит-флюо- ритовых прожилках зон карбонатизации Вишневых гор. Минерал образует обычно округлые и прожилковидные выделения, реже не- совершенные октаэдрические кристаллы до 0,5 см темно-зеленой, зеленовато-черной и желтовато-зеленой окраски с желтыми пятна- ми продуктов изменения. Нередко присутствуют зональные выделе- ния с темно-зелеными, почти черными и желтовато-зелеными цент- ральными ядрами и ярко-желтыми периферическими зонами, покры- тыми обычно плотными или рыхлыми корочками продуктов измене- ния. Уд.вес 3,51-4,08 (у центральных зон выше). $N = 2,08-2,10$ (ядра) и 1,90-2,00 (периферические зоны). Рентгеноаморфен (ме- тамиктен). После прокаливании в рентгенограмме порошка преобла- дает пироксоловая фаза с $a_0 = 10,30-10,32 \text{ \AA}$ (присутствуют также фазы рутила и UTa_2O_8). Диагностические линии: 2,99(10); 2,60(6); 1,83(10); 1,57(10); 1,192(8) и 1,161(8).

Состав бетафита отвечает общей формуле типа $A_2B_2O_6X$. По- вышенная роль титана (12,53-20,50% TiO_2) и урана (15,61- 20,65% UO_3 или 21,11-25,98% U_3O_8) в минерале сопровождается высокими содержаниями воды (5,59-14,85 H_2O_{\pm}). Титан сос- тавляет 30% и более от суммы $Nb+Ti+Ta$ (см. фиг. 22, 23); тантал содержится в незначительных количествах (1,24-4,94% Ta_2O_5), но обычно выше, чем у пироксора. Отношение $Ta_2O_5/Nb_2O_5 = 1:6,8-30,3$; у ильменогорских бетафитов выше (6,8-13,0), чем у вишневогорских (30,3).

Для минерала характерен значительный дефицит катионов в груп- пе А, равный 0,35-1,25; у ильменогорского образца менделеевита от почти отсутствует. В продуктах изменения бетафита уменьшается роль Са и Nb и возрастает N и воды. Характерной ассоциацией для бетафита в альбитизированных миаскитах и альбититах являет- ся альбит, пирокслом, циркон, эгирин, ильменит, апатит и др. (Бор- суксай); для альбитизированных гранитных (нередко фенитизирован- ных) пегматитов - альбит, эшинит, оргит, апатит, монацит, торит, чевкинит, магнетит, циркон и др. (Вишневые-Ильменские горы); для полевошпатовых флюорит-канкринитовых пород зон карбона- тизации Вишневых гор - биотит, микроклин, канкринит.

Плюмбопирокслом - новая, открытая на Урале, разновидность (Скоробогатова и др., 1966; Апельцин и др., 1967) пироксора. Пользуется наиболее широким распространением в эгириновых и при- легающих к ним слюдяных альбититах Полярного Урала, где обра- зуется мелкие (1-2 мм) октаэдрические кристаллы и изометричес- кие зерна зонального строения: с темно-бурым ядром и зеленова- то-желтыми наружными частями. По окраске и составу различаются две разновидности этого минерала: зеленовато-желтая (иттриевый плюмбопирокслом) и красная (плюмбопирокслом). Последняя отмеча-

ется в подчиненных количествах и более обогащена редкими землями (до 11,80% TR_2O_3). Уд.вес 5,40-6,34. Рентгеноаморфен (метамиктен). После прокаливания выявляется главная пироклорвая фаза (10,47-10,57 Å); при температурах свыше 900°, наряду с пироклоровой, появляется фаза фегусонита. $N = 2,08$.

Для состава пломбопироклора характерны высокие содержания окиси свинца (27,5-38,7%), редких земель (4,9-11,8%), низкие - окисей кальция (1,2-1,7%), натрия (0,1-0,2%), ниобия (35,0-40,7%), титана (0,7-0,8%), при постоянном присутствии окисей висмута (0,3%), сурьмы (0,2%) и олова (до 2,0%). Содержание свинца подвержено значительным колебаниям. Состав минеропироклора соответствует формуле $(Pb_{0,62-0,80}TR_{0,15-0,40}U_{0,06-0,1}Ca_{0,09-0,15}Na_{0,03})_{1,14-1,26}(Nb_{1,34-1,42}Ta_{0,07-0,09}Ti_{0,05}Si_{0,22-0,31}Fe_{0,07-0,17}Al_{0,05-0,13}Sn_{0,02})_{2,0}(O_{6,10-6,20}F_{0,02})_{0,26-1,65}H_2O$.

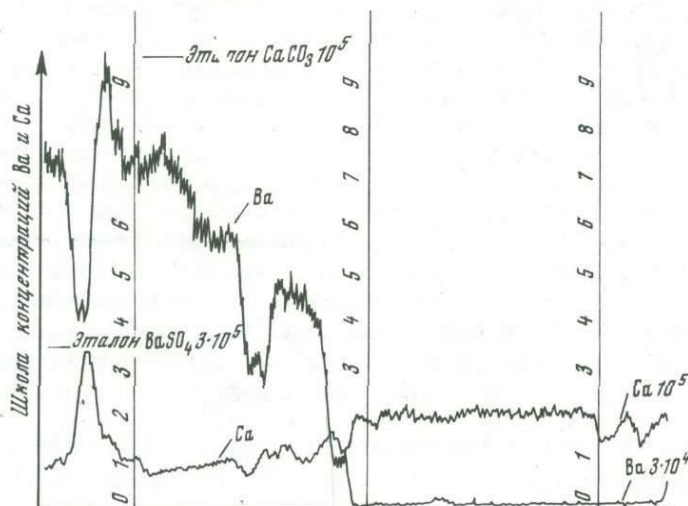
Состав редкоземельных элементов: $Sm_{1,5}Gd_{2,0-3,1}Tb_{0,7-1,3}Dy_{6,8-9,3}Ho_{2,3-3,2}Er_{7,0-8,2}Yb_{5,7-8,8}Lu_{1,2}Y_{66,3-72,0}$. $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3 = 1:27,5-32,3$. $Ta_2O_5 / Nb_2O_5 = 8,7-11,4$.

Для минерала типична ассоциация с лейстовым альбитом, эгирином, реже фегусонитом, малаконом, флюоритом и ортитом. Последний нарастает на пломбопироклор в виде налетов мелких призматических кристалликов в процессе наложения на альбититы, завершающих хлорит-кварц-карбонатных прожилков.

Пандаит - бариевая разновидность пироклора (первая находка в СССР; Еськова и др., 1971) известен в связи с процессом карбонатизации альбитизированных эгиринитов и эгиринмикроклиновых метасоматитов Западно-Уральского поля.

Минерал встречается в виде тонкозернистого клеевидного агрегата неправильной, часто струевидной и прожилковой формы размером до 1,5-2 см в поперечнике, цементирующего обычно тонкоигольчатый эгирин. Цвет пандаита зеленовато-бурый, желтовато-оливковый. Уд. вес 3,74. Рентгеноаморфен (метамиктен). После прокаливания дебаграмма близка к таковой минералов группы пироклора, но с большим размером элементарной ячейки - $a_0 = 10,49\text{Å}$.

Содержание бария в минерале варьирует в широких пределах. Пандаит метасоматически развивается в основном по уранпироклору с образованием промежуточных, богатых барием, разновидностей (4,7-15,3% BaO) вплоть до высокобариевых пандаитов (20,3-36,2% BaO), установленных при помощи микронзонда (С.И. Лебедева, В.П. Быков, К.В. Юркина; фиг. 24). В отличие от известных в литературе пандаитов с содержанием 12,50-15,31% BaO (Jäger a. oth., 1959; Veen, 1963; Harris, 1965) и коэффициентом для Ba в группе А, равным 0,27-0,43, в уральском пандаите были установлены микроучастки с составом $BaNb_2O_6$, который безусловно уже следует относить к новому минеральному виду. В уральском пандаите наблюдаются повышенные содержания Ta_2O_5 (4,40-6,74%)



Фиг. 24. Профиль распределения Ва и Са при сканировании пандайта в микроанализаторе (Еськова и др., 1971)

и большая степень гидратации. Ta_2O_5/Nb_2O_5 отношение колеблется от 1:6 до 1:2,5, в то время как для пандайта из карбонатов варьирует от 1:100 до 1:300.

Для уральского пандайта характерна ассоциация с эгирином, альбитом, кальцитом, биотитом, барилитом, бербанкитом, анкилитом и сульфидами (пиритом, сфалеритом, галенитом).

Фергусонит (Y, Ce)(Nb, Ta)O₄

Является редкометальным аксессуарным минералом альбититов Полярного Урала (Апельцин и др., 1967). В метасоматитах других полей отмечается только в метасоматически измененных гранитных пегматитах Ильменских гор, обычно интенсивно альбитизированных и фенитизированных (Макарович и др., 1965), где минерал представлен цериевой разновидностью.

В полярноуральских альбититах фергусонит представлен тремя генерациями.

Фергусонит I характерен для микроклиновых разновидностей альбититов, где образуется в конце стадии микроклинизации в виде идиоморфных длиннопризматических, реже тонких короткопризматических кристаллов до 2–3 мм длины, обычно группирующихся в цепочковидные выделения. Цвет от светло-коричневого до черного; колумбитизированные разновидности имеют пятнистую окраску. Уд.вес 4,54–5,7. Кристаллический, местами имеет зональное строение с метамиктными ядрами. По сравнению с более поздними полярноуральскими фергусонитами (табл. 13) содержит больше всего TR_2O_5

Таблица 13

Химический состав фергусонита (в вес. %)

Компоненты	Полярный Урал			Ильменские горы	
	1	2	3	4	5
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,45	Не опр.	Не опр.
MgO	0,22	"	Не опр.	0,52	0,06
CaO	2,25	"	"	2,90	2,69
MnO	Не опр.	"	"	Следы	Следы
FeO	"	"	"	Не опр.	Не опр.
PbO	0,29	"	0,84	0,63	0,19
Al ₂ O ₃	0,47	4,00	3,84	Не опр.	0,21
Fe ₂ O ₃	0,29	1,18	10,32	0,94	0,62
ΣY ₂ O ₃	45,09	35,92	11,95	10,17	11,96
ΣCe ₂ O ₃				24,84	22,19
SiO ₂	1,04	8,48	5,88	Не опр.	Не опр.
TiO ₂	Не опр.	0,56	0,02	4,12	4,25
ZrO ₂	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SnO ₂	0,21	"	"	"	0,29
ThO ₂	1,23	0,55	8,57	11,67	12,88
UO ₂	—	—	—	Нет	Нет
UO ₃	0,37	0,63	2,48	"	"
Nb ₂ O ₅	43,96	45,66	43,96	40,51	41,18
Ta ₂ O ₅	0,80	3,16	8,97	1,31	0,44
H ₂ O [±]	0,97	0,50	2,53	Не опр.	0,99
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.
Сумма	100,18*	100,64	100,59	(97,61)	99,12
Аналитик	Т.И.Столярова	Б.И.Фрид,	Т.И.Столярова	Б.А.Макаровичкин	
Уд.вес	5,70	5,20	4,72	—	5,20
Литературный источник	Апельцин и др. (1967)			Макаровичкин и др. (1965)	

*В том числе: 1 — 0,11% ZnO; 3 — 0,40% K₂O и 0,078% ZnO; 5 — 3,17 п.п.л.

1—3 — из альбититов, соответственно I, II, III генерации; 4, 5 — из альбитизированных гранитных пегматитов.

(45,09%), беднее Ta₂O₅ (0,80–2,78% при Ta₂O₅/Nb₂O₅ = 1:15–58) и постоянно содержит примесь PbO, ZnO и SnO₂ (соответственно 0,29, 0,11 и 0,21%). Состав редких земель иттриевый; заметное содержание туллия. Обычно колумбитизируется. Наиболее распространенная генерация фергусонита представлена тетрагональной α-модификацией.

Фергусонит II образует изометрические выделения медово-желтого и густо-желтого цвета. Метамиктный, рентгеноаморфный; после прокаливания свыше 900° восстанавливает моноклинную кристаллическую решетку β -фергусонита. Уд.вес 4,32-5,20. Наибольшим распространением пользуется в слюдяных микроклиновых альбититах. Отличается (см. табл. 13) более высокими содержаниями ниобия (до 45,66% Nb_2O_5), тантала (3,16-4,89% Ta_2O_5 при $Ta_2O_5/Nb_2O_5 = 1:12-13$), уменьшением суммы редких земель (35,92% TR_2O_3), тория (0,55% ThO_2), и возрастающим содержанием SiO_2 (до 8,48%), алюминия (до 5,0). Обычно ассоциирует с кварцем, слюдой, флюоритом, касситеритом, колумбитизируется.

Фергусонит III отмечается в эгирин-микроклиновых альбититах, где развит в виде тонкопризматических кристаллов до 1 мм в поперечнике. Цвет буроватый и красновато-черный. По химическому составу (см. табл. 13, ан. 3) занимает промежуточное положение между фергусонитом и иттро-танталитом. От более ранних фергусонитов отличается пониженным содержанием редких земель (11,95% TR_2O_3), заметно более высоким содержанием тантала (8,57% T_2O_5) и железа (10,32% Fe_2O_3). Важную роль в составе редких земель играют лантаноиды цериевой группы при некотором преобладании иттриевых редких земель. Характерна ассоциация фергусонита с пломбипирохлором и мусковит-циннвальдитом.

Особенностями полярно-уральского фергусонита являются: широкая колумбитизация более ранних генераций, преобладание обычно редко встречающихся в природе кристаллических разновидностей α -фергусонита и увеличение содержания иттриевых редких земель от ранних генераций к поздним (Апельцин и др., 1967).

В Ильменских горах в альбитизированных гранитных пегматитах фергусонит встречается редко. В отличие от ильменогорских гранитных пегматитов, где развит фергусонит обычного состава (Барсанов, 1945), в метасоматически измененных гранитных пегматитах зоны сиенитизации этот минерал представлен цериевой разновидностью ($\Sigma Ce_2O_3/\Sigma Y_2O_3 = 5,5:1$). Минерал развит здесь в виде рентгеноаморфного и метамиктного β -фергусонита, который после прокаливания восстанавливает моноклинную структуру с $a_0 = 5,137$; $b_0 = 11,21$; $c_0 = 5,445 \text{ \AA}$.

Для химического состава ильменогорского цериевого фергусонита, помимо обогащения р.з.э. цериевой группы и торием, характерны повышенные содержания титана (4,12-4,25% TiO_2) и более низкие, чем у полярно-уральских образцов, содержания тантала (0,44-1,31% Ta_2O_5), обычно свойственные более щелочным образованиям. По содержанию титана цериевый фергусонит занимает промежуточное положение между фергусонитом обычного состава (0,18-2,42% TiO_2) и ризеритом (6,0 TiO_2). Ta_2O_5/Nb_2O_5 отношение в ильменогорском фергусоните варьирует от 1:9 до 1:93,5. Состав р.з.э. - $La_{5,8}Ce_{35,8}Pr_{7,3}Nd_{22,6}Sm_{8,0}Eu_{0,7}Gd_{5,1}Tb_{0,6}Dy_{5,8}Ho_{0,7}Er_{3,7}Tm_{0,1}Yb_{3,7}Lu_{0,7}$. Типоморфна ассоциация с альбитом, биотитом, апатитом, цирконом, монацитом.

Давидит $(F^{2+}, TR, U)_2(Ti, F^{3+})_5O_{12}$

Очень редкий минерал — единичная находка была обнаружена в сильно альбитизированной микроклиновой жиле фенитового ореола Вишневых гор (Жабин и др., 1963; Еськова и др., 1964).

Минерал, в отличие от обычных урановых образцов (с содержанием 4,01–9,80% U_3O_8 или 1,5–9,2% UO_2) представлен редкоземельной разновидностью (11,12% TR_2O_3), близкой к таковой из Кихтоа, Аризона, США, с содержанием 8,96% TR_2O_3 (Pabst, 1961), Маунт-Плезент, Австралия (12,80% TR_2O_3 ; Hayton, 1960) и Туфтан, Ивеланд, Норвегия (17,3% TR_2O_3 ; Neumann, Sverdrup, 1960). Он образует неправильной формы монокристалльные зерна размером до 1×2 см и грубо пористые агрегаты черного цвета. Уд.вес 4,60. Твердость 300 кг/мм² (определения С.И.Лебедевой). Для нематактного вишневогорского давидита (единственного в своем роде) была установлена тригональная сингония ($C_3 - R^3$) с параметрами элементарной ячейки: $a_0 = 10,405$, $c_0 = 20,88$ Å. Диагностические межплоскостные расстояния: 3,41(6; 0224); 3,06(6; 2025); 2,898(9; 1126); 2,854(6; 1017, 2135); 2,257(6; 1344); 1,809(6; 4047, 3148); 1,605(10, 1562, 41310); 1443(10; 2570).

Минерал содержит в своем составе (в вес.%): 0,75 Na_2O ; 0,19 K_2O ; 0,64 CaO ; 0,27 MgO ; 3,08 MnO ; 0,21 PbO ; 9,98 FeO ; 11,09 Fe_2O_3 ; 0,30 Al_2O_3 ; 11,12 TR_2O_3 ; 0,09 SiO_2 ; 59,54 TiO_2 ; 0,56 ZrO_2 ; 1,36 Nb_2O_5 ; 0,72 H_2O^+ . Сумма 99,90 (аналитик М.Е.Казакова). Вишневогорский давидит обогащен TR_2O_3 , не содержит урана и тория, отличается высоким содержанием титана, ниобия, марганца и сравнительно низким суммарного железа. Состав р.з.э. $La_{38,0}Ce_{32,0}Pr_{1,5}Nd_{3,6}Sm_{1,0}Eu_{0,1}Gd_{2,6}Tb_{0,4}Dy_{3,0}Ho_{0,7}Er_{2,4}Tu_{0,4}Yb_{2,3}Lu_{0,4}Y_{11,0}$. Встречены в пустоте жилы фенитизированного гранитного пегматита с наложенной альбитизацией. Характерна ассоциация с мусковитом и рутилом.

Колумбит $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$

Минералы группы колумбит–танталита для щелочных метасоматитов Урала не типичны, хотя и присутствуют в большинстве полей этих образований: Западно-Уральском, Полярно-Уральском, Вишневогорском, Ильменогорском, Борсуксайском. В большинстве своем являются редкими акцессорными минералами заключительных этапов становления щелочных метасоматитов, где представлены как вторичные минералы по пироклору, фергусониту, эшиниту, ферсмиту и другим тантало–ниобатам. Среди минералов группы развиты две разновидности: ферроколумбит и титаноколумбит (Апельцин и др., 1967; Еськова и др., 1964; Ефимов, Еськова, 1973). Более широко представлена первая разновидность.

Ферроколумбит в полярноуральских альбитах представлен несколькими морфологическими разновидностями. Наиболее распространен-

ным является толстопризматический черный колумбит — вторичный минерал по раннему фергусониту. Кроме того, выделяется тонкопризматический и тонкотаблитчатый, просвечивающий красным, колумбит. По составу минерал занимает промежуточное положение между собственно колумбитом и манганколумбитом ($\text{FeO} = 10,57\text{--}12,23\%$; $\text{MnO} = 6,53\text{--}7,15\%$). Содержание Ta_2O_5 колеблется от 3,43 до 6,56% при $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$ отношении, варьирующем от 1:8 до 1:20 (табл. 14).

Наибольшее количество колумбита отмечается в флюоритовых и кварцевых альбититах, где находится в тесной ассоциации с кварцем, флюоритом, мусковит-циннвальдитом, касситеритом.

В западно-уральских метасоматитах ферроколумбит характерен для наиболее поздних окварцованных гематит-полевошпатовых метасоматитов; реже отмечается в других типах. Он образует тонкозернистый пылевидный агрегат в тесном сростании с гематитом, магнетитом, ильменитом, ильменорутилом, ниобезинитом и рутилом. Отдельные зерна минерала имеют тонкотаблитчатый габитус. Размер их не превышает 0,05 мм, обычно значительно мельче (сотые и тысячные доли миллиметра). Дебаеграмма аналогична эталонной. Микросондом (В.В. Лидер, Институт кристаллографии АН СССР) определено 69,0% Nb_2O_5 , 1,35% Ta_2O_5 , 2,8% TiO_2 и 20,5% FeO .

Колумбит образуется в поздне-гидротермальную стадию и связан с окварцеванием и гематизацией. Он замещает (колумбитизирует) ниобезинит и ильменорутил; редко уранпирохлор.

В Вишневых горах колумбит обычного состава (17,66% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, 5,87% MnO и 63,72% Nb_2O_5), типоморфен для тонких сростаний с ферсмитом, где нередко образует оторочки вокруг последнего и в виде прожилков рассекает его агрегаты в тех же типах образований, что и ферсмит. Количественные соотношения ферсмита и колумбита различные: от 1–2 до 15–20% колумбита. Минерал является продуктом стадийного изменения пирохлора, вначале замещенного ферсмитом, а затем колумбитом. Такое замещение имеет сравнительно широкое распространение и развито в двух случаях: при наложении на пирохлорсодержащие образования щелочного комплекса (пегматиты, альбититы, кальцититы) кальцит-кварцевых региональных брекчированных зон и при пересечении арфведсонит-кварцевыми прожилками участков перекристаллизованных пегматоидных пироксеновых фенитов с пирохлором. Колумбит совместно с ферсмитом псевдоморфозно замещает пирохлор. Состав псевдоморфоз сильно меняется, но ферсмит неизменно преобладает. Колумбит образуется позже ферсмита, его прожилки рассекают ферсмитизированные участки пирохлора.

Титаноколумбит (с 12,82% TiO_2) встречен в Вишневых горах в кварцевых прожилках выполнения фенитового ореола как минералогическая редкость. Он образует зернистые агрегаты до 2 × 3 см черного цвета. Параметры элементарной ячейки близки к таковым колумбита обычного состава: $a_0 = 5,723$, $b_0 = 14,247$, $c_0 = 5,075$. Для минерала характерно отношение $\text{Nb}:\text{Ti} = 3:1$ (см. табл. 14) и несколько повышенные содержания редких земель

Таблица 14. Химический состав минералов группы колумбита

Компоненты	Ферроколумбит			Титаноколумбит	
	1	2	3	4	5
MgO	0,11	Следы	Не опр.	1,41	0,48
CaO	1,09	1,02	4,39	1,15	Не обн.
MnO	6,53	7,15	5,87	2,05	10,60
FeO	12,23	10,57	9,65	17,47	9,17
Al ₂ O ₃	1,70	0,20	Не опр.	0,91	1,40
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	8,01	Не опр.	Не опр.
TR ₂ O ₃	1,38	2,91	1,18	1,74	1,89
SiO ₂	2,59	1,52	1,42	0,77	1,10
TiO ₂	0,53	0,91	3,97	12,82	10,57
ZrO ₂	Не обн.	0,91	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SnO ₂	0,91	0,60	"	"	"
U ₃ O ₈	Не опр.	Не опр.	0,46	"	"
Nb ₂ O ₅	67,75	70,07	63,72	59,39	62,44
Ta ₂ O ₅	4,28	3,43	Не опр.	2,50	1,70
H ₂ O [±]	0,12	0,41	1,33	Не опр.	0,14
П.п.п.	—	—	—	—	0,55
Сумма	99,25*	99,15*	100,00	100,21	100,04
Уд.вес.	—	—	4,776	—	—
Аналитик	—	—	Т.А.Бу- рова	А.В.Бы- кова	—
Литературный источник	Апельцин и др., (1967)	—	Бонш- тедт- Куллетс- кая, Бу- рова (1946)	Еськова и др. (1964)	Свешнико- ва и др., (1965)

*В том числе: 1 — 0,092% ThO₂; 0,31% Na₂O и 0,13% K₂O; 2 — 0,29% Na₂O и 0,07% K₂O.

1—2 — из альбитовых Полярного Урала; 3 — из альбитизированного фенитизированного гранитного пегматита Вишневых гор; 4 — из кварцевых прожилков в фенитизированных гнейсах Вишневых гор; 5 — из арфведсонит-полевошпатового пегматита Енисейского кряжа в ассоциации с цирконом, флюоритом, апатитом, ферриторитом, монацитом, эцинитом, эвксенитом, бастнезитом.

(1,74% TR₂O₃). Состав р.з.э. — La_{33,8}Ce_{55,9}Pr_{2,0}Nd_{7,6}Sm_{0,3}Gd_{0,3}. Компенсация валентности при замещении Nb на Ti, по-видимому, осуществляется замещением Fe²⁺ на Fe³⁺ по схеме: Nb+Fe²⁺Ti+Fe³⁺. Тесно ассоциирует с кварцем и алюмоэцинитом. Последний по прожилкам сечет титаноколумбит. Вишневогорский титаноколумбит близок к титаноколумбиту Енисейского кряжа, открытому Е.В. Свешниковой (Свешникова и др., 1965). Отличается от него более высокими содержаниями TiO₂ и значительно меньшими — MnO.

Самарскит (Y, TR, U, Ca, Fe²⁺) (Nb, Ta, Fe³⁺, Ti)O₄

Нехарактерный минерал щелочных метасоматитов Урала; встречается только в полярно-уральских альбититах и пользуется ограниченным распространением (Апельцин и др., 1967). Он локализуется в существенно микроклиновых альбититах, в которых особенно типоморфен для пегматоидных микроклиновых обособлений. Минерал

Таблица 15

Химический состав самарскита, эвксенита, TR-эвксенита и ферсмита (в вес. %)

Окислы	Самарскит	Ферсмит		Редкоземельный ферсмит	
	1	2	3	4	5
Na ₂ O	0,17	0,46	0,10	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	0,06	Не опр.	0,17	"	"
MgO	0,05	0,98	0,08	0,13	0,10
CaO	0,74	14,49	12,73	8,23	8,55
MnO	0,36	0,48	Не опр.	Не опр.	0,16
FeO	8,80	Не опр.	0,62	"	Не опр.
Al ₂ O ₃	Не опр.	1,28	0,44	Не обн.	0,26
Fe ₂ O ₃	3,15	1,71	0,82	1,56	1,55
TR ₂ O ₃	19,42	4,79	5,70	13,60	15,91
SiO ₂	0,80	0,75	1,20	Не обн.	Не опр.
TiO ₂	0,76	3,21	4,43	16,85	12,56
SnO ₂	1,64	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,22
ThO ₂	2,67	"	1,02	1,48	1,55
U ₃ O ₈	5,59	"	Не опр.	1,54(UO ₂)	1,14(UO ₂)
Nb ₂ O ₅	47,33	70,12	71,17	56,54	54,77
Ta ₂ O ₅	4,55	Следы	0,44	0,44	1,17
H ₂ O [±]	0,26	0,72	0,92	0,14	1,56
П.п.п.	4,34*	—	—	—	—
F	—	1,87	Не обн.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,68	100,86	99,87	100,51	99,62**
-O=F ₂	—	0,79			
		100,07			
Уд.вес	—	4,69	4,67	4,12	4,88
Аналитик	К.А.Дорофеева	Т.А.Бурова		М.Е.Казакова	Б.А.Макаровичкин
Литературный источник	Апельцин и др. (1967)	Бонштедт-Куплетская, Бурова (1946)		Макаровичкин и др. (1963)	

*П.п.п. = CO₂. **В том числе: 3 — 0,03% SrO; 5 — 0,12% PbO.

1 — из микроклиновых альбититов Полярного Урала, 2, 3 — из альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитов Вишневых гор; 4, 5 — из альбитизированных гранитных пегматитов Ильмен.

отмечается в виде одиночных пластинчатых несовершенных кристаллов (длиной до 1–2 см) и цепочковидных выделений вдоль трещин, состоящих из более мелких кристаллов (0,2–0,5 см). Цвет черный. Уд. вес 4,95. Метамиктен, рентгеноаморфен. После прокаливании восстанавливает кристаллическую структуру низкотемпературного псевдоромбического типа.

Химический состав (табл. 15, ан. 1) соответствует составу низкоуранового (5,58% U_3O_8) самарскита с относительно низкими содержаниями тантала (3,0–4,55% Ta_2O_5 вместо 8–21% у самарскитов обычного состава). Ta_2O_5/Nb_2O_5 отношение варьирует в не-больших пределах: 1:10,4–14,7. Состав р.з.э. селективно иттриевый: $La_{0,0-0,7}Ce_{0,0-6,6}Nd_{0,0-3,0}Sm_{0-4,4}Gd_{0,7-1,2}Tb_{1,0}Dy_{4,3-11,5}Ho_{2,3-3,0}Er_{12,2-13,0}Tm_{2,8-3,1}Y_{46,0-47,0}Lu_{34} \Sigma TR_Y / \Sigma TR_{Ce} = 5,4-82,5:1$.

Типичным парагенезисом для минерала является ранний кварц, совместно с которым самарскит выполняет продольные трещинки; местами слагает на его стенках тонкие корочки. Образует сростки с фергусонитом. Замещается колумбитом. Альбит и флюорит образуются позже самарскита.

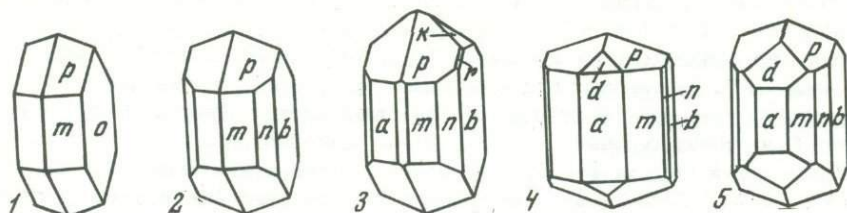
Ферсмит (Ca, TR) (Nb, Ti)₂(O, OH)₆

Из минералов группы эвксенита в щелочных метасоматитах Урала развиты ферсмит и его редкоземельная разновидность, занимаемая промежуточное положение между ферсмитом и эвксенитом в этом изоморфном ряду (Макарович, Еськова, Александров, 1963).

Ферсмит впервые открыт и изучен Э.М. Бонштедт-Куплетской (1946) в альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах Вишневых гор, как вторичный минерал по пирохлору. Позже были установлены генетические особенности его образования и выявлены новые парагенетические ассоциации (Еськова и др., 1964).

Минерал образует зерна, выделения неправильной формы, редко несовершенные кристаллы призматического облика (фиг. 25) и сетчатые псевдоморфозы по пирохлору. Короткопризматические кристаллы ферсмита достигают 0,2–0,8 см в длину и 0,1–0,5 см в поперечнике. Преимущественно развиты грани (010), (130) и (111); менее (100) и (110); редко (121) и (201). Цвет темно-коричневый, черный. Уд. вес 4,67–4,69. Твердость 572–593 кг/мм² (определения С.И. Лебедевой). На вишневогорских образцах В.Б. Александровым расшифрована структура ферсмита (фиг. 26): ромбическая сингония ($D_{2h}^{14} - mmm$): $a_0 = 5,718$, $b_0 = 14,91$, $c_0 = 5,221 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 \approx 0,383 : 1 : 0,350$ (Александров, 1960). Изоструктурен с эвксенитом. Диагностические межплоскостные расстояния: 3,425 (9); 2,511 (7); 2,483 (7); 1,930 (7); 1,874 (6); 1,802 (6); 1,764 (6) и 1,680 (7). Частично метамиктен. Двуосный положительный. $2V = 43-46^\circ$. $n_m = 2,10$. Погасание прямое.

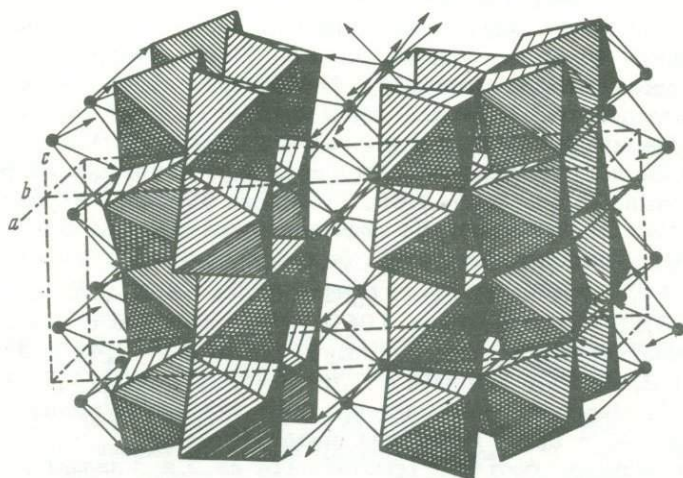
По химическому составу (см. табл. 15, ан. 2 и 3) является наиболее кальциевым членом минералов группы эвксенита. В минерале



Фиг. 25. Кристаллы вишневогорского ферсмита
1-3- по Бонштедт-Куплетской; 4- 5- по Макарочкину

Са частично замещается TR (4,79-5,70% TR₂O₃) и Th 1,02% ThO₂), ниобий - Ti (3,21-4,43% TiO₂) и Nb (0,44% Nb₂O₅) Ta₂O₅/Nb₂O₅ = 161,7. Состав р.з.э. существенно цериевый с церий-ниобиевым максимумом: La_{6,0}Ce_{27,0}Pr_{7,5}Nd_{27,0}Sm_{5,4}Eu_{0,6}Gd_{4,8}Tb_{0,6}Dy_{4,8}Ho_{0,9}Er_{1,5}Tu_{0,2}Y_{1,2}Lu_{0,2}(Y)_{14,0} ΣTRCe/ΣTRY = 9,4. Развернутая формула минерала: Ca_{0,73}TR_{0,11}Th_{0,01}Mg_{0,01}Fe_{0,03}²⁺Na_{0,01}K_{0,01}(Nb_{1,72}Ta_{0,01}Ti_{0,18}Fe_{0,03}³⁺Si_{0,06}Al_{0,06})₂O₆.

Ферсмит наиболее распространен как продукт замещения пироклора в фенитовом ореоле в случае пересечения пироклорсодержащих пегматоидных перекристаллизованных фенитов арфведсонит-кварцевыми прожилками с акцессорными чевкинитом, ортитом и катаплетитом, а также при пересечении альбитизированных щелочных пород, пегматитов, микроклинитов, альбититов и кальцитовых жил с акцессорным пироклором брекчиевыми кальцито-кварцевыми



Фиг. 26. Структура вишневогорского ферсмита. По Александрову

жилами, залегающими в региональных зонах разлома. Пироклор при этом замещается ферсмитом или ферсмитом и колумбитом. Замещение пироклора ферсмитом и колумбитом идет вдоль субпараллельно октаэдрических трещинок вплоть до полных псевдоморфоз, состоящих на 80–85% из ферсмита, на 10% из колумбита и на 5% из апатита, кальцита и небольших количеств флюорита. Последовательность выделения ниобатов в псевдоморфозах: пироклор ← ферсмит ← колумбит. Ферсмит колумбитизируется. Кроме того ферсмит иногда встречается в альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах совместно с пироклором, колумбитом, флюоритом и др.

Редкоземельный ферсмит был встречен в альбитизированных гранитных пегматитах Ильменских гор (Макарович, Еськова, Александров, 1963) в виде небольших призматических черных кристаллов до 0,4–0,7 см длиной и 0,1–0,2 см шириной; иногда игольчатых кристалликов. Наиболее развитыми гранями являются: пинакоиды (100) и (010), призмы (110) и (201) и пирамиды (111) (см. фиг. 25).

По свойствам минерал занимает промежуточное положение между ферсмитом и эвксенитом: уд. вес 4,88; $a_0 = 5,657$, $b_0 = 14,78$ и $c_0 = 5,219$ Å; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,383 : 1 : 0,353$. Рентгенаморфен, метамиктен. После прокаливания диагностические межплоскостные расстояния: 3,02(10; 131); 1,505(4; 262; 191). Химический состав существенно отличается от ферсмита и эвксенита (см. табл. 15). В отличие от ферсмита, в составе этого минерала наблюдается примерно в три раза больше редких земель (13,60–15,91% TR_2O_3 вместо 4,79–5,70), титана (12,56–16,85% TiO_2 вместо 3,21–4,43%), и соответственно меньшее содержание окиси кальция (8,23–8,55% вместо 12,73–14,49%). От эвксенита редкоземельный ферсмит отличается более высокими содержаниями CaO и Nb_2O_5 и, соответственно, более низкими содержаниями TR_2O_3 и TiO_2 . Изоморфизм в минералах группы эвксенита осуществляется по схеме: $Ca + Nb \rightarrow TR + Ti$. Отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 колеблется в пределах: 1:46,8–128,5. Состав р.з.э. более иттриевый, чем у ферсмита с иттрий-эрбий-иттриевым максимумом: $La_{1,2}Ce_{4,5}Pr_{1,7}Nd_{5,6}Sm_{4,5}Eu_{0,7}Gd_{8,8}Tb_{1,4}Dy_{12,0}Ho_{3,0}Er_{1,0}Tm_{1,6}Yb_{10,0}Lu_{2,2}(Y_{32,8})$. $\Sigma TR_{Ce} / \Sigma TR_{Y} = 0,65$ или 1:1,53.

Редкоземельный ферсмит встречается в менее щелочной ассоциации – в слабо альбитизированном гранитном пегматите совместно с альбитом, биотитом, магнетитом, ортитом, бетафитом и др.

Минералы группы эшинита (Ce, Y, Th) (Ti, Nb, Ta)₂O₆

Данная группа минералов представлена цериевыми (эшиниты) и иттриевыми (приориты) аналогами: цериевые минералы более характерны, иттриевые встречаются либо в альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах фенитового ореола Ильменских гор, либо в альбитизированных биотит-амфиболовых миаскитах

Таблица 16

Химический состав минералов группы эшинита (в вес. %)

Компо- ненты	Эшинит				Ниобозэшинит		
	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,16	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	"	"	"	"	"	"	"
MgO	Не обн.	Следы	"	0,08	"	"	"
CaO	2,73	1,77	2,65	2,04	0,65	"	"
MnO	Не обн.	Не опр.	0,10	0,13	Не опр.	"	"
FeO	Не опр.	Не обн.	1,14	3,20	"	"	"
PbO	Не обн.	0,22	0,12	0,99	"	"	"
Al ₂ O ₃	0,65	0,10	Не опр.	Не опр.	"	"	"
Fe ₂ O ₃	1,74	1,05	1,56	"	"	9,35	6,12
TiO ₂	29,30	28,91	25,16	29,01	31,20	28,80	30,70
SiO ₂	1,05	0,18	0,50	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
TiO ₂	26,65	23,18	23,79	21,84	23,00	19,74	22,40
ZrO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
ThO ₂	13,06	12,35	17,42	10,22	"	0,58	"
U ₃ O ₈	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"	"
Nb ₂ O ₅	23,59	29,60	25,35	31,14	31,05	33,55	32,50
Ta ₂ O ₅	0,26	1,93	0,94	"	1,42	1,85	0,75
H ₂ O [±]	1,40	1,00	1,08	1,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"	"
П.п.п.	"	"	"	"	0,40	"	"
Сумма	100,49	100,07	99,86*	99,76	(87,88)	(93,87)	92,71

Анали- тик	З.Н.Бу- рова		И.Д.Бор- неман- Старын- кевич	М.Е.Вла- димиро- ва	И.Б.Петро- павлов- ская	Г.В. Любимилова	
Уд.вес	5,096	5,30	5,339	5,23	4,81—4,94	5,132	—
Литера- турный источ- ник	Еськова и др. (1964)		Борнеман- Старын- кевич (1941)	Владими- рова (1957)	Свяжин, Гайдуко- ва (1967)	Ефимов, Есько- ва (1973)	

* В том числе: 3 — 0,05% SnO₂; 14 — 0,50% SnO₂. ** В том числе: 26,66%

1 — из перекристаллизованных миаскитовых Вишневых гор; 2 — из силицированных и альбитизированных щелочных пегматитов Ильменских Ильменских гор; 5—7 — из рибекит-альбитовых метасоматитов Западно-Ураль-11 — из микроклинового прожилка Вишневых гор; 12 — из кварцевого проматитов Ильмен; 14 — из альбитизированных и фенизитизированных пегматитов

Ниобозинит			Торозинит	Алюмоэшинит	Иттрозинит	Приорит
8	9	10	11	12	13	14
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
"	"	"	"	"	"	"
"	Следы	"	0,10	"	0,21	0,28
2,60	4,82	6,53	2,73	7,15	2,53	1,04
0,30	Следы	Не опр.	Не обн.	0,36	Не опр.	0,16
Не опр.	Не опр.	"	"	Не опр.	1,89	1,73
"	"	"	Не опр.	"	0,11	0,35
"	0,35	"	0,60	7,37	Не опр.	1,36
1,43	2,75	0,87	1,50	7,68	"	Не опр.
31,93	28,17	23,58	15,94	18,89	18,98**	31,35**
0,65	0,35	Не опр.	0,29	Не опр.	Не опр.	Не опр.
22,53	18,73	15,61	29,55	10,76	25,71	34,07
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	0,20	0,20
0,72	2,52	0,86	29,56	1,83	20,34	7,93
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,95	Не опр.	2,94(UO ₂)	3,24(UO ₂)
38,70	41,41	52,22	16,15	45,48	24,23	15,08
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,55	Не опр.	0,58	1,30
0,36	0,45	0,05	2,28	0,96	2,78	Не опр.
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,20	Не опр.	Не опр.	"
1,30	"	0,46	—	"	"	"
100,52	99,55	100,18	100,40	100,48	100,50	99,55*
			0,08			
			100,32			
М.Е.Казакова	М.Е.Казакова	М.Е.Казакова	З.Н.Бурова	М.Е.Казакова	М.С.Ганибесова	Хаузер и Херцфельд
4,97	5,132	—	5,25	—	5,19	5,00
Жабин и др. (1962)	Еськова и др. (1964)				Макарочкин и др. (1959)	Hauzer, Herzfeld (1910)

ΣY_2O_3 и 4,69% ΣCe_2O_3 (анализ 14) и 9,02% ΣY_2O_3 и 9,96 ΣCe_2O_3 .
цированных и альбитизированных щелочных пегматитов Вишневых гор; 3 — гор; 4 — из альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитовского поля; 8—10 — из арфведсонит-кваревых прожилков Вишневых гор; жилка Вишневых гор; 13 — из альбитизированных и фенитизированных пег-Ильмен.

Борсукская, при наложении на них более поздних кислых пород: кварц-полевошпатовых и аляскитовых гранитов. В ильменах отмечена промежуточная между эшинитами и приоритами разновидность (Макаровичкин, Еськова, Гонибесова, 1959): условно названная нами итриевым эшинитом.

Среди собственно эшинитов по составу выделяется четыре разновидности: 1) эшинит обычного состава, 2) торозэшинит, 3) ниобоэшинит, 4) алюмоэшинит (Еськова и др., 1964).

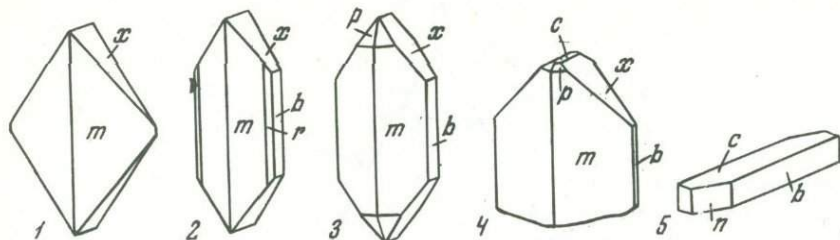
Эшинит обычного состава с умеренным содержанием р.э. цериевой группы (25-30% TR_2O_3), тория (10-17% ThO_2), ниобия (23-31% Nb_2O_5) и титана (21-26% TiO_2) соответствует этому минералу, впервые описанному для Ильмен (табл. 16). Минерал характерен для щелочного комплекса Вишневых-Ильменских гор, где является наиболее распространенным минералом данной группы. Встречается в различных образованиях фенитового ореола: в альбитизированных щелочных пегматитах, альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах, альбититах.

Эшинит в большинстве своем образует несовершенные одиночные призматические кристаллы длиной до 2 см (реже больше), их сростки и удлиненные зерна неправильной формы. Кристаллы представлены несколькими габитусными типами: чаще всего длинно-призматического, несколько укороченные по оси "а" и уплощенные по (010), часто футлярообразные метакристаллы; иногда таблитчато-призматические и тонко-игльчатые (фиг. 27). Наиболее обычны грани m(110), x(0,21) и b(010). Цвет минерала черный (бархатный, смоляной), иногда с буроватым оттенком. Уд.вес 5,09-5,34. Твердость 593-734 кг/мм² (определения С.И. Лебедевой). Большею частью метамиктен, рентгеноаморфен; при прокаливании восстанавливает кристаллическую структуру. В Вишневых горах встречены кристаллические разности эшинита, позволившие В.Б.Александрову расшифровать структуру этого минерала (фиг. 28). Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 5,32-5,35$; $b_0 = 10,98-11,00$; $c_0 = 7,48-7,51$. Сингония ромбическая ($D_{2h}^{16} = Pbnm$). Диагностические межплоскостные расстояния: 3,02(8; 130); 2,95(10; 112); 1,873(5; 004); 1,701(5; 242); 1,591(7; 330).

Анизотропный эшинит плеохроирует по Ng бурый, по Nm коричневый, по Np желтовато-бурый. Метамиктный - изотропен; кристаллический - анизотропен. Погасание прямое. $Ng = c$, $Np = a$. Двусосный, положительный, $n_g = 2,34$, $n_p = 2,28$, $2V = 75^\circ$. У метамиктного эшинита $N = 2,10$.

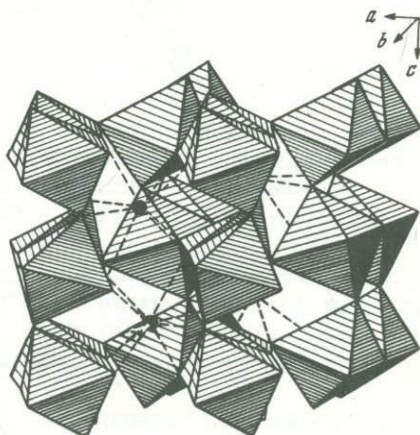
Особенности химического состава указаны выше (табл. 16, фиг. 29, 31). $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3$ варьирует в небольших пределах = 10,2-12,9; $Ta_2O_5 / Nb_2O_5 = 1:15,3-90,7$.

В силифицированных альбитизированных щелочных пегматитах эшинит ассоциирует с альбитом, мусковитом, корундом, биотитом, ортитом, цирконом, монацитом, пироксеном, бетафитом и др. Для



Фиг. 27. Кристаллы ильменогорского эшинита (1-3 - по Кокшарову), иттриевого эшинита (4. - по Макаровичу и др.) и приорита-бломстрандита (5 - по Хаузеру и Херцфельду)

Фиг. 28. Структура эшинита. Показаны Nb, Ti - октаэдры и атомы TR (черные кружки). По Александрову

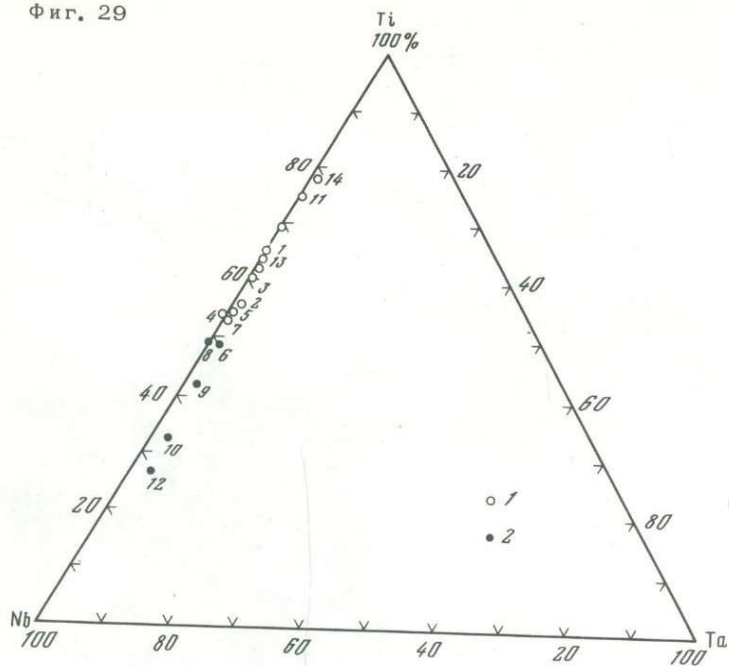


альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитов минералу свойствен парагенезис с альбитом, биотитом, цирконом, пироксеном, ферсмитом, колумбитом, ортитом, монацитом, ильменорутилом, магнетитом, апатитом и др. Для мономинеральных альбититов характерна редкая ассоциация его с другими редкоземельными минералами, образующими концентрические зональные "овоиды" монацит-апатит-ортит-эшинитового (периферическая зона) состава.

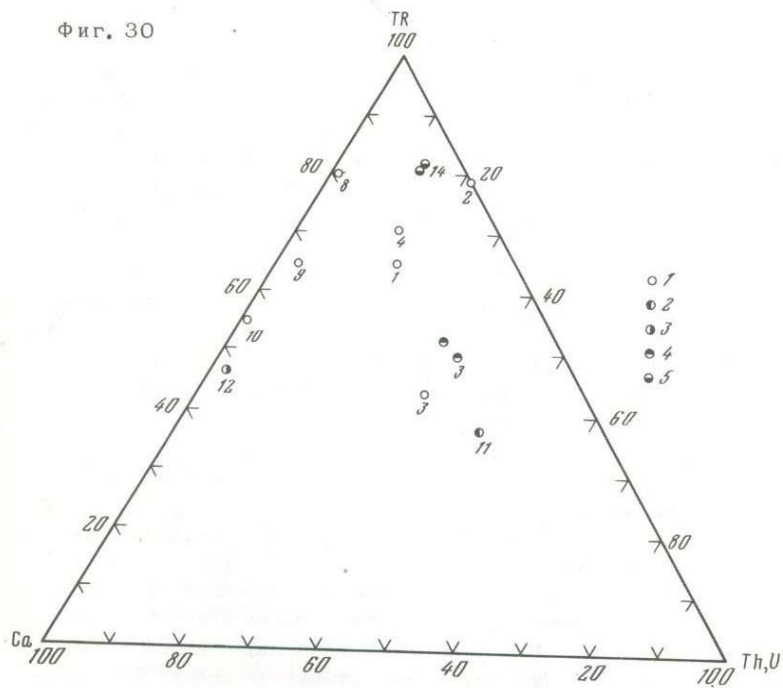
Ниобиевый эшинит является наиболее распространенным тантало-ниобатом в метасоматитах Западно-Уральского поля, в Вишневых горах - редкий аксессуарный минерал заключительных этапов процесса щелочного метасоматоза (Еськова и др., 1964; Ефимов, Еськова, 1973). В отличие от эшинитов обычного состава характеризуется повышенным содержанием Nb_2O_5 (31,05-52,22%) и более низкими - титана (23,18-26,65%). Отношение Nb:Ti в группе $A = 2$ приближается к 1:1 (до 1,33). Впервые обнаружен в Вишневых горах А.Г. Жабиным и Ю.П. Диковым.

Западно-уральский минерал относится к типоморфным минералам рибекит-биотит-альбитовых и гематит-рибекит-альбитовых метасоматитов; реже отмечается в слабоизмененных эгирин-полевошпатовых метасоматитах и микроклинитах. Выделяются две его морфологических разновидности: призматический темноокрашенный и более светлый пластинчатый. Призматический эшинит образует буровато-

Фиг. 29



Фиг. 30



черные, темно-вишневые до черных кристаллы размером до 0,5 мм длины. Отчетливо анизотропный. Угасание прямое. Удлинение положительное и отрицательное. Двусный, положительный, $2V=60-70^\circ$, $N=2,10-2,15$. Пластинчатый эшинит менее распространен. Он представлен более мелкими (0,1 мм) тонко-пластинчатыми оранжево-красными, буровато-желтыми и светло-желтыми кристаллами, а также параллельными, иногда веерообразными их сростками. Слабоанизотропен и изотропен, $N=2,00$. После прокаливания рентгенограмма порошка идентична эталонной.

По свойствам и составу занимает промежуточное положение между эшинитом обычным и вишневогорским ниобозшинитом (Еськова и др., 1964). Отличается от последнего меньшим содержанием Nb_2O_5 (31,2-37,8) и необычно высоким содержанием железа (6,12-9,35% Fe_2O_3). Ta_2O_5/Nb_2O_5 - отношение колеблется от 1:5,7 до 1:43,3, составляя в среднем для призматической разности 1:12,1, а для пластинчатой - 1:43,3. Состав р.з.э. селективно цериевый (49,7-50,2%); содержание иттрия 1,8-6,8%. $\Sigma Ce_2O_3/\Sigma Y_2O_3 = 9,1-24,0$. Более поздний пластинчатый эшинит в большей степени обогащен иттрием и редкими землями иттриевой группы. Характерна ассоциация с альбитом, рибекитом, гематитом, ильменорутилом, рутилом, колумбитом. На поздних стадиях выщелачивания колумбитизируется.

Вишневогорский ниобозшинит с преобладанием ниобия над титаном (38,70-52,22% Nb_2O_5 и 15,61-22,53% TiO_2) был отмечен в апофенитовых поздне-гидротермальных арфведсонит-кварцевых прожилках Вишневых гор. Он образует здесь совместно с арфведсонитом и кварцем друзовые агрегаты, нарастающие на стенки трещинных полостей. Кристаллы ниобозшинита ромбического габитуса с отчетливой штриховкой вдоль удлинения, размером от 0,2 × 0,5 до 0,5 × 2 см. Цвет черный; красный, буровато-красный в мелких и тонких осколках. Кристаллы образованы гранями (010), (110), (120), реже присутствует узкая грань (140). В отличие от эшинита обычного состава характеризуется более низким уд.весом (4,81-5,13) и более высокими значениями параметров ячейки: $a_0 = 5,355-5,405$; $b_0 = 11,01-11,145$; $c_0 = 7,516-7,581$; твердость 636 кг/см² (определения С.И. Лебедевой), $N = 2,26$. Диагностические межплоскостные расстояния имеют несколько более высокие

Фиг. 29. Соотношение атомных количеств Nb, Ti и Ta в минералах гр.эшинита и щелочных метасоматитах Урала. По Е.М. Еськовой. Номера соответствуют номерам анализов в табл. 16

1 - эшиниты, 2 - ниобозшиниты

Фиг. 30. Соотношение атомных количеств Ca, Th и U в минералах группы эшинита в щелочных метасоматитах Урала. По Е.М. Еськовой

1 - эшинит и ниобозшинит, 2 - торозшинит, 3 - алломозшинит, 4 - иттроэшинит, 5 - приорит

значения: 3,03(10; 130); 2,96(9; 112); 1,879(4; 0,04); 1,708(4; 242); 1,597(8; 134).

Помимо повышенных содержаний (см. табл. 16, ан. 8-10) ниобия отличается также низкими содержаниями тория (0,58-2,52% ThO₂ вместо 10,22-17,42% у эшинитов). Развернутая формула наиболее ниобиевого эшинита (с 52,22% Nb₂O₅): (TR Ca Th) (Nb Ti Fe Si Al) (O OH) или A...B...X.. (при V = 00 Å³, ρ = 100, z = 4), Состав р.з.э. ниобозэшинита близок к составу обычного эшинита: La_{13,0-20,0}Ce_{2,0-47,0}Pr_{6,2-9,0}Nd_{25,0}Sm_{1,1-3,6}Eu_{0,1-0,5}Gd_{0,2-1,3}Tb_{0,05-0,2}Dy_{0,4-1,2}Ho_{0,1-0,3}Er_{0,1-0,5}Tu_{0,0}Yb_{0,1-0,2}Lu_{0,0}Y_{3,0-4,0} ΣCe₂O₃/ΣY₂O₃ = 18,2-165,8. Вишневогорский ниобозэшинит характеризуется полным отсутствием тантала, что отличает его от западно-уральского.

Типоморфной ассоциацией для него служат поздние минеральные виды: кварц, кальцит, арфведсонит, крокидолит-асбест, чевкинит, бритоцит, Ви-галенит, сфалерит, иногда ферсмит и колумбит.

Торозэшинит встречается в Вишневых горах как минералогическая редкость А.Г. Жабиным в микроклиновом прожилке экзоконтакта миаскитовой интрузии (Еськова и др., 1964). Отличается от обычного эшинита (10-17% ThO₂) и ниобозэшинита (0,6-2,5% ThO₂) высоким (до 29,56% ThO₂) содержанием тория, цветом и формой выделения.

Минерал образует неправильной формы выделения размером 1 × 2 × 0,3 см бурого и темно-бурого цвета. Уд.вес 5,25; твердость 714 кг/мм² (определения С.И. Лебедевой); N = 2,16 (ниже чем у обычного эшинита).

В составе элементов группы A=1 (см. табл. 16, ан. 11) торий составляет около 50%. Состав р.з.э., в отличие от обычного эшинита, характеризуется повышенным содержанием иттрия и элементов иттриевой группы и более низким - церия: La_{100,0}Ce_{33,0}Pr_{6,1}Nd_{18,0}Sm_{4,0}Eu_{0,5}Gd_{3,0}Tb_{0,5}Dy_{2,6}Ho_{0,5}Er_{1,8}Tu_{0,3}Yb_{1,4}Lu_{0,2}Y_{8,0-10,0} при ΣCe₂O₃/ΣY₂O₃ = 2,9. Nb/Ti отношение низкое - 1:29,4 при наиболее низком (16,15% Nb₂O₅) для минералов этой группы с содержанием ниобия.

Алюмоэшинит с высоким содержанием алюминия (7,37% Al₂O₃) был впервые обнаружен в Вишневых горах А.Г. Жабиным (Еськова и др., 1964) в поздних кварцевых прожилках среди фениitized пород экзоконтакта щелочной интрузии. Очень редок. Он образует выделения неправильной формы до 0,5 × 1 см и тонкие прожилки в титановом колумбите. Порошкограмма прокаленного минерала типична для эшинита; характерно пониженное значение параметра c₀ (a₀ = 5,352; b₀ = 11,01; c₀ = 7,051 Å).

Помимо высоких содержаний Al₂O₃ (см. табл. 16, ан. 12) характеризуется наиболее высокими содержаниями для минералов данной группы окисей кальция и железа (соответственно 7,15 и 7,68%). По соотношению Ti и Nb близок к ниобозэшинитам (45,48% Nb₂O₅)

Таблица 17

Химический состав редкометалльных карбонатов и фосфатов (в вес. %)

Компоненты	Бербанкит	Кальциостронцианит	Бастнезит				Монацит		Рабдофанит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na ₂ O	9,81	0,64	Не опр.	Не опр.	0,09	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	2,35	0,17	"	"	0,02	"	"	"	"
MgO	0,32	0,04	"	"	0,56	0,08	Не обн.	"	"
CaO	6,76	7,66	0,60	0,16	0,15	0,15	0,01	"	4,00
MnO	Не опр.	0,02	Не опр.	Не опр.	Следы	Не опр.	Не обн.	"	Не опр.
FeO	"	Не опр.	"	"	Не обн.	"	"	0,01	"
BaO	9,97	0,23	"	"	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	"
SrO	18,45	59,15	"	"	"	"	"	"	"
Al ₂ O ₃	0,37	0,20	"	1,18	0,60	0,10	0,21	"	2,11
Fe ₂ O ₃	0,19	0,06	"	0,30	0,40	Не опр.	0,05	0,86	2,38
TR ₂ O ₃	14,81	Не опр.	75,13	74,65	75,73	75,84	61,54	65,78	56,71
SiO ₂	Не опр.	0,56	0,97	0,99	Не обн.	Не опр.	0,90	0,20	2,40
TiO ₂	"	Не обн.	Не опр.	Не обн.	"	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
ThO ₂	0,50	Не опр.	0,70	0,60	Не опр.	"	4,78	1,31	"
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	30,53	29,36	25,30
CO ₂	32,55	31,77	19,55	18,49	16,10	19,42	Нет	Нет	

Окончание табл. 17

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H_2O^+	3,94	Не обн.		0,30	0,55	Не опр.	0,10	Не опр.	7,61
H_2O^-	Нет	0,30	1,83	0,16	Не обн.	"	1,82	"	
F	"	Нет	2,24	6,40	9,15	7,41	Не опр.	"	Не обн.
Сумма	100,03	100,50	101,02	103,23	103,40	103,00	99,94	(97,52)	100,51
$-O=F_2$	—		0,93	2,69	3,78	3,10			
			100,09	100,59	99,62	99,90			
Аналитик	З.Т.Катаева		И.П.Але- марин	Т.Л.Ка- пито- нова	З.Т.Ка- таева	И.И.На- заренко	В.Иванов	М.Е.Ка- закова	Д.Н.Кня- зева
Уд.вес	3,50	—	4,723–4,784	4,94	5,01	5,0254	—	5,20	
Литературный источник	Ефимов, Еськова (1973)	Еськова и др. (1964)	Виль- бер- миц (1930)	Еськова и др. (1964)		Халезова, Назаренко (1959)	Белов (1937)	Еськова и др. (1964)	Железова, Князева (1960)

1 — из содалит-канкринитовых (натродавиновых) прожилков выполнения Западно-Уральского поля; 2 — из кальцит-кварцевых прожилков второй фазы карбонатизации Вишневых гор; 3 — из бастнезит-бритолит-церит-ортитовых овоидов альбитизированных фенитизированных гранитных пегматитов Мочалина лога; 4 — из бастнезит-ортитовых овоидов альбитизированных мусковит-корундовых пегматитов Вишневых гор; 5 — из кальцитовых прожилков второй фазы карбонатизации в фенитах Вишневых гор; 6 — из кварцевых прожилков в фенитах Вишневых гор; 7 — из доломитовых прожилков среди серпентинитов; 8 — из альбититов в миаскитах; 9 — в кварцевом прожилке (линзе) среди пироксеновых фенитов.

с наиболее низким содержанием окиси титана (10,76%). Состав р.з.э. типичен для эшинитов обычного состава: $La_{17,5}Ce_{49,5}Pr_{7,0}Nd_{17,5}Sm_{0,2}Eu_{0,0}Gd_{0,7}Tb_{0,05}Dy_{0,4}Ho_{0,1}Er_{0,2}Tu_{0,0}Yb_{0,0}Lu_{0,0}Y_{7,0}$; $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3 = 11,9$.

Типоморфна ассоциация с кварцем и титаноколумбитом.

Итгроэшинит открыт (Макарошкин, Еськова, Гонибесова, 1959) и изучен из Ильмен. По составу р.з.э. занимает промежуточное положение между обычным цериевым эшинитом и иттриевым приоритом. Встречается как акцессорный минерал в некоторых альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах экзо-контактовой (сиенитовой) зоны щелочной интрузии.

Минерал образует несовершенные призматические кристаллы черного цвета размером до $1-1,5 \times 0,5$ см с наиболее развитыми гранями m (110), x (0,21); узкими b (010) и c (001). Уд. вес 5,19, $n = 2,27$. Метамиктовый (рентгеноаморфный), изотропный.

По химическому анализу в итгроэшините содержится 9,96% ΣCe_2O_3 и 9,02 ΣY_2O_3 при $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3 = 1,1$ (см. табл. 16, ан. 13). При рентгеноспектральной расшифровке р.з.э. это отношение несколько возрастает в сторону цериевых редких земель. В остальном состав минерала близок к обычному эшиниту. $Ta_2O_5 / Nb_2O_5 = 41,8$. Приурочен к альбитизированным участкам пегматитов, где ассоциирует с цирконом, колумбитом, ильменитом, гранатом и биотитом.

Приорит — очень редкий минерал. Единичные находки его известны в альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах Ильмен (Hauser, Herzfeld, 1910) и в альбитизированных микситах Борсукса (Волошин, 1965), в участках пересечения их поздними гранитоидами. Наиболее изучен ильменогорский приорит. Он образует тонкопластинчатые, уплощенные по c (001), весьма несовершенные кристаллы, ограненные n (130), b (010) и c (001) (см. фиг. 27). Уд. вес 5,0. Цвет черный, буровато-черный. Изотропен, $n \leq 2,154$.

По составу ильменогорский минерал (см. табл. 16, ан. 14) отвечает титановой разновидности приорита-бломстрандину с преобладанием титана (34,07% TiO_2) над ниобием (15,08% Nb_2O_5). Титан в сумме элементов группы В составляет свыше 70%. Содержит в своем составе 26,66% ΣY_2O_3 и 4,69% ΣCe_2O_3 при $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3 = 1,5, 7$; $\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5} = 11,6$ (наиболее низкие значения для минералов группы

эшинита). Кроме того, ильменогорский бломстрандин отличается от известных приоритов (Минералы, т. II, вып. 3, стр. 374) самыми высокими содержаниями тория (7,93% ThO_2) и низкими — ниобия (15,08% Nb_2O_5).

Бломстрандин приурочен к кварцсодержащим образованиям щелочных метасоматитов Урала; в Ильменах ассоциирует с цирконом, пирохлором, эшинитом, магнетитом; в Борсуксае — цирконом и торитом.

Бербанкит (Ce, Na, Ca, Ba, Sr) (CO₃)

Из редкометалльных карбонатов в щелочных метасоматитах Урала известны четыре минерала: два простых карбоната — бербанкит и стронцианит, один — фтор-карбонат (бастнезит) и один водный карбонат — анкилит. В основном они известны в метасоматических породах поздних стадий процесса Западно-Уральского поля и Вишневых гор; отмечаются также с отдельными константами в полярно-уральских (Апельцин и др., 1967) и борсуксайских метасоматитах. Наиболее распространенным из них является бастнезит, остальные встречаются крайне редко.

Бербанкит характерен для флогопит-альбит-канкринитового замещающего комплекса и содалит-канкринитовых прожилков выполнения эгирин-полевошпатовых апокарбонатных метасоматитов Западно-Уральского поля (Ефимов, Еськова, Катаева, 1969; Ефимов, Еськова, 1973). Он образует монокристаллические выделения неправильной и округлой формы размером до $1 \times 0,6 - 0,8$ см; реже встречается в виде мономинеральных прожилков до 5 мм мощности, сложенных зернистым агрегатом. Цвет минерала для свежих разностей бледно-зеленый и зеленовато-желтый; для разрушенных (замещенных вторичным анкилитом) желтовато-розовый и буровато-красный. Рентгенограмма порошка ($a_0 = 10,57$, $c_0 = 6,43$) идентична рентгенограмме бербанкита из карбонатитов Вуориярви (Бородин, Капустин, 1962). Уд. вес 3,50; $N_0 = 1,629$, $N_e = 1,621$.

Отличительной особенностью его состава (табл. 17, ан. 1) является присутствие значительного количества воды (3,94% H₂O) и небольшой дефицит в катионной части: (Na_{0,33}Sr_{0,18}Ca_{0,13}TR_{0,09})Ba_{0,06})_{0,88} [(CO₃)_{0,77}(OH)_{0,23}], вызванный выщелачиванием катионов при гидратации минерала. Состав р.з.э. не обнаруживает существенных различий с составом в бербанкитах других месторождений: La_{30,5}Ce_{41,9}Pr_{3,4}Nd_{22,9}Sm_{0,6}Eu_{0,1} (Ресога, Керг, 1953; Бородин, Капустин, 1962; Здорик, 1966; Жабин, 1966; Тихоненкова, Казакова, 1964).

Бербанкит ассоциирует с минералами поздних процессов: канкринитом, содалитом, анальцитом, кальцитом, нейборитом и сульфидами. Находка его в этой ассоциации показывает, что минерал может образовываться не только из щелочно-карбонатных растворов послемагматической стадии формирования карбонатитов, но и при воздействии щелочных растворов на осадочные карбонатные породы.

Стронцианит SrCO₃

Крайне редок. Встречается в Вишневых горах (Еськова и др., 1964) и метасоматитах Западно-Уральского поля (Ефимов, Еськова, 1973). Вишневогорский стронцианит локализован в кварц-кальцитовых прожилках выполнения, относящихся ко второй фазе карбонатизации, в пироксеновых фенитах экзоконтактной зоны щелочной

интрузии; западно-уральский минерал в альбититах апокарбонатных метасоматитов.

В Вишневых горах минерал образует радиально-лучистые агрегаты, диаметром до 5 см, сложенные призматическими индивидами, размером до 3 см; в Западно-Уральском поле - выделения неправильной формы до 2×1 см. Бесцветный, в мелких зернах, прозрачный (вишневогорский); светло-коричневый (западно-уральский). Двухосный, отрицательный; $n_g = 1,665$, $n_p = 1,516$ (вишневогорский). Рентгенограмма обоих образцов аналогична рентгенограмме эталонного стронцианита.

По составу (см. табл. 17, ан. 2) вишневогорский стронцианит относится к кальциевой разновидности (7,66% CaO) и близок к кальциостронцианиту из Тироля (7,36% CaO), Кара-Оба (5,96% CaO) и Вирджинии (8,10% CaO) (Ермилова, Сендерова, 1959; Dietrich, 1960). В Вишневых горах стронцианит ассоциирует с кальцитом, кварцем, рутилом, стильбитом, гармотомом; для западно-уральского минерала характерна ассоциация с альбитом, флогопитом.

Бастнезит $CeFCO_3$

Отмечается почти во всех полях щелочных метасоматитов (Западно-Уральском, Полярно-Уральском, Вишневогорском, Потанинском, Сугомакском, Борсуксайском), но в небольших количествах. Он обнаружен в целом ряде парагенетических образований, относящихся к различным стадиям щелочного метасоматоза;

1) в апофенитовых микроклинитах и микроклиновых прожилках выполнения, развитых в фенитовом ореоле (щелочных интрузий (Сугомакское и Вишневогорское поля);

2) в апофенитовых альбититах, в альбитизированных щелочных и фенитизированных гранитных пегматитах экзоконтактной зоны щелочных интрузий (Вишневые и Потанинские горы, Борсуксай);

3) в поздних гематит-анкерит-кальцитовых карбонатитах (Западно-Уральское поле);

4) в кварцевых и кальцитовых прожилках выполнения, относящихся ко второй фазе карбонатизации (Вишневые горы);

5) в карбонат-хлорит-кварцевых прожилках (Полярный Урал);

6) в арфведсонит-кварцевых прожилках фенитового ореола (Вишневые горы).

В большинстве своем, наряду с чевкинитом, является типоморфным аксессуарным минералом экзоконтактных метасоматических процессов миаскитовых комплексов Урала; в Западно- и Полярно-Уральских метасоматитах - очень редкий минерал позднего процесса карбонатизации.

Минерал образует монокристалльные зерна, толстотаблитчатые кристаллы и ядра концентрически зональных бастнезит-ортитовых ооидов размером до 2-3 см в поперечнике. Цвет красно-бурый, светло-коричневый, темно-медово-желтый, светло-желтый. Уд.вес 4,723-5,025. Диагностические межплоскостные расстояния:

3,60(9); 2,65(10); 2,07(9); 2,03(9); 1,91(9); 1,68(6); 1,303(6). Оптически одноосный, положительный. $n_e = 1,790-1,825$; $n_o = 1,718-1,723$.

Химический состав (см. табл. 17, ан. 3-6) близок к теоретическому и составу этого минерала из других щелочных комплексов: Бастнез (Швеция), Маунтин-Пасс (Калифорния) и др. Отмечаются незначительные примеси CaO (0,15-0,60%), Al_2O_3 (0,10-1,18%) Fe_2O_3 (0,30-0,40%), SiO_2 (0,0-0,99%) и ThO_2 (0,60-0,70%). Возможен изоморфизм CaTh \rightarrow 2Ce. Бастнезит имеет селективно щелочный состав: $La_{29,0-39,0}Ce_{49,0-54,5}Pr_{3,0-3,3}Nd_{7,7-10,9}Sm_{0,1-0,6}Eu_{0,0}Gd_{0,7-0,3}Tb_{0,0}Dy_{0,05-0,1}$.

В микроклинитах и микроклиновых прожилках для бастнезита характерен парагенезис с минералами группы торита, монацитом, церитом, ортитом; в альбититах и альбитизированных щелочах и фенилизированных гранитных пегматитов - с бритолином (лессингитом), тернебомитом, церитом и ортитом; в поздних карбонатитах - с гематитом, кальцитом, анкеритом, монацитом, сульфидами (пиритом, сфалеритом, галенитом и др.); в кварцевых и кальцитовых прожилках - с эгирин-авгитом, торитом, брукитом, рутилом, анатазом; в карбонато-хлорито-кварцевых прожилках - с кальцитом, халцедоновидным кварцем, анкеритом, сидеритом, ортитом, шеелитом, вольфрамитом, сульфидами (молибденитом, галенитом, сфалеритом, пиритом); в арфведсонит-кварцевых прожилках - с кальцитом, чевкинитом, эшинитом и пиритом.

Бастнезит редко замещается рабдофанитом (Халезова, Назаренко, 1959), гипергенным бастнезитом, церитом (Свяжин, 1962).

Анкилит $CeSr(CO_3)_2(OH) \cdot H_2O$

Изучен только в апокарбонатных метасоматитах Западно-Уральского поля (Ефимов, Еськова, 1973). Его образование связано с карбонатизацией эгирин-полевошпатовых метасоматитов. Он локализован в поздних кальцитовых прожилках выполнения, где представлен мелкими (до 0,1 мм) округлыми выделениями и образует псевдоморфозы и корки по бербанкиту. В первом случае цвет зеленовато-желтый, во втором красно-бурый. Оптически двусосный, отрицательный. $n_g = 1,740$, $n_p = 1,636$. Рентгенограмма порошка идентична эталонной; отмечается лишь некоторый сдвиг межплоскостных расстояний. Из-за мелкого размера выделений не удалось химически охарактеризовать состав анкилита. Встречается совместно с кальцитом, пиритом, пирогином, сфалеритом и галенитом.

Монацит (Ce, La, Nd) $[PO_4]$

Встречен в микроклинитах, альбититах почти всех полей метасоматитов, в концентрически зональных ороидах монацит-бритолино-апатит-ортитового типа в связи с процессом карбонатизации (Вишневые горы, Борсуксай), в биотит-кальцитовых прожилках в

миаскитах, фенитах и амфиболитах. Наиболее характерный аксессуарный минерал метасоматитов миаскитовых комплексов.

Он образует ядра в овоидах до 2 см в поперечнике и ксеноморфные выделения желтого и буровато-красного цвета. Уд. вес 5,12-5,18. Межплоскостные расстояния вишневогорского монацита идентичны эталонным. Минерал двуосный, положительный. $N = 1,758$; $2V$ - небольшой.

Химический состав монацита (см. табл. 17, ан. 7,8) обычный для этого минерала (61,54-65,78 TR_2O_3 , 1,31-4,78% ThO_2 и 29,36-30,53% P_2O_5). Состав редких земель из различных ассоциаций характеризуется ярко выраженным цериевым максимумом: $La_{30,6-39,0}Ce_{51,0-58,2}Pr_{2,0-3,4}Nd_{6,8-8,7}Sm_{0,1-0,3}Eu_{0,0}Gd_{0,1-0,6}Tb_{0,0}Dy_{0,1-0,3}Ho_{0,0}Er_{0,3}Tu_{0,0}Yb_{0,2}$. $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3$ от 121,5 и выше. Характерной его особенностью является постоянная ассоциация с другими редкоземельными минералами: ортитом, эшинитом, чевкинитом, TR-апатитом, бастнезитом и др. В западно-уральских карбонатитах он встречается в ассоциации с кальцитом, анкеритом, гематитом, кварцем, бастнезитом, ортитом, бритолиитом, колумбитом и сульфидами (пиритом, сфалеритом, галенитом).

В миаскитовых комплексах наиболее часто встречается в альбититах и альбитизированных щелочных и фенитизированных граничных пегматитах, где находится в тесном парагенезисе с TR-апатитом, ортитом, эшинитом, образуя концентрически зональные агрегаты редкоземельных минералов с постоянной сменой минералов от центрального ядра к периферии: монацит \rightarrow TR-апатит \rightarrow ортит \rightarrow эшинит \rightarrow ильменорутил.

В кальцитовых прожилках среди амфиболитов в ассоциации с амфиболом, биотитом, титаномagnetитом и чевкинитом развивается по последнему; в доломитовых прожилках среди серпентинитов монацит ассоциирует с титаномagnetитом, ильменитом.

Цероапатит $(Ca, Ce)_{10}P_6O_{24}(F, OH)_2$

Крайне редок. Встречается в виде тонкой прерывистой оторочки (0,5-1,0 мм) в составе монацит-апатит-ортитовых концентрически-зональных агрегатов редкоземельных минералов в альбититах Вишневогорских гор. Содержит 5,33% TR_2O_3 , в то время как в обычных апатитах из метасоматитов содержание р.з.э. значительно более низкое: 1,63% в западно-уральских и 0,90-1,66 в вишневогорско-ильменогорских метасоматитах (Еськова и др., 1964). Состав р.з.э. в цероапатите селективный цериевый: $La_{20,0}Ce_{47,0}Pr_{5,6}Nd_{20,0}Sm_{1,5}Eu_{0,1}Gd_{0,6}Tb_{0,06}Dy_{0,5}Ho_{0,15}Er_{0,45}Tu_{0,07}Yb_{0,0}Lu_{0,06}Y_{5,0}$ с $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3 = 14,7:1$.

Рабдофанит $\text{CePO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Очень редкий минерал; был встречен только в кварцевом прожилке среди пироксеновых фенитов экзоконтактовой зоны щелочной интрузии Вишневых гор (Халезова, Князева, 1960).

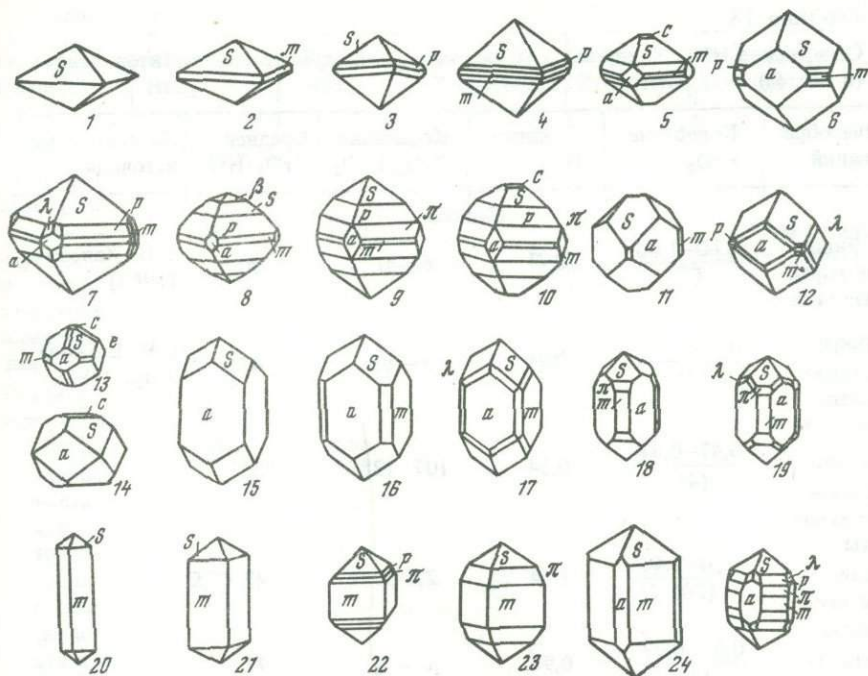
Он образует плотные зеленовато-желтые корочки вокруг зерен бастнезита; в последних нередко развивается по трещинкам. Дебаеграмма аналогична таковой синтетического рабдофанита. Диагностические межплоскостные расстояния: 3,08(10; 111; 200); 2,85(10; 012); 2,13(7; 003); 1,954(7; 301); 1,864(6; 212). Оптически одноосный, положительный. $n_e = 1,748$; $n_o = 1,721$.

По химическому составу вишневогорский рабдофанит близок к минералу из Ловозера (табл. 17, ан. 9); отличается от него несколько большими содержаниями CaO (4,0%), Fe_2O_3 (2,38%) и отсутствием ThO_2 . По составу р.з.э. занимает промежуточное положение между ловозерским и украинским рабдофанитом: $\text{La}_{27,0}\text{Ce}_{49,0}\text{Pr}_{5,0}\text{Nd}_{17,0}\text{Sm}_{1,0}\text{Eu}_{0,1}\text{Gd}_{0,4}\text{Dy}_{0,2}$. По сравнению с бастнезитом он содержит меньше La и Ce и больше Pr, Nd и Sm; в нем также присутствуют Eu, Ga и Dy, которых нет в первичном бастнезите. Минерал гипергенный.

Циркон ZrSiO_4

Типоморфный акцессорный минерал альбититов всех полей. Представлен цирконом, малаконом, цирколитом, редко гиацинтом (альбитизированные гранитные пегматиты Ильмен).

Основная масса циркона в миаскитовых комплексах Урала связана с развитием постмагматической стадии альбитизации. Минерал отмечается: 1) в альбитизированных миаскитах и щелочных пегматитах, 2) в альбитизированных фенитах и фенитизированных гранитных пегматитах, 3) в альбититах, развитых по всем типам пород, 4) в гидротермальных кварц-арфведсонитовых прожилках. Наиболее распространенной формой его выделения являются кристаллы разнообразного габитуса. Различают три главных типа циркона (Шафрановский, 1933; Халезова, 1963; Честноков, 1960; Волошин, 1965; Еськова и др., 1964): 1) дипирамидальный; 2) изометричный и 3) призматический (фиг. 31). Дипирамидальный циркон характерен для образований, развитых в пределах миаскитовой полосы. Имеется два типа дипирамидальных цирконов: а) ауэрбахитовый, состоящий только из дипирамиды (111) слабо развитой призмы (110) и б) дипирамидальный, состоящий из двух или трех дипирамид — (111), (221) и (221) или (331). Изометричный циркон типоморфен для альбититов, альбитизированных щелочных и гранитных пегматитов экзоконтактовой фенитовой зоны щелочных интрузивов. Призматический циркон свойствен гранитным пегматитам во вмещающих породах, незатронутых щелочной альбитизацией. Среди него различается два типа: а) цирконовый — с развитием граней призмы (110) и дипирамиды (111) и б) ги-



Фиг. 31. Кристаллы циркона Вишневых-Ильменских гор (Еськова и др., 1964)

1-6 - миаскитовые пегматиты, 7-10 - альбитизированные гранитные пегматиты, 11-19 - альбитизированные миаскитовые пегматиты и альтиты, 20-25 - гранитные пегматиты во вмещающих породах

цинтовый с развитием грани призмы (010) и пирамиды (111), а также кристаллов, обладающих двумя этими призмами и дипирамидой.

Размер кристаллов циркона от микроскопических до 1-2 см, редко больше; наиболее распространенный размер в 0,5-1 см. Цвет различный: бесцветный, молочно-белый, желтый, серый, гиацинтовый-красный; бурый и даже черный. Уд. вес. 4,578-4,80. Твердость 965-1416 кг/мм² (определения С.И. Лебедевой). Обычно имеет кристаллическое строение: $a_0 = 6,6164$; $c_0 = 6,0150$ (ильменогорский; Кретанович, 1958). Оптически одноосный, положительный. $n_0 = 1,900-1,918$.

Малакон и циртолит пользуется по сравнению с цирконом незначительным распространением. Эти разновидности с повышенным содержанием U, Th, TR и воды характерны в основном для экзоконтактовой зоны щелочных массивов, где образуются при альбитизации щелочных пегматитов (малакон) и гранитных пегматитов (циртолит). Для них типичны несовершенные с искаженными гранями

Таблица 18

Содержание HfO_2 в цирконах и малаконах щелочных метасоматитов Урала (в вес. %)

Типы образований	Колебание HfO_2	Среднее HfO_2	Колебание $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$	Среднее $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$	Литературный источник
<i>Циркон</i>					
А. Вишневые горы: Миаскиты	$\frac{0,80-1,00}{(7)}$	0,93	65-81	70	Е.Б. Халезова (1963)
Перекристаллизованные миаскиты	$\frac{0,95-1,00}{(3)}$	0,98	65-68	67	Е.М. Еськова и др. (1964)
Альбитизированные миаскиты	$\frac{0,47-0,61}{(4)}$	0,54	107-138	120	
Щелочные пегматиты	$\frac{1,10-2,40}{(20)}$	1,64	27-59	42	
Альбитизированные щелочные пегматиты	$\frac{0,87-0,97}{(3)}$	0,91	67-74	71	
Альбититы по щелочным пегматитам	$\frac{0,90-1,30}{(4)}$	0,89	56-89	75	
Фениты	$\frac{1,7}{(1)}$	1,7	38	38	
Фенитизированные и альбитизированные гранитные пегматиты	$\frac{1,10-1,20}{(4)}$	1,18	54-59	55	
Альбититы по гранитным пегматитам	$\frac{0,73-1,15}{(10)}$	1,09	50-72	52	
Кварц-арфведсонитовые прожилки	$\frac{1,20}{(1)}$	1,20	54	54	

Окончание табл. 18

Типы образований	Колебание HfO ₂	Среднее HfO ₂	Колебание ZrO ₂ /HfO ₂	Среднее ZrO ₂ /HfO ₂	Литературный источник
<i>Малакон</i>					
Б. Полярный Урал: Ранняя генерация из микроклиновых альбитов	1,80	1,80	—	+	Ф.Р. Апельцин и др. (1967)
Поздняя генерация: слюдяные разности альбитов	2,70	2,70	23	23	
эгириновые разности альбитов с флюоритом	2,30	2,30	27	27	
кварцево-слюдяные альбиты	2,93	2,93	21	21	
альбит-микроклиновая мелкозернистая порода	3,00	3,00	13	13	

кристаллы дипирамидального и призматического габитуса, более низкие значения уд.веса (4,39–4,54), показателей преломления, изотропность (метамиктность).

В альбититах Полярного Урала развит малакон двух генераций. Более ранний возникает в конце стадии микроклинизации, более поздний – при альбитизации. Малакон I представлен грязно-серыми и буровато-серыми корродированными лейстовым альбитом, кварцем

и флюоритом скелетными зернами или кристаллами с каймой малакона II. Последний кроме того образует самостоятельные мелкие кристаллы дипирамидальной формы и светло-буровато-серой окраски. Уд. вес. 4,41-4,44. Метамиктный (Апельцин и др., 1967).

Для метасоматитов Западно-Уральского поля типоморфен очень тонкозернистый агрегатный циркон коричневого цвета и более поздний светлый малакон. Они образуют довольно крупные (2×3 см) выделения неправильной или изометричной формы, состоящих из очень мелких изометричных зерен. Редко встречаются дипирамидальные кристаллы. Иногда присутствует реликтовый призматический циркон вишневого цвета, типичный для первичных пород вулканических брекчий трахи-андезито-базальтов (Ефимов, Еськова, 1973). Циркон и малакон приурочен к альбитизированным участкам метасоматитов.

В настоящее время достаточно полно химически охарактеризованы цирконы и малаконы миаскитовой полосы Вишневых-Ильменских гор; в остальных полях имеются только одиночные анализы этих минералов или они совсем отсутствуют. Химический состав циркона довольно однообразен. Поэтому нет смысла приводить химические анализы цирконов вообще, а только ниже дать изменение содержаний в них элементов примесей.

Наиболее типоморфной примесью для циркона является HfO_2 (табл. 18). В цирконах Вишневых гор содержание HfO_2 варьирует от 0,47 до 2,40%. При этом независимо от того, по каким образованиям щелочного комплекса развивается альбитизация, цирконы альбитизированных разностей всегда содержат меньше гафния. Отношение $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ колеблется в пределах 43-120:1, и в соответствии с низким содержанием гафния в альбититах (0,47-1,20 HfO_2) оно - наиболее высокое для цирконов послемагматических альбититов. Из других примесей в цирконах Вишневых гор присутствуют низкие содержания TR_2O_3 (0,0-0,64%), $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ (0,02-0,26%) и ThO_2 (до 0,81%).

Цирконы Ильмен по содержанию элементов-примесей близки к вишневогорским (Сплошнова, 1974). Малаконы полярноуральских альбититов (Апельцин и др., 1967) по сравнению с цирконами более обогащены HfO_2 (1,80-3,00%), TR_2O_3 (0,60-1,04%), Nb_2O_5 (1,20-1,40%), T_2O_5 (0,25-0,27%), ThO_2 (0,50-1,39%) и UO_3 (0,09-0,11%). В ранней генерации малакона окиси гафния меньше (1,80%), чем в поздней (2,3-2,7%), $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ отношение при этом заметно понижается (13-27; в среднем равно 21). Вишневогорские цирконы имеют иттриевый состав р.з.э. с иттербиевым максимумом: с отношением $\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3/\Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3 = 6,4$. При этом характерно примерно равное содержание иттрия и элементов группы иттриевых земель. Полярно-Уральские метасоматиты имеют только малаконы с р.з.э. только иттриевой группы.

Циркон во всех типах образований имеет метакристаллическое происхождение; в арфведсонит-кварцевых прожилках кристаллизует-

ся в трещинных полостях, где образует друзовидные агрегаты. Для щелочных комплексов Вишневых-Ильменских гор и Борсукса характерна ассоциация с альбитом, биотитом, пироксеном, ильменитом, реже эгирином, сфеном, ортитом, чевкинитом, эшинитом, торитом и др. (альбитизированные и фенитизированные гранитные пегматиты). В кварц-арфведсонитовых прожилках он ассоциирует с арфведсонитом, чевкинитом, реже торитом. В Полярно-Уральских метасоматитах малакон ранней генерации ассоциирует с микроклином, фенгитом, ранним фергусонитом, самарскитом; поздний — с лейстовым альбитом, поздним фергусонитом, кварцем, мусковитом-цинвальдитом, реже с эгирином, рибекитом, пломбопироксеном, магнетитом-гематитом и ферримусковитом. Западно-Уральский циркон и малакон находятся в ассоциации с эгирином, альбитом, железистым флогопитом, уранпироксеном, реже эшинитом, ильменитом и ильменорутилом.

Минералы группы торита $\text{Th}[\text{SiO}_4]$

Среди минералов этой группы представлены: по цвету — торит и оранжит; по составу — торит, торогуммит и TR-торогуммит. Наиболее широкое распространение имеют торогуммиты (гидроксилсодержащая и гидротированная разновидность минералов группы торита), являющиеся продуктом изменения первичных торитов.

Торит, как редкий акцессорный минерал, известен: в Вишневых горах в перекристаллизованных пегматоидных миаскитах, развитых на переднем фронте зон альбитизации; в альбитизированных гранитных пегматитах Ильмен, совместно с оранжитом; в альбитизированных миаскитах (торит), а также либнеритизированных их разновидностях и альбититах (оранжит) Борсукса; в альбититах Полярного Урала и Западно-Уральского поля.

Минерал образует дипирамидально-призматические несовершенные кристаллы (от микроскопически мелких до 1-3 см длины), их сростки (Борсуксай), реже мелкие (1-2 мм) изометричные зерна. Оранжит обычно представлен мелкими точечными включениями и зернами. Цвет сургучно-красный, красновато-бурый, ярко-желтый и оранжевый (оранжит). Уд. вес у слабо гидротированных (вишневогорских) разновидностей до 6,28; у метамикт и гидротированных образцов ниже (4,1-4,2). Последние уже относятся к торогуммитам. Торит в большинстве своем рентгеноаморфный. При прокаливании вишневогорский образец восстанавливает структуру, близкую к безводному синтетическому ториту, (Frondel, 1958). Диагностические межплоскостные расстояния: 3,53 (8; 200); 2,68 (4,5; 112); 1,83 (10; 312). Метамиктный. $N > 2,10$ (вишневогорский).

По химическому составу (табл. 19, ан. 1-3) ториты представлены безжелезистыми (вишневогорские) или маложелезистыми (Полярно-Уральские; 1,27-2,53% Fe_2O_3) разновидностями с небольшим содержанием H_2O (вишневогорские) или гидротированными Полярно-Уральскими (9,55% п.п.). Соотношение компонентов в вишневогор-

Таблица 19

Химический состав (в вес. %) минералов группы торита и хаттонита

Компоненты	Торит			Торогуммит	ТР-торогуммит
	1	2	3	4	5
CaO	0,40	2,38	1,26	2,20	3,39
MgO	0,30	Не обн.	Не опр.	0,09	1,36
MnO	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	0,25
FeO	Не обн.	"	"	1,46	Не обн.
PbO	0,72	"	"	0,54	1,92
Al ₂ O ₃	Не обн.	2,76	3,35	1,44	3,55
Fe ₂ O ₃	0,18	1,27	2,53	4,55	4,62
TR ₂ O ₃	0,96	Не опр.	4,26	0,25	10,93
SiO ₂	18,23	19,38	18,60	16,86	14,63
TiO ₂	Следы	Не опр.	Не опр.	Следы	0,10
ZrO ₂	Не опр.	1,25	"	Не опр.	Не опр.
ThO ₂	77,29	57,28	51,56	61,04	45,32
UO ₂	—	—	—	0,40	—
U ₃ O ₈	Не обн.	0,19	2,50	—	1,89
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,80	0,68
H ₂ O ⁺	Не обн.	5,59	"	2,14	4,03
H ₂ O ⁻	1,41	1,85	"	8,47	7,48
П.п.п.	—	—	9,55	—	—
Сумма	99,49	(92,40)*	98,76*	101,01*	100,15*
				0,34	0,29
-O=F ₂	—	—	—	100,67	99,86
Аналитик	М.Е.Казакова	Г.Синюгина		М.Е.Казакова	
Уд.вес.	6,28	—	—	4,44	—
Литературный источник	Еськова и др. (1964)	Апельцин и др. (1967)		Еськова и др. (1964)	

* В том числе: 2 — 0,50% Nb₂O₅ и 0,032% Ta₂O₅; 3 — 0,10% Nb₂O₅ и 0,05% Ta₂O₅; 4 — 0,77 BaO; 5 — 0,023% Nb₂O₅ и 0,019% Ta₂O₅.

1 — янтарно-желтый из перекристаллизованных миаскитов Вишневых гор; 2 — из микроклиновых альбититов Полярного Урала; 3 — из альбитизированных гранито-гнейсов Полярного Урала; 4 — кварцево-кальцитовых прожилков Вишневых гор; 5 — из альбитизированных фенитизированных гранитных пегматитов фенитового ореола Вишневых гор.

ском торите почти точно соответствует теоретическому составу этого минерала. Полярно-Уральские ториты отличаются от вишневогорских меньшими содержаниями ThO_2 и большими CaO , TR_2O_3 , U_2O_3 , Fe_2O_3 и воды (см. табл. 19, ан. 1-3).

Типоморфными ассоциациями для торита являются: в Вишневых горах - альбит, ортит, эшинит, сфен, флюорит; в Борсуксае - альбит, циркон, эгирин, флюорит, бастнезит, магнетит, биотит (Волошин, 1964); в Полярном Урале - хлорит, лепидомелан, ортит и сульфиды; в Ильменах - альбит, кварц, эгирин, циркон, малакон, чевкинит, магнетит, сфен, апатит и др.

Торогуммит изучен в Вишневых горах (Еськова и др., 1964), хотя большинство торитов из других полей метасоматитов, судя по физическим и оптическим свойствам, относятся к этой разновидности минералов группы. Он был встречен в кальцитовых и кварц-кальцитовых прожилках второй фазы карбонатизации фенитового ореола в виде призматических тетрагональных темно-коричневых кристаллов, размером до $0,3 \times 0,3 \times 1,5$ см.

В центральных частях отдельных кристаллов были обнаружены реликтовые зерна первичного торита (прозрачный, бесцветный, оптически анизотропный - одноосный положительный, $n_g = 1,715$ и $n_p = 1,682$; неметамиктный). Торогуммит слабо прозрачен или не прозрачен, метамиктный, частично изотропен с $n_g = 1,709$ и $n_p = 1,690$, уд. вес 4,31-4,80. Чаше всего рентгеноаморфен, иногда обнаруживает кристаллическое строение без прокаливания. Параметры элементарной ячейки у природных образцов торогуммита: $a_0 = 7,11$ и $c_0 = 6,29$; прокаленных - $a_0 = 7,08$ и $c_0 = 6,33$ близки к синтетическому ThSiO_4 ($a_0 = 7,14$; $c_0 = 6,32$) Диагностические межплоскостные расстояния: 4,61 (10); 3,55 (10); 2,68 (10); 2,21 (6); 1,823 (8).

Химический состав торогуммита (см. табл. 19, ан. 5), в отличие от торита, характеризуется высокими содержаниями воды, пониженными ThO_2 и повышенными CaO , Fe_2O_3 .

Минерал в Вишневых горах ассоциирует с ильменитом, барилитом и бастнезитом.

Цероторогуммит открыт А.Г. Жабиным и Г.Н. Мухитдиновым (1959, 1960) в альбитизированных фенитизированных пегматитах фенитового экзоконтактового ореола Вишневых гор. Он представлен либо мелкими неправильными выделениями, либо тонкими номинеральными прожилками, темно-бурого и шоколадно-бурого цвета.

Под микроскопом состоит из идиоморфных призматических бесцветных и прозрачных анизотропных кристаллов, сцементированных стекловатым изотропным ториевым веществом.

Для минерала характерно содержание TR_2O_3 (10, 93%) и воды (11,51% H_2O^\pm). Типоморфной ассоциацией является эгирин, кварц, альбит, сфен, циркон, пирохлор, чевкинит.

Хаттонит $\text{Th}[\text{SiO}_4]$

Редкий минерал, изоструктурен с монацитом. Как минералогическая редкость был отмечен в альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах Вишневых гор (Еськова и др., 1964); более широко представлен в метасоматитах Сугомакского поля (данные Е.Ф.Зив и др., 1951). В последнем случае развит хаттонит и фосфато-силикаты ряда хаттонит-монацита: фосфорхаттонит и феррифосфорхаттонит. Наиболее широко распространены фосфорсодержащие разновидности минерала.

Минерал в Вишневых горах образует мелкие коломорфные зерна желтого цвета. В Сугомакском поле хаттонит и его разновидности представлены хорошо выраженными призматическими (тетрагональными) кристаллами размером 1-2 мм, редко 8-10 мм; их сростками, иногда зернистыми агрегатами. Хорошо развиты грани призмы (110) и пирамиды (111). Окраска неоднородная даже в пределах одного зерна и варьирует от темно-бурого до светло-желтого, зеленовато-желтого. Уд. вес 3,897-4,65 (хаттонит), 3,872-3,966 (фосфорхаттонит) и 4,225 (феррифосфорхаттонит). Резкое увеличение удельного веса после прокаливания (4,83-5,80) свидетельствует о высокой степени гидратации минерала. Рентгеноаморфен; после прокаливания дает дебаеграмму, аналогичную моноклинному силикату тория - хаттониту. Обычно метамиктный; редко наблюдается тонкоагрегатные анизотропные участки. $N = 1,680$ (хаттонит), 1,628-1,644 (фосфорхаттонит) и 1,636-1,688 (феррифосфорхаттонит).

Химический состав хаттонита (табл.19) и его разновидностей варьирует в широких пределах. Наблюдаются следующие колебания главных компонентов (16 анализов; вес. %): 43,32-59,12 ThO_2 , 0,99-5,72 U_3O_8 , 0,44-5,20 TR_2O_3 , 0,44-4,72 CaO , 1,14-10,0 Fe_2O_3 , 2,20-14,43 SiO_2 , 3,18-11,96 P_2O_5 , 0,22-8,66 H_2O и 7,40-13,24 п.п.п. В отличие от теоретического состава сугомакский минерал более беден ThO_2 и SiO_2 и обогащен P_2O_5 , Fe_2O_3 , TR_2O_3 и U_3O_8 .

Характерна ассоциация: в Сугомаке с микроклином, альбитом, бастнезитом, церитом, цирконом, пирохлором, биотитом, арфведсонитом; в Вишневых горах - с биотитом, альбитом, чевкинитом, торитом, пирохлором, цирконом и торинитом. Образует сростки с цирконом и пирохлором; торинит развивается по трещинкам в хаттоните (Вишневые горы). Сугомакский хаттонит является вторичным минералом по тетрагональному ториту. Образует по нему псевдоморфозы. С поверхности покрыт землистыми буровато-желтыми, светло-желтыми и зеленоватыми корками, ближе неизученными.

Гадолинит $\text{Y}_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2$

Очень редкий минерал: встречается только в Полярно-Уральских и Борсуксайских метасоматитах (Апельцин и др., 1967; Волошин, 1965). На Полярном Урале он локализован в основном в слюдитах висячих боков залежей эгириин-микроклин-альбитовых метасоматитов; в Борсуксайском щелочном комплексе в участках альбитизированных

миаскитов и альбититов с наложением более поздних гранитоидных пород. Более изучен полярноуральский образец.

Гадолинит представлен идиоморфными призматическими кристаллами от 0,5 до 3–5 мм желтовато-серого и буровато-серого цвета. Форма кристаллов футлярообразная с ромбоэдрическими сечениями. Уд. вес 3,79. Низкий удельный вес указывает на значительные изменения минерала. Химический состав близок к кальциогодалиниту из Японии и из щелочных пегматитов Сибири, содержащих соответственно 11,91% и 7,15% CaO (Nakai, 1938; Кудрина, Кудрин, 1961). В анализе (в вес.%) отмечаются завышенные содержания кремнезема: 0,03 Na₂O; 7,50 BeO; 1,34 MgO; 7,29 CaO; 4,21 Fe₂O; 4,01 Al₂O₃; 43,28 TR₂O₃; 30,55 SiO₂; 1,40 TiO₂. Сумма 99,61 (микрхимический анализ Т.И. Столяровой). Образование минерала связано с выносом бериллия в экзоконтакты залежей альбититов; ассоциирует с фенгит-мусковитом и рutilизированным сфеном.

Церит Ce₃[SiO₄]₂(OH)

Очень редкий минерал. Встречен в Мочалином лугу Потанинских гор и в Вишневых горах в сходных образованиях – "овоидах" редкоземельных минералов в альбитизированных и фенитизированных гранитных и альбитизированных щелочных пегматитах (Зильберминц, 1930; Свяжин, 1956; Еськова и др., 1964) в фенитовом экзоконтактовом ореоле щелочной интрузии. Минерал образует неправильной формы мелкозернистые выделения и промежуточную зону между бастнезитовым ядром и периферической ортитовой оторочкой. Цвет коричнево-желтый. Иногда имеет зональное строение, обусловленное сростанием с тёрнебомитом. Уд. вес 4,896. $a_0 = 10,75$; $c_0 = 38,29$ Å. Оптически одноосный, положительный с малым $2V = 11^\circ$. $n_e = 1,825$; $n_o = 1,810$.

Химический состав церита из Мочалина лога (в вес. %): 0,15 (Na,K)₂O; 0,70 MgO; 1,27 CaO; 0,15 MnO; 0,50 Al₂O₃; 0,28 Fe₂O₃; 70,44 TR₂O₃; 15,60 SiO₂; 0,73 ThO₂; 7,86 CO₂; 0,94 F; 1,48 H₂O. Сумма 99,47 (-0,40 O=F) (Зильберминц, 1930). Повышенные содержания CO₂ связаны с примесью бастнезита. Состав р.з.э. селективный цериевый: La_{34,0–35,0} Ce_{51,0–54,0} Pr_{2,6–5,9} Nd_{11,5–20,0} Sm_{0,16–3,2} Eu_{0,0} Gd_{2,4} Tb_{0,6} Dy_{0,8} Ho_{0,0} Er_{1,6} Tm_{0,0} Yb_{0,0} Lu_{0,0} Y_{6,3}. $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3 = 9,8:1$.

Для минерала характерна ассоциация с бритолином (лэссингитом), ортитом, бастнезитом и особенно часто с тёрнебомитом. Наблюдаются сростания его с последним, реже ортитом (Вишневые горы).

Тёрнебомит (Ce, Al)₃[SiO₄]₂OH

Очень редок. Был встречен только в альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах в экзоконтактовой зоне щелочной миаскитовой интрузии юга Вишневогорского массива (Зильберминц, 1930; Свяжин, 1962).

Таблица 20

Химический состав бритолита, чевкинита и ортита (в вес. %)

Компоненты	Бритолит			Чевкинит			
	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не обн.
K ₂ O	"	"		"	"	"	"
MgO	0,03	0,13	0,17	0,22	0,50	Следы	1,82
CaO	12,69	14,00	11,71	3,34	2,39	3,50	4,03
MnO	0,06	Не опр.	0,88	0,32	0,31	0,59	1,17
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	9,06	11,65	10,44	8,70
Fe ₂ O ₃	0,19	0,43	0,65	3,84	3,52	2,28	7,08
Al ₂ O ₃	0,60	Не опр.	0,26	Не опр.	0,48	Следы	2,70
TR ₂ O ₃	59,35	60,60	59,13	41,80	43,87	41,93	32,30
SiO ₂	17,31	17,26	19,85	18,76	19,65	19,97	18,60
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	20,55	13,79	15,00	15,00
ThO ₂	"	1,40	"	1,50	2,20	2,62	3,70
ZrO ₂	"	Не опр.	"	Не опр.	0,01	0,28	0,03
Nb ₂ O ₅	"	"	"	"	"	"	"
Ta ₂ O ₅	"	"	"	Следы	0,48	2,44	2,00
P ₂ O ₅	4,86	2,74	1,13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
U ₃ O ₈	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"	"	"
H ₂ O ⁺	"	"	1,56	"	0,89	0,87	0,88
H ₂ O ⁻	2,84	2,00	0,38	"	0,16	"	Не опр.
F	2,05	Не опр.	0,54	"	Не опр.	Не опр.	Не обн.
CO ₂	Не опр.	"	0,35	"	"	"	"
П.п.п.	"	1,26	"	"	"	"	"
Сумма	100,67*	100,10	100,11	99,39	99,87	99,92	99,68
	-0,87		-0,23				
-O=F ₂	99,81		99,88				
Аналитик	З.В.Васильева	А.В.Быкова	Ю.Н.Книпович	М.Е.Казакова			-
Уд.вес	4,10	4,55	-	-	3,564	-	-
Литературный источник	Еськова и др. (1964)		Зильберминц (1930)	Еськова и др. (1964)			Авдонин и др. (1961)

*В том числе: 1 - 0,69% SrO; 7 - 0,30% PbO; 0,34% SnO₂; 0,03% WO₃; 8 - 1,03 PbO; 10 - 0,04% S.

1 - из пироксен-кварцевых прожилков в фенитах Вишневых гор; 2 - из бастнезит-бритолит-ортитовых овоидов Вишневых гор; 3 - из бастнезит-бритолит-ортитовых овоидов Мочалина лога; 4 - из кварц-арфведсонитовых прожилков в фенитах Вишневых гор; 5 - из карбонатных прожилков второй фазы карбонатизации в фенитах Вишневых гор; 6 - из альбитизиро-

Ниобочевкинит	Ортит						Манганортит
	8	9	10	11	12	13	
0,27	Не опр.	0,15	0,10	0,15	Не опр.	Не опр.	0,72
0,14	"	Не опр.	Не опр.	0,46	"	"	0,27
0,20	0,80	1,27	0,50	1,20	1,20	0,78	0,82
3,79	8,93	11,90	12,28	9,00	9,50	10,40	10,56
0,91	1,88	1,39	1,05	1,50	0,41	1,60	5,37
9,70	8,93	7,85	9,40	7,81	11,10	12,00	9,38
1,80	7,61	6,72	5,08	9,16	3,56	4,44	8,38
Не опр.	14,75	15,54	16,32	25,50	14,40	14,12	14,34
37,42	22,27	20,06	20,50	15,88	22,82	21,24	17,20
17,26	30,64	31,81	31,99	24,22	30,60	31,21	29,60
15,94	0,80	0,75	0,59	0,85	3,84	1,45	1,96
3,22	0,66	0,14	0,97	1,80	1,80	0,75	Не опр.
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"
7,40	"	"	"	"	"	"	"
Не опр.	"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"	"
0,27	1,55	1,93	1,25	1,40	0,80	"	1,08
0,16	Не опр.	0,62					
Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.
"	"	"	"	"	"	"	"
"	0,05	"	"	"	"	"	"
99,24	99,84	100,17*	100,01	99,93	100,05	(97,99)	99,68

575

К.А.Гонибесова	М.Е.Казакова	И.П.Алимарин	И.Д.Борнеман-Старынкевич	А.В.Быкова	З.Н.Бурова	—
—	3,79	3,90	3,58	3,75	3,78	4,00
Макарошкин и др. (1959)	Бонцтедт-Куплетская (1951)	Алима-рин, Ромм (1935)	Борнеман-Старыкевич (1940)	Еськова и др. (1964)	(1964)	Овчинников, Цимбаленко (1948)

ванных и фенитизированных гранитных пегматитов Вишневых гор; 7 — из тех же образований Увильды; 8 — из тех же образований ильмен; 9 — из альбитизированных и фенитизированных пегматитов Вишневых гор; 10 — то же Мочалина лога; 11 — то же Ильмен; 12 — из альбитизированных щелочных пегматитов Вишневых гор; 13 — из кальцитовых жил и прожилков Вишневых гор; 14 — из кварц-арфведсонитовых прожилков Вишневых гор; 15 — из альбитизированных щелочных пегматитов Вишневых гор.

Минерал образует мелкозернистые (до 1-2 мм) выделения зеленого цвета различных оттенков. Структура не изучена: $a_0 = 7,74$, $c_0 = 8,5 \text{ \AA}$ (Свяжин, 1962). Уд. вес 4,80. Оптически двусосный, положительный. Характерен плеохроизм в желтовато-зеленых (по Ng) и синевато-зеленых (Np) тонах. $n_g = 1,870-1,880$; $n_p = 1,845-1,850$. $2V = 18-40^\circ$.

Химический состав (в вес.%) близок к таковому из месторождения Бастнез: 0,92 MgO; 2,46 CaO; 10,11 Al₂O₃; 2,61 Fe₂O₃; 62,88 TR₂O₃; 20,33 SiO₂; 0,12 TiO₂; 0,78 H₂O. Сумма 100,21 (аналитик М.С. Гонибесова). Уральский минерал относительно обогащен CaO, Al₂O, Fe₂O₃ и обеднен SiO₂. Вторичный по цериту. Характерны параллельные сростания с ортитом.

Бритолит (Na, TR, Ca)₃F[(SiO₄, PO₄)₃]

Редкий фосфато-силикат редких земель и кальция встречен в метасоматитах миаскитовых комплексов Вишневых-Ильменских гор, Борсукская и Западно-Уральского поля (Зильберминц, 1930; Свяжин, 1956; Еськова и др., 1964). Особенно характерен для Вишневых-Ильменских гор, где отмечается в трех типах образований: альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах (Мочалин лог, Вишневые горы), в альбитизированных щелочных пегматитах, расположенных в фенитовом ореоле (Вишневые горы) и в зонах флюоритизации экзоконтакта миаскитовой интрузии.

Во всех образованиях бритолит является составной частью концентрически зональных агрегатов ("овоидов") редкоземельных минералов бастнезит-ортитового типа. Он располагается в этих агрегатах в промежуточной зоне - на контакте бастнезита с ортитом и находится в ассоциации с церитом и тернеболитом. Минерал образует здесь отдельные призматические зерна до 3 × 10 см, а также сплошную концентрическую зону. Цвет светло-розовый, красный и сургучно-коричневый. Уд. вес 4,10-4,55. Рентгеноаморфный. Прокаленный минерал восстанавливает кристаллическое строение. Диагностические межплоскостные расстояния: 2,879(9); 1,984(8); 1,935(6); 1,896(8); 1,852(5); 1,703(5). Метамиктный, оптически изотропный. Встречены слабоанизотропные участки, в которых минерал одноосный с $n_g = 1,752$ и $n_p = 1,748$.

Химический состав (табл. 20) уральского бритолита близок к составу классического гренландского бритолита. Отличие сводится только к более низким содержаниям P₂O₅ в наших образцах (1,13-4,86%, вместо 6,48). Состав р.з.э. La_{26,0-27,0}Ce_{38,0-47,0}Pr_{2,5-5,4}Nd_{9,2-25,0}Sm_{0,2-1,2}Eu_{0,0-0,3}Gd_{0,0-0,9}Tb_{0,1}Dy_{0,05-0,3}Ho_{0,04}Er_{0,1}Tu_{0,0}Yb_{0,15}Lu_{0,0}Y_{5,0} (3 анализа). Составы лантаноидов в бритолите Мочалина лога и Вишневых гор близки - 16,5-28,5:1.

Ассоциация бритолита во всех типах образований близка - бастнезит, ортит, церит, тернеболит. В флюоритовых образованиях для бритолита обычным парагенезисом является бастнезит+церит+ортит, а без флюорита: бастнезит+брилолит+торит.

Гентгельвин $Zn_4[BeSiO_4]_3S$

Очень редкий минерал. Был встречен в протолочках проб кальци- тизированных и окварцованных гематит-полевошпатовых и рибекит- альбитовых метасоматитов Западно-Уральского поля (Ефимов, Есь- кова, 1973). Диагностирован оптически и спектрально.

Гентгельвин образует красновато-бурые мелкие зерна неправиль- ной формы до 0,3-0,5 мм, редко кубического облика кристаллы. Изотропный. $N = 1,744$. Спектральным анализом установлены сильные линии Be и Zn, четкие линии Fe и Mn. Ассоциирует с квар- цем, кальцитом, колумбитом, бастнезитом, монацитом, ортитом, бритоли- том и сульфидами.

Барилит $BaBe_2[Si_2O_7]$

Редкий минерал. Впервые в СССР был открыт в Вишневых го- рах А.Г.Жабиным (Жабин, Казакова, 1960) в кальцитовых и кварц- кальцитовых прожилках фенитового экзоконтактового ореола, отно- сящихся ко второй фазе карбонатизации. Затем был обнаружен и изучен из эгириновых альбититов Западно-Уральского поля (Ефимов, Еськова и др., 1970).

Вишневогорский минерал представлен прозрачными бледно- голу- боватыми призматическими (2 × 5 мм) кристаллами с квадрат- ным сечением; Западно-Уральский - образует мелкие разрозненные бесцветные или белые с перламутровым блеском пластинчатые вы- деления с совершенной спайностью по (100) и {001}. Уд. вес 4,02 (вишневогорский). На вишневогорском материале удалось впер- вые расшифровать структуру барилита (Абрашев, Белов, 1962; Абрашев и др., 1964): ромбическая сингония $C_{2v} - Pn2_1a$ с $a_0 = 9,8$; $b_0 = 11,65$ и $c_0 = 4,63$ Å. Диагностические межплос- костные расстояния: 3,39(10;201); 2,93(10;221); 2,47(10;400); 2,35(8;002); 2,22(6;102); 2,08(6;411;122); 1,89(6;222); Оптически двуосный, отрицательный. $n_g = 1,695$ и $n_p = 1,690$ у Вишневогорского; $n_g = 1,706$, $n_p = 1,700$ и $2V_{Ng} = 68^\circ$ у Западно- Уральского.

Химический состав Вишневогорского и Западно-Уральского бари- лита соответственно (в вес.%): 16,54-15,05 BeO, 1,80-0,32 CaO, 42,90-46,12 CaO, 0,05-0,10 Fe₂O₃, 35,44-36,21 SiO₂, 1,96- 1,87 (п.п.п. и H₂O), 0,25 PbO (у Западно-Уральского); сумма 98,68-99,92 (аналитик: М.Е.Казакова и Н.Г.Шумкова) - близок к теоретическому и составу из других месторождений. Состав Западно-Уральского барилита больше всего $Ba_{1,02}Be_{1,99}/(Si_{2,0}O_{7,0,2})$ соответствует структурной формуле барилита (Yrberg, 1941; Smith, 1956; Абрашев, Белов, 1962).

В Вишневых горах барилит ассоциирует с кальцитом, кварцем, баритом, гармотомом, ильменитом; в Западно-Уральском поле мета- соматитов - с альбитом, кальцитом, сульфидами (пиритом, сфелери- том, галенитом, халькопиритом, молибденитом), флюоритом и

редкоземельными минералами (бербанкитом, бастнезитом и анкилитом).

Находка барилита на Урале в парагенезисе, близком к ассоциации крупного барилитового месторождения Силл-Лэйк - альбитизированные участки фенитизированных гнейсов (Heinrich, 1963) лишней раз указывает на возможность нахождения подобного типа месторождений в СССР.

Чевкинит $\text{Ce}_4(\text{Fe}, \text{Ti})_3(\text{TiO}_4)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$

Один из характерных аксессуарных минералов миаскитовых комплексов Вишневых-Ильменских гор (Макарошкин и др., 1959, 1960 и 1966; Честноков, 1961; Минеев и др., 1962; Еськова и др., 1964). Типоморфен для экзоконтактовой фенитовой зоны миаскитовых интрузивов, где наблюдается в следующих типах образований:

1) в альбитизированных фенитизированных гранитных пегматитах внешней периферической части зоны фенитизации (Ильмены, Вишневые горы, Увильды), в которых иногда принимают участие в строении концентрически зональных "овоидах" редкоземельных минералов бастнезит-ортитового типа;

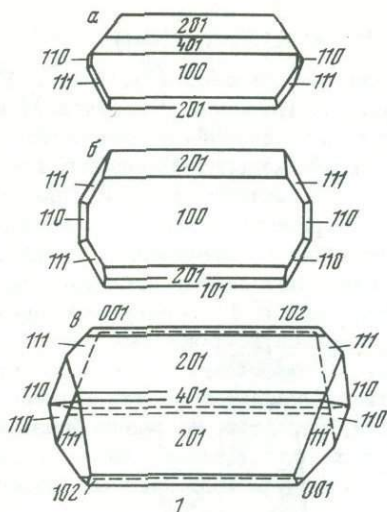
2) в концентрически зональных "овоидах" редкоземельных минералов монацит-ортитового типа среди прожилков альбититов, микроклинитов и слюдитов, залегающих в миаскитах (Вишневые горы);

3) в кальцитовых прожилках второй фазы карбонатизации среди фенитизированных вмещающих пород (Вишневые горы);

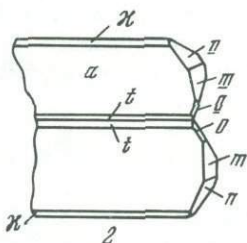
4) в арфведсонит-кварцевых прожилках среди пироксеновых фенитов (Вишневые горы).

Во всех типах образований чевкинит обычно образует несовершенные кристаллы от очень мелких до 8×10 см; реже зернистые агрегаты неправильной формы. Кристаллы большей частью (фиг. 32) имеют удлиненный вдоль оси "b" таблитчатый габитус (ильменский тип) в той или иной степени уплощены по $a(100)$ или по $c(100)$; в Вишневых горах встречены также кристаллы изометрического облика. Наиболее обычны грани $c(001)$, $a(100)$, $t(201)$, $n(\bar{2}01)$, $o(111)$, $n(\bar{1}11)$; менее развиты $m(110)$, $M(101)$ и $r(101)$. Распространены двойники (см. фиг. 32) по (001) . Цвет минерала бархатно-черный, в тонких осколках красно-бурый. Уд.вес 4,36-4,56. Обычно рентгеноаморфный; после прокаливании восстанавливает структуру: $a_0 = 13,32$; $b_0 = 5,71$ и $c_0 = 11,18 \text{ \AA}$. (Кумская и др., 1963). Диагностические межплоскостные расстояния: 3,156(8; 311); 2,85(7; 020); 2,702(10; 403); 2,163(8); 1,960(8). Чаще изотропен (метамиктный); участками двупреломляет. Плеохроизм сильный от темно-красновато-бурого, почти черного по N_g и N_m до светло-бурого по $N_p \cdot N = 1,93-1,94$ (для метамиктного); $n_g = 1,925$, $n_m = 1,920$ и $n_p = 1,902$. Двуосный, отрицательный.

В настоящее время химический состав уральского чевкинита изучен достаточно подробно. Имеется около полутора десятка полных



Фиг. 32. Кристаллы (1) и двойники кристаллов (2) чевкинита
1 - по Лабунцову,
2 - по Болдыреву



химических анализов. Его состав в большинстве своем (в вес.%) не отличается значительными колебаниями в содержаниях главных компонентов: 18,60–19,97 SiO₂; 13,79–20,55 TiO₂ и 40,22–43,87 TR₂O₃. В табл. 20 приводятся типичные анализы этого минерала из различных типов образований (Вишневые горы) и два аномальных состава из Увильды и Ильмен. В Увильдинском образце отмечаются аномально низкие содержания TR₂O₃ = 32,30% при повышенном содержании Th, Ca и Fe³⁺, в ильменогорском – 7,40 Nb₂O₅ (Nb – чевкинит).

Состав р.з.э. в минерале отличается большим постоянством – селективно цериевый: La_{3,0–34,50} Ce_{52,0–53,0} Pr_{3,0–3,5} Nd_{8,5–12,0} Sm_{0,4–0,6} Eu_{0,07} Gd_{0,2–0,6} Tb_{0,0} Dy_{0,1–0,9} Ho_{0,0} Er_{0,0–0,2} Tu_{0,0} Yb_{0,0} Lu_{0,0} Y_{0,4}. $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3 = 89,9–499,0:1$.

В альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах типоморфной ассоциацией является: эгирин–авгит, сфен, торит, монацит, циркон, пироклор и др.; в этих же образованиях из концентрически зональных "овоидов" редкоземельных минералов – с бастнезитом, церитом, тернебомитом, бритолитом и ортитом, а среди альбититов, микроклинитов и слюдитов – с монацитом, TR-апатитом, ортитом, эшинитом. В кальцитовых прожилках чевкинит образует друзовые кристаллы в их зальбандах в ассоциации с кальцитом и замещается сфеном. В арфведсонит-кварцевых прожилках чевкинит ассоциирует с кальцитом, катаплеитом, эшинитом и др.

Минерал отмечается также в поздних карбонат-хлорито-кварцевых прожилках в ассоциации с ортитом, железистыми хлоритами и сульфидами.

Ортит $(Ca, TR)_2(Al, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[Si_2O_7]O(OH)$

Типоморфный аксессуарный минерал миаскитовых комплексов Урала (Вишневые, Потанины горы, Увильды, Ильмены, Борсуксай); в полярно-уральских и западно-уральских метасоматитах отмечается как минералогическая редкость в поздних кальцит-кварцевых прожилках выполнения (Еськова и др., 1964; Хвостова, 1962). Представлен собственно ортитом и марганцевой разновидностью – манганортитом (в щелочных пегматитах; Овчинников, Цимбаленко, 1948).

Ортит в метасоматитах миаскитовых комплексов наблюдается в следующих разнообразных типах образований: 1) перекристаллизованных пегматоидных миаскитах и их альбитизированных разновидностях; 2) альбитизированных щелочных пегматитах зон экзоконтакта щелочных интрузивов; 3) альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах; 4) альбититах, развитых по разнообразным породам; 5) кальцитовых и биотитовых (слюдитовых) жилах и прожилках стадии карбонатизации и 6) кварц-арфведсонитовых прожилках среди пироксеновых фенитов.

Форма выделений разнообразная: вытянутые и округлые агрегаты, зерна, пластинчатые и таблитчатые кристаллы размером от нескольких миллиметров до 20 см. Главными формами, определяющими облик кристаллов, являются: $a(100)$, $c(001)$, $k(012)$, $h(201)$, $e(101)$, $d(111)$, $n(\bar{1}11)$. Кристаллы уплощенные, таблитчатые по $a(\bar{1}00)$, также призматические, удлиненные по оси b , реже изометрические (фиг. 33). Цвет смоляно-черный, реже бурый. Уд.вес

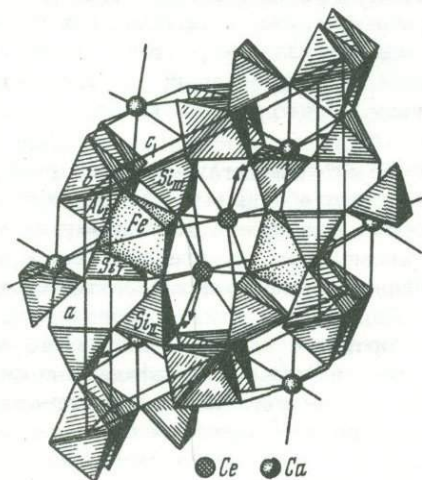


Фиг. 33. Кристаллы ильменогорского и вишневогорского ортита
I – по Болдыреву,
II – по Бонштедт-Куплетской

3,58–3,90. Кристаллический из образований миаскитовых комплексов и рентгеноаморфный из альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитов. На образцах вишневогорского ортита была И.М.Румановой (Руманова, Николаева, 1959) изучена структура ми-

нерала: $C_{2h}^2 - P2_1/m$; $a_0 = 8,95$, $b_0 = 5,75$ и $c_0 = 10,22 \text{ \AA}$; $\beta = 115^\circ$ (фиг. 34). Диагностические межплоскостные расстояния: 2,908(10); 2,624(9); 2,606(8); 2,543(6); 2,418(6); 2,138(6); 1,651(8); и 1,591(6).

Минерал оптически двуосный, отрицательный. $n_g = 1,748-1,795$; $n_p (1,734-1,775$; $2V = 74-77^\circ$. Часто обнаруживает сильный плеохроизм в серовато-бурых и буровато-красных тонах.



Фиг. 34. Структура ортита (по Румановой и Николаевой)

Химически ортит изучен только в Вишневых-Ильменских горах (см. табл. 20, ан. 9-14). Наблюдается близость химического состава ортита из различных типов образований с незначительными колебаниями главных компонентов: CaO (9,0-13,80%), FeO (7,69-12,0), Fe₂O₃ (3,56-9,27), Al₂O₃ (14,12-25,50), TR₂O₃ (15,88-24,35) и SiO₂ (24,22-32,00), обусловленными особенностями изоморфных замещений. Отдельные ортиты обогащены TiO₂ (до 2,10-3,84%) и MnO (до 5,37%). Р.з.э. в минерале имеют в основном цериевый состав: La_{29,4-37,5}Ce_{47,1-57,0}Pr_{2,5-5,4}Nd_{4,8-13,0}Sm_{0,1-1,6}Eu_{0,0-0,12}Gd_{0,06-1,3}Tb_{0,0-0,2}Dy_{0,0-2,5}Ho_{0,0-2,1}Er_{0,0-1,7}Tm_{0,0-0,3}Yb_{0,0-1,9}Lu_{0,0-0,3}Y_{0,0-0,7} при $\Sigma Ce_2O_3 / \Sigma Y_2O_3 = 15,6$ до 1665,8. Обычно ортиты из образований миаскитовых комплексов имеют только цериевый состав р.з.э., обладают исключительной свежестью и кристаллическостью. Этот минерал из альбитизированных, фенитизированных гранитных пегматитов представлен несвежими гидратированными метамиктными разностями с повышенным содержанием иттриевых р.з.э.

Характерными минеральными ассоциациями для ортита являются: в перекристаллизованных и альбитизированных миаскитах. — альбит, биотит, эцинит, флюорит; в альбитизированных щелочных пегматит-

тах - альбит, биотит, мусковит, бастнезит, эшинит, циркон, пирохлор, титаномагнетит; в альбитизированных и фенитизированных гранитных пегматитах - а) микроклин, биотит, магнетит; б) бастнезит, церит, бритолиит, чевкинит (концентрически зональные овоиды бастнезит-ортитового типа); в) бетафит, эшинит, ильменорутил, циркон; в альбититах - альбит, биотит, циркон, пирохлор и входит в состав овоидов редкоземельных минералов монацит-ортитового типа с TR-апатитом, эшинитом, ильменорутилом; в карбонатных и слюдитовых прожилках - зональные монацит-апатит-ортитовые овоиды и чевкинит в прожилках второй фазы карбонатизации; в кварц-арфведсонитовых прожилках - эшинит, бритолиит, чевкинит, катаплеит, гастингсит.

В полярно-уральских метасоматитах ортит отмечается в гидротермальных карбонат-хлорито-кварцевых прожилках в ассоциации с халцедоновидным кварцем, кальцитом, доломит-анкеритом, железистыми хлоритами, стильномеланом, сульфидами (сфалеритом, молибденитом, галенитом, пиритом, пирротином), чевкинитом и фторкарбонатом редких земель. Для метасоматитов Западно-Уральского поля характерна ассоциация ортита с кварцем, кальцитом, анкеритом, гематитом, бритолиитом, бастнезитом, и сульфидами в окварцованных гематит-полевощпатовых метасоматитах и кальцит-кварцевых и кварцевых прожилках с сульфидами.

Катаплеит $(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Очень редкий минерал. Встречен А.Г.Жабиным в арфведсонит (гастингсит)-кварцевых и анкерит-кальцитовых прожилках среди пироксеновых фенитов экзоконтактного ореола миаскитовой интрузии Вишневых гор (Жабин, 1961; Еськова и др., 1964).

Минерал образует дисковидные радиально-пластинчатые розетки или шарообразные сферолитовые агрегаты до 1,5 см в диаметре. Цвет розовый, красновато-коричневый. Кристаллы пластинчатые, листоватые, легко колются по (0001). Уд. вес 2,77. Дебаеграмма идентична эталонной. Диагностические межплоскостные расстояния: 6,45(7,5); 3,95(10); 3,07(10); 2,98(9); 1,71(8,5); 1,97(10); 1,74(8,5). Одноосный, положительный. $n_g = 1,672$; $n_p = 1,596$.

По химическому составу (в вес.%) вишневогорский катаплеит близок к кальцево-натриевым катаплеитам Норвегии и Ловозерского массива: 7,05 Na_2O ; 0,65 K_2O ; 5,70 CaO ; 0,02 MnO ; 2,84 Fe_2O_3 ; 0,73 Al_2O_3 ; TR_2O_3 нет; 42,32 SiO_2 ; 0,20 TiO_2 29,93 ZrO_2 ; 10,19 H_2O^+ ; 0,25 H_2O^- . Сумма 99,88 (аналитик Т.Л.Капитонова). Его состав близок к теоретическому.

Катаплеит образуется в результате извлечения циркония из эгирин-авгитов (0,11-0,15% ZrO_2) фенитов поздними гидротермальными растворами. Нарастает на стенках трещинных полостей совместно с арфведсонитом, кварцем, кальцитом, флюоритом, галенитом, сфалеритом и молибденитом в арфведсонит-кварцевых и с кварцем, баритом в анкерит-кальцитовых прожилках.

Баотит $Ba_4(Ti, Nb)_8(Si_4O_{12})ClO_{16}$

Очень редкий минерал. Впервые для СССР был встречен в щелочных метасоматитах Западно-Уральского поля (Ефимов, Еськова, 1973), где обнаружен в протолочках проб эгиринов-полевошпатовых метасоматитов и микроклинитов. Из-за мелких размеров выделений диагностирован только рентгеноструктурно и оптически.

Он образует мелкие призматические тетрагональные серовато-бурые кристаллы размером до 0,1–0,6 мм. Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 19,70$ и $c_0 = 5,89$ Å и межплоскостные расстояния близки к таковым для баотита из Байюнь-Обо, КНР (Семенов и др., 1961) и Равалли Каунти, Монтана (Heinrich o.oth., 1962). Диагностические межплоскостные расстояния: 4,11(6; 321); 3,58(6; 440); 3,17(9; 521); 2,89(8; 202); 2,51(10; 800); 2,24(10; 602); 1,767(7; 523); 1,336(7; 644). Одноосный, положительный. Ярко выраженный плеохроизм: светло-бурый, зеленовато-желтый по Ne и почти бесцветный по No.

В западно-уральском баотите из микронавески полуколичественно методом бумажной хроматографии Г.В. Любимовой было определено 5,0% Nb_2O_5 и 2,0% Ta_2O_5 . Определения последнего для этого минерала определено впервые. $Nb_2O_5/Ta_2O_5 = 2,5$ – наименьшее для западно-уральских метасоматитов.

Баотит является типоморфным минералом стадии карбонатизации. Ассоциирует с кальцитом, сульфидами, минералами редких земель и бария (бастнезитом, анкилитом, баритом и др.), близка к ассоциации из Монтаны (Heinrich a. eth., 1962).

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И СТАДИЙНОСТЬ МЕТАСОМАТОЗА

Для уральских щелочных метасоматитов можно выделить пять (максимально) групп парагенетических ассоциаций минералов (табл. 21 и 22), отвечающих в основном главным стадиям процесса метасоматоза, разработанным Д.С. Коржинским (1955).

Первая группа минеральных ассоциаций соответствует начальной наиболее высокотемпературной стадии. В отдельных полях метасоматитов она проявляется различно – с разной степенью интенсивности и масштабами проявления. Специфическими чертами этой ассоциации являются: 1) образование в результате трех разнотипных процессов – “своеобразной” базификации, порфиробластовой альбитизации, перекристаллизации, 2) присутствие реликтовых минералов первичных пород.

В процессе базификации возникает устойчивая ассоциация слабо щелочных амфиболов, пироксенов (Fe-актинолита, гастингсита, Натримолита, диоксид-эгирина) и слабозелезистых флогопитовых (Fe-флогопит) и фенготовых слюд на раннем этапе стадии и полущелочных и щелочных их разновидностей (рихтерит, гастингсит-рибекит, арфведсонит, эгирин) совместно с более железистой слюдой – на

Таблица 21

Парагенетические ассоциации минералов щелочных метасоматитов (без связи со щелочными магматическими комплексами Центрально-Уральского поднятия)

Стадии	Процессы	Апоглинисто-карбонатные метасоматиты	Апоэффузивные (трахиандезито-базальтовые) метасоматиты	Апосланцевые метасоматиты	Апогранитоидные
1	2	3	4	5	6
Начальная	Щелочная базификация, ранняя порфиробластовая альбитизация	Na-тримолит, рихтерит, диопсид-эгирин	Na-актинолит, эпидот, микроклин, альбит (граунат, керсутит, цоизит, кальцит), Fe-флогопит, гастингсит, эгирин, микроклин, (керсутит), сфен, магнетит, апатит	Тремолит, Fe-флогопит, микроклин, (серицит, флогопит, хлорит, глинистое вещество), альбит, сидерофиллит, сфен, апатит, магнетит	Фенгит, лепидомелан, мусковит (мероксен), глаукофан, (актинолит-тремолит), (хлориты), альбит (порфиробластовый), микроклин, кварц, (кварц-эпидот-цоизит, кальцит, сфен, гранат)
Ранняя щелочная	Микроклинизация	Микроклин (изопертитовый, зернистый), эгирин, сидерофиллит, магнетит, ильменит, сфен, апатит, микроклин (порфиробластовый, таблитчатый), альбит (шахматный), сидерофиллит, ильменорутил	Микроклин (порфиробластовый, таблитчатый), альбит (зернистый), сидерофиллит, гастингсит-арфведсонит, эгирин, сфен, апатит, ильменит, циркон, ильменорутил I, эшинит	Микроклин (порфиробластовый, таблитчатый), альбит (зернистый), сидерофиллит, сфен, апатит, магнетит, ильменит, ильменорутил, циркон, эшинит	Микроклин (решетчатый, беспертитовый), альбит (шахматный), кварц, фенгит, фенгит-ферримусковит, магнетит, малакон, фергусонит (ранний), (хлориты, пистоцит, сфен)

575

	Альбитизация	Нефелин, соделит (серый), альбит (зернистый), альбит (зернистый, лейстовый), Fe-флогопит, Li-флогопит, полилитионит, циртолит, уранпироклор, бариллит, стронцианит, рамзаит, ильменит, апатит, флюорит, торит, ортит	Альбит (зернистый, лейстовый), Fe-флогопит, Mg-рибекит, гематит, циртолит, Nb-эшинит, ильменорутил II, ильменит, сфен, апатит, Ве-везувиан, торит, флюорит	Альбит (зернистый, лейстовый), Fe-флогопит, Mg-рибекит, эгирин, сфен, апатит, магнетит, ильменит, ильменорутил, Nb-эшинит, циртолит, торит, флюорит	Альбит (лейстовый, шахматный), микроклин, кварц, фенгит-ферримусковит, эгирин, рибекит, гастингсит, магнетит, гематит, циртолит, фергусонит (поздний), плюмбопироклор, самарскит
Кислотного выщелачивания	Окварцевание	—	Кварц, флогопит, хлорит, серицит, флюорит, альбит (лейстовый), колумбит, сульфиды, гематит	Кварц, серицит, хлорит, флогопит, рибекит-асбест, альбит (лейстовый), колумбит, сульфиды Fe, гематит	Кварц, флюорит, мусковит, циннвальдит, микроклин, альбит, касситерит, колумбит (колумбитизация ранних тантало-ниобатов), торит
	Флюоритизация	Флюорит, кальцит, сидерофиллит, мусковит, монацит, бастнезит, панадаит, баотит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенипирит, касситерит, барит	Кальцит, анкерит, флюорит, сидерофиллит, монацит, бастнезит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит		

1	2	3	4	5	6
Кислотного выщелачи- вания	Карбонатиза- ция			Кальцит, доломит, си- дерит, флюорит, монацит, бастнезит, сидерофил- лит, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, гематит, галенит, молиб- денит	
Поздняя щелочная	Канкрипити- зация, сода- литизация (поздняя), микрокли- низация	Содалит (синий), На-давин, аналь- цит, натролит, сульфи- ды Fe	Микроклин (тонко- зернистый), гематит, кальцит, анкерит, си- дерофиллит, колум- бит, Nb-рутил, ильме- норутит, Nb-эшинит, ортит, бритолит, гент- гельвин, сульфиды Fe, кварц		
Прожилко- вая серия	Флюорито- вые, карбо- натные, цео- литовые, карбонат- кварцевые, кварц-суль- фидные прожилки	Флюорит, каль- цит, сидерофил- лит, родохрозит, На-давин, сода- лит, нейборит, бербанкит, анки- лит, астрофиллит, ильменит, ильме- норутит, сульфиды Fe, Pb, Zn, Mo	Кальцит, анкерит, сидерит, серицит, хлориты, гематит, глаукофан, рибекит- асбест, кварц, суль- фиды Fe, Pb, Zn, Mo, касситерит, ильменит	Кальцит, сидерит, кварц, рибекит-асбест, хлори- ты, сульфиды Fe, Pb, Zn, Mo	Доломит-анкерит, кальцит, кварц (халцедоновый), тю- рингит-стильпно- мелан, ортит, чев- кинит, фторкарбона- ты TR, шеелит, воль- фрамит, пирит, мо- либденит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, халькозин, борнит

Примечание. Выделены главные минералы; в скобках даны реликтовые минералы первичных пород.

позднем заключительном этапе (сидерофиллит, лепидомелан). В результате образуются меланократовые метасоматические породы пироксенового, пироксен-амфиболового и слюдяного состава (мафититы) с небольшим количеством микроклина и альбита в периферических (фронтальных) и апикальных частях тел щелочных метасоматитов. Своеобразие этого процесса заключается в том, что вынос фемических компонентов (Mg, Fe, Ca), в отличие от общепринятой базификации, является процессом не региональным, а локальным.

Осуществляется он не под действием гранитизирующих растворов, а при участии щелочных растворов процессов микроклинизации, альбитизации и кальцитизации (каждого отдельно). Минеральный парагенезис в нашем случае имеет щелочной характер, так как при этом процессе происходит интенсивное связывание щелочей с фемическими петрогенными элементами. Поэтому целесообразно, кроме обычной базификации, применение в геологической литературе термина "щелочная" базификация.

Щелочную базификацию, исходя из классификации В.А.Рудника, следует относить к опережающему виду. Во всех случаях она предшествует либо процессам ранней щелочной стадии (микроклинизации и альбитизации), либо постмагматической карбонатизации (кальцитизации) миаскитовых комплексов. Базификация в процессе кальцитизации будет рассмотрена ниже. Процесс базификации ранней щелочной стадии особенно широко развит в Западно-Уральском поле, где щелочной метасоматоз протекал по наиболее меланократовому первичному субстрату. В других полях, где метасоматоз развивался по лейкократовым первичным породам (гранитоидам, миаскитам), базификация развита слабо; в полярноуральских альбититах в процессе ее образуются слюдиты (фенгит-мусковитовые) в экзоконтактовых зонах и апикальных частях тел альбититов; в вишневогорско-ильменогорских - лепидомелановые слюдиты. В последних щелочная базификация более широко протекала в апофенитовых альбититах и микроклинитах, в которых мафиты (пироксеновые, амфиболовые, слюдяные) слагают ряд зон в фенитах (Сугомак).

Характер меланократовых базификационных метасоматических пород в Западно-Уральском поле зависит от состава первичных пород - по глинисто-карбонатному субстрату образуются щелочно-пироксеновые породы типа эгиринитов, по сланцевому - сидерофиллитовые слюдиты, по эффузивно-обломочному трахиандезито-базальтовому - мафититы крайне непостоянного пироксен-амфибол-слюдяного состава с локальными участками эгиринитов, Fe-флогопитовых и сидерофиллитовых слюдитов, амфиболититов (гастингсит-арфведсонитовых) и полевошпатитов.

Характерными минералами мафитической парагенетической ассоциации для всех полей являются сфен, апатит, магнетит. Редкометалльные минералы обычно отсутствуют, в отдельных полях появляются акцессорные гадолинит (Полярно-Уральских) и минералы гр. торита (Сугомакское), иногда флюорит, турмалин и ильменит.

Таблица 22

Парагенетические ассоциации минералов в щелочных метасоматитах миаскитовых комплексов Восточно-Уральского поднятия

Стадии	Процессы	Апомиаскитовые метасоматиты	Апофенитовые метасоматиты
1	2	3	4
Начальная	Перекристаллизация первичных пород	Анортоклаз-пертит, нефелин, лепидомелан, олигоклаз, альбит, магнетит, ильменит, (сфен), циркон, пироклор	Анортоклаз-пертит, эгирин-диопсид, гастингсит, лепидомелан, олигоклаз, кварц, альбит, магнетит, сфен, апатит, пироклор
Ранняя щелочная	Микроклизация (редко)	Микроклин (беспертитовый, решетчатый), лепидомелан, альбит, ильменит, апатит, циркон, ортит, монацит, бастнезит	Микроклин (беспертитовый, решетчатый), альбит, эгирин-диопсид, Mg-гастингсит, арфведсонит, биотит, сфен, апатит, торит, бастнезит, монацит, церит, циркон
	Альбитизация (совместно с микроклизацией)	— Альбит (полисинтетический, зернистый, лейстовый), лепидомелан, эгирин, арфведсонит, рибекит, микроклин, апатит, ильменит, циркон, пироклор, монацит, ортит, эшинит, чевкинит, ильменорутит, рутил	Бастнезит + бритоцит + тернебомит + церит + ортит — овоиды TR минералов Альбит (полисинтетический, зернистый), эгирин-диопсид, лепидомелан, Mg-арфведсонит, микроклин, сфен, апатит, ильменит, циркон, пироклор (ферсмит, колумбит), эшинит, монацит, ортит, давидит, торианит, ильменорутит, рутил, пирит
Кислотного выщелачивания	Перекристаллизация первичных пород	K-Na-полевой шпат, лепидомелан, гастингсит, альбит, кальцит, магнетит, сфен, апатит, ильменит, рутил, циркон	—
	Щелочная базификация	Лепидомелан, гастингсит, кальцит, магнетит, сфен, апатит, циркон, пирит, пирротин	Эгирин-диопсид, лепидомелан, Mg-гастингсит, кальцит, магнетит, сфен, апатит, пирит, пирротин
	Кальцитизация	Кальцит, лепидомелан, Al-арфведсонит, рибекит, апатит, ильменит (сфен), пироклор (U-пироклор), пирит, пирротин	Кальцит, эгирин, Mg-арфведсонит, катафорит, рибекит, сфен, апатит, пироклор, ильменит, ортит, пирит, пирротин, молибденит

1	2	3	4
	Главная фаза	Кальцит, апатит, лепидомелан, пирит, пирротин	—
Прожилковая серия	Кальцитовые и кварц кальцитовые	Монацит + TR-апатит + ортит (эшинит, ильмено-рутил, чевкинит) — оvoidы минералов	—
		Друзовый агрегат K-Na-полевого шпата, нефелина, альбита, лепидомелана с ильменитом, магнетитом	Друзовый агрегат K-Na-полевого шпата, эгирина-диопсида, альбита, кварца, роговой обманки, биотита, эпидота, цоизита с бастнезитом, сфеном, ортитом, чевкинитом, магнетитом, рутилом, брукитом, анатазом
		Кальцит, флюорит, апатит, эгирин, флогопит, манганофиллит, катафорит, ильменит, ортит, бетафит, торит, рутил, брукит, пирит, сфалерит	Кальцит, доломит, анкерит, кварц, флюорит, барит, ильменит, стильбит, гармотом, стронцианит, барилит, монацит, пирит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, висмутин
		Пирит, пирротин, халькопирит, марказит	—
	Цеолитовые и амфибол-кварцевые	Анальцим, натролит, канкринит, вишневит, содалит (синий), кальцит, инкерит, флюорит, мусковит, биотит, гидраргиллит, бемит, диаспор, ильменит, магнетит, сфен, ортит, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, пирит	Арфведсонит, гастингсит, кварц, крокидолит, крокидолит-асбест, сфен, ниобозинит, колумбит, чевкинит, бритолит, катаплеит, ферсмит, кальцит, флюорит, пирит

Примечание. Выделены главные минералы стадий и метасоматических процессов.

Ассоциация минералов при порфиробластовой альбитизации возникает в экзоконтактовых сланцах полярно-уральских апогранитоидных альбититов. По мнению Ф.Р. Апельцина (1967), этот процесс, по-видимому, сопряжен с микроклинизацией гранитоидов и выносом натрия. В эту стадию сланцы преобразуются в существенно кварцево-альбитовые породы с изометричным и порфиробластовым альбитом и массой реликтовых минералов (фенгитом, пистацитом, сфеном и др.).

Процесс перекристаллизации без существенного привноса вещества типичен для миаскитов и фенитов Вишневых-Ильменских гор. Развита он на переднем фронте зон альбитизации и карбонатизации. При этом происходит разрастание зерен первичных пород вплоть до пегматоидных разновидностей и образование полос мономинерального нефелинового (нефелинолиты), полевошпатового и слюдистого состава. Ассоциация минералов зон перекристаллизации зависит от состава пород: по миаскитам образуется ассоциация нефелина, полевого шпата и лепидомелана; по сиенитам - полевого шпата и лепидомелана; по фенитам - полевого шпата, эгирина-диопсида, иногда кварца. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом; в небольших количествах и очень редок циркон и пироклор. В перекристаллизованных миаскитах и фенитах в процессе карбонатизации в значительных количествах представлен кальцит.

Вторая группа минеральных ассоциаций играет главную роль при образовании метасоматитов и формируется в процессе развития последовательных процессов микроклинизации и альбитизации в раннюю щелочную K-Na стадию. Проявления этой стадии следуют непосредственно за начальным изменением пород и сопровождаются уменьшением щелочности от раннего этапа (микроклинизация) к позднему (альбитизация и окварцевание).

Для минеральной ассоциации процесса микроклинизации во всех полях характерен предельно упорядоченный калиевый полевой шпат - микроклин с высокой триклинностью, непертитовый, слабо и четко рашетчатый. Форма выделений микроклина различная. Наиболее распространены мелкозернистые микроклины (Вишневые-Ильменские горы, Борсуксай), в полярно-уральских альбититах наряду с зернистыми развиты лейстовые разновидности, а в западно-уральских метасоматитах на ранних этапах процесса микрозернистый и лейстовый микроклин, а на заключительных - таблитчатый и гигантометакристаллический. Из темноцветных порообразующих минералов в стадию микроклинизации чаще всего образуются наиболее железистые члены минералов групп биотита и мусковита и частичное унаследование темноцветных предыдущей группы ассоциаций. В западно-уральских метасоматитах образуется сидерофиллит, унаследуются ферро-флогопит, эгирина, гастингсит-арфведсонит; в апомиаскитовых и апофенитовых метасоматитах миаскитовых комплексов Урала - лепидомелан, унаследуются гастингсит, эгирина-диопсид, биотит; в полярно-уральских альбититах развит фенгит и фенгит-ферримусковит. Обычными акцессориями этой стадии процесса являются магнетит, сфен, апатит, ильменит; в конце процесса микроклинизации образует-

ся ряд аксессуарных редкометальных минералов Zr, TR и Th, обычно их ранних генераций: циркон, малакон, ильменорутил, эшинит, фергусонит, минералы гр. торита, ортит, монацит, бастнезит, церит (см. табл. 21). При этом для метасоматитов западного склона характерны редкоземельные тантало-ниобаты (эшинит, фергусонит), а для микроклиновых метасоматитов миаскитовых комплексов — торит, бастнезит, монацит и ортит.

Процесс микроклинизации в различных полях метасоматитов развит неодинаково. Он наиболее характерен для метасоматитов западного склона Урала, в которых соотношение микроклиновых и альбитовых метасоматических пород приблизительно равно 1:1. Микроклинизация для миаскитовых комплексов метасоматитов не типична, так как в чистом виде встречается редко и только в фронтальных зонах альбитизации апомиаскитовых метасоматитов. Она обычно совмещена здесь с процессом альбитизации (Вишневые-Ильменские горы) или совсем отсутствует (Борсуксай). Иногда совместно с микроклинизацией локально развито ослюдование эндоконтактных зон микроклинитов. Микроклинизация в апофенитовых метасоматитах развита более широко, чем в апомиаскитовых. Более ярко она представлена в фенитах на значительном удалении от щелочных массивов (Сугомак).

Парагенетическая ассоциация минералов, соответствующая процессу альбитизации, проявлена во всех полях метасоматитов особенно широко. Для нее характерно последовательное развитие полисинтетического (шахматного), зернистого и лейстового альбита с подчиненным количеством решетчатого беспертитового микроклина. Наиболее широко представлен во всех полях зернистый альбит, более поздняя лейстовая его разновидность встречается в основном в Мугоджарах (Борсуксай) и в альбититах Полярного Урала.

Темноцветные минералы представлены менее железистым биотитом и мусковитом и более щелочными пироксенами и амфиболами. В западно-уральских альбититах развиты Fe-флогопит, Mg-рибекит, эгирин (последний унаследован при альбитизации эгиринов); в полярно-уральских — фенгит-ферримусковит, реже эгирин и рибекит в трещинных зонах наиболее активного апосланцевого метасоматоза, где парагенезис из лейстового альбита и кварца дополняется в различных соотношениях магнетитом, гематитом, гастингсит-рибекитом и жадеит-эгирином. Наиболее распространенным темноцветным минералом метасоматитов миаскитовых комплексов является менее железистый (по сравнению с микроклинизацией) лепидомелан; локально (особенно в апофенитовых и борсуксайских метасоматитах) развиты эгирин, арфведсонит и рибекит.

Для минеральной ассоциации процесса альбитизации характерны две особенности: 1) локальное развитие нефелина, содалита и флюорита; 2) образование зональных агрегатов редкоземельных минералов — "овоидов". Первая особенность свойственна наиболее щелочным апоглинисто-карбонатным метасоматитам Западно-Уральского поля, высокие содержания F и Cl в которых способствовали образованию зон нефелинизации, содалитизации (ранней) в тектонически

нарушенных участках эгиринитов с максимальной фильтрацией Na или на переднем фронте альбитизации (флюорититы и флюоритовые альбититы). Концентрически-зональные агрегаты редкоземельных минералов развиты на передовом фронте процесса альбитизации Вишневых, Потаниных гор и Борсукская в породах фенитового ореола (вплоть до альбититов). Характерен реакционный ряд: бастнезит (ядро) → церит + бритоцит + торнобомит → ортит (внешняя оторочка) в различных комбинациях (отдельные минералы центральной части ряда часто отсутствуют).

Главная масса редкометалльных минералов в метасоматитах приурочена к альбититам, в которых образуется подавляющее большинство тантал-ниобиевых, циркониевых, редкоземельных, локально литиевых, бериллиевых и стронциевых минералов.

В западно-уральских метасоматитах в стадию альбитизации образуется циркон, ильменорутит, уранпирохлор, Nb-эшинит, редко барит, полилититонит и стронцианит; в альбититах Полярного Урала — более поздний фергусонит (обогащен танталом), поздний циркон — цитролит. В условиях проявления железо-натрового метасоматоза последних, вместо фергусонита кристаллизуются минералы группы пирохлора (плюмбопирохлор, уранпирохлор) в ассоциации с щелочными пироксенами, амфиболами, магнетитом-гематитом и ферримусковитом. Плюмбопирохлор и другие минералы группы иногда замещают фергусонит, образуя по нему псевдоморфозы.

Для альбититов миаскитовых комплексов особенно типична циркон-пирохлоровая минерализация; редкоземельная минерализация развита спорадически и представлена в основном монацитом, ортитом, эшинитом, чевкинитом и другими минералами (см. табл. 21), преимущественно в альбитизированных щелочных и фенитизированных гранитных пиматитах экзоконтактных зон миаскитовых массивов.

Редкометалльная минерализация в альбититах всех полей обычно слагает неравномерную вкрапленность, часто образуя полосы, струевидные и прожилковидные выделения, ориентированные параллельно или под углом к простиранию альбититовых тел.

Третья группа минеральных ассоциаций формируется при развитии процессов кислотного выщелачивания: окварцевания, флюоритизации и карбонатизации. Тип кислотного выщелачивания и широта его проявления зависят от щелочности растворов, их насыщенности летучими компонентами и характера замещаемых пород. Окварцевание в широких масштабах представлено в полях метасоматитов с самой низкой щелочностью (индекс щелочности по Ф.Р. Апельцину равный 1,0-1,30), развитым по первичным породам, богатым кварцем (полярноуральским гранито-гнейсам, гранитам, гранитизированным сланцам). Оно отмечается в значительно меньших масштабах в апосланцевых и апоэффузивно-осадочных метасоматитах Западно-Уральского поля, апофенитовых метасоматитах Сугомака, Вишневых-Ильменских гор и совсем отсутствует в апоглинисто-карбонатных и апомиаскитовых метасоматитах Западно-Уральского поля и Вишневых-Ильменских гор и Борсукская.

В полярно-уральских метасоматах ассоциация процесса окварцевания, сложенная флюоритом, кварцем, мусковитом-циннвальдитом, изредка топазом и порфиروبластовым альбитом, развита локально и отражает дальнейшее падение щелочности растворов с постепенной сменой натриевого метасоматоза фтор-кремневым. Кислотное выщелачивание в эту стадию сопровождается отложением касситерита, колумбита и ферриторита. В то же время ранние тантало-ниобаты, преимущественно группы фергусонита, колумбитизируются. В западно-уральских метасоматитах данная ассоциация представлена кварцем, лейстовым альбитом, флогопитом, рибекит-асбестом, гематитом, флоритами и серицитом. Из аксессуарных редкометалльных минералов отмечается колумбит, нередко развитый по более ранним титано-ниобатам, в небольших количествах отмечаются сульфиды Fe. В апофенитовых метасоматитах Сугомака окварцевание развито по зонам катаклаза микроклинитов и альбититов, образуя штокверковые зоны без видимой минерализации.

Процесс флюоритизации наиболее характерен для метасоматитов западного склона Урала. Его место и время проявления в общем ходе щелочного метасоматоза определяются изначальной концентрацией в метасоматозпроизводящих щелочных растворах. В наиболее фторсодержащих метасоматитах Западно-Уральского поля в апоглинестокарбонатных метасоматитах флюорит начинает кристаллизоваться на переднем фронте процесса альбитизации и заканчивает параллельно с карбонатизацией (максимальное количество), встречаясь даже в поздне-щелочной минеральной ассоциации. В других типах метасоматитов этого поля флюорит появляется в незначительных количествах совместно с окварцеванием; основная же масса образуется совместно с карбонатизацией, которая помимо общего пропитывания пород при площадном развитии локально слагает анкерит-гематит-кальцитовые тела карбонатитов, по минерализации соответствующих поздним карбонатитам. Для стадии кислотного выщелачивания и, главным образом, для процесса карбонатизации характерна здесь ассоциация тантал-ниобиевых минералов (пандаит, баотит), редкоземельных фторкарбонатов (бастнезит), сульфидов (пирита, молибденита, сфалерита, галенита) и барита.

В полярно-уральских альбититах флюоритизация идет совместно с окварцеванием, а карбонатизация появляется только в прожилковой серии.

Для метасоматитов миаскитовых комплексов флюоритизация — не характерный процесс. Флюорит образуется в очень незначительных количествах, совместно с кальцитизацией, в кальцитовых прожилках II фазы карбонатизации, чаще в фенитовом ореоле. Главным процессом кислотного выщелачивания для них является кальцитизация, которая особенно широко развита в Увильдах, Потаниных и Вишневых горах. В экзоконтактных и апикальных зонах процесса кальцитизации развиты мощные ореолы биотит-полевошпатовых пород и слюдитов в апомиаскитовых образованиях и эгирин-диопсидовых, гастингситовых, эгирин-диопсид-полевошпатовых и гастингсит-полевошпато-

вых пород – в апофенитовых. Эти лейкократовые и меланократовые породы возникают при щелочной базификации и полевошпатизации при растворении и переотложении вещества первичных пород зон кальцитизации.

Для минеральных парагенезисов кальцитизации свойствен лепидомелан повышенной железистости, кальцит, обогащенный TR, Sr и Ba, в апомиаскитовых метасоматитах и тот же кальцит в сочетании с арфведсонитом, рибекитом, эгирином и биотитом – в апофенитовых метасоматитах. Характерна для подобных зон кальцитизации пироклоровая, пироклор–цирконовая, апатитовая минерализация и обилие сульфидов железа. Максимальные количества подобной минерализации тяготеют к лейкократовым кальцитовым породам, имеющим подчиненное развитие.

Четвертая группа минеральных ассоциаций проявлена крайне редко; развита локально в апоглинисто–карбонатных и апоэффузивных метасоматитах Западно–Уральского поля, характеризующихся мощной повторной волной поздней щелочности. Представлена она обычно в участках интенсивного развития процессов кислотного выщелачивания, когда выщелоченный Na и K осаждаются. В первом случае идет площадная канкринитизация и поздняя содалитизация эгирин–полевошпатовых метасоматитов. Помимо содалита и канкринита характерна ассоциация анальцима, натролита, апатита, флюорита, ильменита, ильменорутила, нейборита и сульфидов. Во втором – развита несколько иная поздне–щелочная минеральная ассоциация, связанная с формированием мелкозернистого микроклина II, гематита, анкерита, эшинита II, колумбита, Nb–рутила, ильменита и др. В позднюю щелочную стадию, а также при окварцевании происходит колумбитизация ранних тантало–ниобатов (ильменорутила, Nb–эшинита, уран–пироклора). Колумбит при развитии поздней микроклинизации и гематизации ассоциирует с бритолином, ортитом и генгельвином.

Четвертой группой минеральных ассоциаций заканчивается закономерный ход развития щелочного метасоматоза инфильтрационного типа с постепенным падением щелочности от ранних стадий процесса к поздним и повторной локальной волной поздней щелочности.

Пятая группа минеральных ассоциаций соответствует осаждению выщелоченных оснований в порядке возрастающей основности в прожилковой поздне–гидротермальной серии. Это уже околотрещинный метасоматоз с продуктами выполнения. Развита он во всех полях уральских щелочных метасоматитов. Временное его положение по отношению к заключительным этапам инфильтрационного метасоматоза различно: в западно–уральских метасоматитах формирование прожилковой серии следует после поздне–щелочной стадии, в полярно–уральских – за окварцеванием, а в метасоматитах миаскитовых комплексов – позже главной фазы процесса карбонатизации. Особенно широко прожилковая серия развита в миаскитовых комплексах и в западно–уральских метасоматитах.

Для метасоматитов миаскитовых комплексов характерно два вида прожилковых минеральных ассоциаций. Первой соответствуют мине–

ралы, образовавшиеся во вторую фазу карбонатизации. Главными минералами этой ассоциации являются кальцит, флюорит и канкринит в апомиаскитовых метасоматитах и кальцит, кварц, анкерит, доломит и щелочные амфиболы — в апофенитовых метасоматитах. Отличительной особенностью этих образований является резко повышенное содержание в них целого ряда редких элементов и появление, в отличие от главной фазы кальцитизации, собственных акцессорных минералов редких земель, тория, урана, стронция, бериллия и бария. Если в продуктах главной фазы карбонатизации кальцит характеризуется повышенным содержанием TR, Sr и Ba, в ней развиты минералы ниобия, титана, циркония и, крайне редко, редких земель, то для кальцита этой ассоциации редкие земли мало типоморфны, но зато широко и разнообразно представлены акцессорные редкоземельные минералы: чевкинит, бастнезит, торит, барит, стронцианит, барилит, бетафит, брукит и другие минералы, либо отсутствующие в предыдущей ассоциации, либо имеющие в ней незначительное распространение.

К этой же ассоциации условно отнесено образование монацит (ядро) → редкоземельный апатит (бритолит) → ортит → эшинит (внешняя оторочка) концентрически-зональных агрегатов редкоземельных минералов, развитых в альбитовых и слюдитовых прожилках штокверковых зон западной седловидной залежи щелочных пород Вишневых гор и в нефелиновых сиенитах и их пиматитах Борсукская (Волошин, 1965).

Описанные агрегаты, подобно как и в случае концентрически-зональных овоидов процесса альбитизации, по способу отложения вещества являются метакристаллическими (Свяжин, Жабин, 1962, Еськова и др., 1964). Они свидетельствуют в какой-то мере о возможных формах переноса редких земель в виде сложных фтор-карбонатных и сульфатных комплексов и возникают в результате последовательной кристаллизации редкоземельных минералов, формирующих концентрические зоны. Причем эти зоны не являются следствием обычного обрастания раннего минерала последующим. Установлено, что каждая зона, следующая за бастнезитовым (или монацитовым) центральным ядром, возникает сложным метасоматическим путем: с одной стороны, частично замещению подвергается ранее выделившийся редкоземельный минерал, с другой, — вмещающие пороодообразующие минералы (микроклин, альбит, биотит и др.).

Особенностью приведенных рядов редкоземельных минералов (фтор-карбонаты и фосфаты → силикаты → ниобаты) является последовательное уменьшение в них содержания редких земель и увеличение к концу кристаллизации роли Si, Al, Ca, Fe, Ti, Nb. При такой кристаллизации в твердую фазу заключаются один за другим более инертные компоненты: $F + CO_2 + P_2O_5 \rightarrow SiO_2 + Al_2O_3 \rightarrow TiO_2 + Nb_2O_5$. В настоящее время сходные образования редкоземельных минералов, помимо Урала, известны в месторождениях: 1) Бастнэз и Норберг (Швеция) с последовательной сменой следующих минералов: флюорит → бастнезит → церит + тернебомит → ортит (Geijer, 1920; 1927; Oftedal,

1931); 2) Джеймстацы (Колорадо, США) – церит, ортит, тернебо-
мит, бастнезит, монацит, эпидот, уранинит, флюорит (Goddard, Hass,
1940; Hanson, Pearse, 1941) и др.

Вторая более поздняя ассоциация прожилковых минералов соответ-
ствует цеолитным прожилкам в апомиаскитовых метасоматитах и
кварц-арфведсонитовым – в апофенитовых. В первом случае акцес-
сорные редкоземельные минералы отсутствуют, характерна ассоциа-
ция анальцима, натролита, каниринита, вишневиты, содалита с флю-
оритом, кальцитом, гидроокислами Al и сульфидами; во втором, – в
ассоциации с кварцем, арфведсонитом, рибекит–асбестом развиты
акцессорные минералы ниобия и редких земель (Nb – эшинит, Al –
эшинит, чевкинит, ортит и др).

В полярно–уральских альбититах прожилковая минеральная ассо-
циация связана с развитием гидротермальных карбонат–хлорит–квар-
цевых прожилков. Они состоят из плотного темно–серого халцедоно-
видного, реже друзового кварца, кальцита, доломита, анкерита, же-
лезистых хлоритов и стильпномелана с обилием сульфидов – сфалерита,
молибдена, галенита, пирита, пирротина, халькопирита, халь-
козина, борнита, самородного Bi, Au, Cu и др. Из редкометалльных
минералов в прожилках представлены акцессорные ортит, чевкинит
и фторкарбонаты TR.

Для западно–уральских метасоматитов характерно три типа позд-
них прожилков: 1) флюорит–карбонатные, карбонатные, 2) цеолито-
вые и 3) кварцевые. Первые два типа развиты в апоглинисто–карбо-
натных метасоматитах, а второй и третий – в апоэффузивных и
апосланцевых. Минеральная ассоциация карбонатных прожилков пред-
ставлена кальцитом (анкерит, сидерит редки), флюоритом, иногда
кварцем, сидерофиллитом, мусковитом, нейборитом, бербанкитом,
анкилитом, ильменитом, сульфидами. В цеолитовых прожилках сода-
лит (голубой) и канкринит (Na–давин) ассоциируют с флюоритом,
кальцитом, бербанкитом, нейборитом, сульфидами. Кварцевые прожил-
ки развиты, главным образом, в апосланцевых и апоэффузивных мета-
соматитах, где кварц находится в ассоциации с кальцитом, хлоритом,
глаукофаном, рибекит–асбестом, серицитом, сульфидами.

Минеральные ассоциации карбонатных прожилков более ранние,
чем цеолитовых и кварцевых.

Указанные минеральные ассоциации во всех полях метасоматитов,
обычно накладываясь друг на друга, слагают метасоматические тела
сложного состава, реже обособляются в пространстве и зонально
сменяют друг друга в пределах метасоматических залежей. В пер-
вой группе метасоматитов количество и разнообразие минеральных
ассоциаций зависят от щелочности метасоматозпроизводящих раство-
ров, насыщенности их летучими и типа замещаемых пород; во вто-
рой – еще и от пространственного расположения метасоматитов по
отношению к миаскитовым массивам. Апофенитовые метасоматиты,
в отличие от апомиаскитовых, характеризуются большим разнообра-
зием щелочных темноцветных минералов, наличием почти во всех
ассоциациях кварца, присутствием акцессорных редкометалльных ми-

нералов: Nb, Zr, TR, Th, U и появлением специфических редкометалльных минералов TR, Th, U, Be, Sr, Ba и др., что объясняется, с одной стороны, большим разнообразием замещаемых пород, а с другой — выносом редких элементов в фенитовый ореол с формированием вокруг миаскитовых массивов ореола выноса этих элементов на всех стадиях процесса (Жабин и др., 1959; Еськова и др., 1964; Ганзеев, Еськова и др., 1969). Самые разнообразные ассоциации минералов Nb, TR, Zr, Sr, Be и других элементов проявлены на заключительных стадиях постмагматического минералообразования в метасоматитах зоны фенитов. Особенно разнообразно в этой зоне представлены минералы редких земель. Такие минералы, как чевкинит, бритолит, церит, бастнезит, барилит, стронцианит, ферсмит, колумбит, давидит и др. не встречаются в аломиаскитовых метасоматитах и рассматриваются как типоморфные минералы зоны фенитов.

В той и другой группе метасоматитов масштабы проявления отдельных минеральных ассоциаций различны. В целом отчетливо намечается тенденция к уменьшению масштабов проявления от ранних метасоматических процессов к более поздним, особенно позднегидротермальным. Если более ранние ассоциации минералов процессов микроклинизации, альбитизации, флюоритизации и кальцитизации слагают крупные зоны (реже штокверки и жилы), то более поздние — одиночные тонкие прожилки и часто совмещены во времени друг с другом.

Например, в Ильменских горах и Борсуксае наблюдается совмещение минеральных ассоциаций процессов кальцитизации, флюоритизации и цеолитизации с образованием единой позднегидротермальной ассоциации, представленной кальцитом, флюоритом, серицитом, цеолитами, содалитом и др.

Для всех типов ассоциаций характерны сложные взаимоотношения минералов. Для главных минералов обычно последовательное замещение ранних минералов и их ассоциаций более поздними с закономерной сменой темноцветных от менее щелочных к более щелочным. Минералы редких элементов возникают двумя способами: развиваясь метакристаллически в агрегате породообразующих минералов и обычным кристаллизационным путем в трещинных полостях. Первым способом образуется подавляющее количество аксессуарных редкометалльных минералов. Наблюдаются также примеры стадийного реакционного замещения редкометалльных минералов. Наиболее ярким является замещение пирохлора ферсмитом и колумбитом при наложении на пирохлорсодержащие породы поздних региональных кальцит-кварцевых зон разломов, рассекающих миаскитовый комплекс. При замещении одного минерала другим может происходить высвобождение компонентов, связывающихся в третьем минерале. Примером может служить замещение сфена, содержащего редкие земли и ниобий ильменитом, в результате которого появляется эшинит или пирохлор и т.д.

Для сравнения химизма метасоматитов различных групп и подгрупп использованы результаты 146 силикатных анализов, выполненных автором и другими исследователями, взятых в основном из опубликованных работ. Из них: 41 анализ западно-уральских апоэффузивных, апосланцевых и апоглинисто-карбонатных метасоматитов (28 анализов автора), 33 - полярно-уральских апогранитоидных и апосланцевых альбититов (Апельцин и др., 1967) и 72 анализа апомиаскитовых и апофенитовых метасоматитов восточно-уральских полей (25 анализов авторских). Наиболее полно химически охарактеризованы западно-уральские апоэффузивные, полярно-уральские апогранитоидные и восточно-уральские апомиаскитовые метасоматиты.

При метасоматозе образуются щелочные породы разнообразного химического состава - от щелочных ультрабазитов и габроидов до фельдшпатоидных, щелочных сиенитов и щелочных гранитов. При этом наиболее непостоянный состав имеют метасоматиты ранней стадии процесса, на заключительных стадиях метасоматоза его продукты приобретают более стабильный и лейкократовый характер. В целом состав щелочных метасоматических пород определяется типом щелочных метасоматозипроизводящих растворов (фтористые, карбонатные, фтор-карбонатные), также составом первичных пород, неравномерностью и полнотой проявления стадийности метасоматоза.

Для выявления петрохимических критериев разделения уральских щелочных метасоматических пород и сопоставления их химического состава друг с другом нами был применен новый тип диаграммы, построенной на основе развернутой тетраэдрической проекции А.Н. Заварицкого. Результаты конкретных химических анализов нанесены в атомных процентах. Впервые этот тип диаграммы был применен А.П. Калитой (1972) для петрохимической характеристики гранитных пегматитов, но в других координатах. Координаты диаграммы в нашем случае стали Mg-SiAl-Fe-KNa, т.е. элементы, определяющие в наиболее полной мере специфику состава уральских метасоматических пород (фиг. 35 в конце книги). На диаграмме карбонатизированных пород Вишневых-Ильменских гор ее координаты несколько видоизменены - к группе Si+Al присоединено CO₂, а к Na+K - кальций, ввиду того, что карбонатизация является типичным процессом кислотного выщелачивания, при котором происходит закономерный вынос Si, Al, Na и K.

Среди уральских щелочных метасоматитов четко выделяется две петрохимических серии щелочных пород: 1) высоко магнезиально-железистая (меланократовая) и 2) низко магнезиально-железистая (лейкократовая).

Метасоматиты первой серии объединяют продукты щелочного метасоматоза Западно-Уральского поля и процесса карбонатизации (слюдиты, кальцититы) Вишневых-Ильменских гор. Для них характерна максимальная обогащенность железом, магнием (табл. 23),

минимальное Fe/Mg отношение, самая высокая относительная концентрация Na по отношению к K и наиболее высокие для уральских метасоматитов содержания подкорковых элементов — Sr, Ba, V, Cr, Ni, Co (табл. 24), свойственных ювенильным глубинным типам щелочных пород, являющихся производными щелочно-базальтового магматизма. Большинство метасоматических пород этой серии, за исключением продуктов карбонатизации, имеет агпаитовый характер. Средний коэффициент агпаитности западно-уральских метасоматитов (апоеффузивных, апосланцевых и апоглинисто-карбонатных) равен 1,03; отдельные типы пород имеют значения данного коэффициента выше 2 (2,16–2,43). Наиболее агпаитовыми являются апокарбонатные породы (1,05–2,16), менее — апоеффузивные (0,52–2,43) и слабо агпаитовыми — апосланцевые (0,23–1,24). Большинство неагпаитовых пород в данной серии формируется на заключительном этапе формирования метасоматитов — при развитии процессов кислотного выщелачивания. Типичны для них также (вследствие большой полноты и интенсивности развития процессов) широкие пределы колебаний глиноземистости (Al/Si в атомных %) и суммарной щелочности (атомные % от $\Sigma SiAl + KNa + FeMg$) с развитием чисто натриевых и калиевых фаций. По содержанию глинозема породы западноуральского метасоматического поля составляют единую среднеглиноземистую группу ($Al > 15 < 20$), а по щелочности три подгруппы: слабощелочную ($K + Na > 10 < 15$), среднешелочную ($K + Na > 15 < 20$) и высокощелочную ($K + Na > 20$). Последним соответствуют апосланцевые, апоеффузивные и апоглинисто-карбонатные подгруппы метасоматитов.

Западно-уральские метасоматиты из первично-базальтоидных элементов в наибольшей степени обогащены V, Co, Ni и Cr. Кларк-концентрации этих элементов здесь составляет 3–5,5. Стронций и барий находятся на уровне кларковых значений для щелочных пород. Более богаты подкорковыми элементами апоеффузивная подгруппа щелочных метасоматитов, в которых обычно их концентрация в 1,5–4,5 раза выше первичных пород.

Слюдиты и кальцититы Вишневых-Ильменских гор, в отличие от западно-уральских метасоматических пород, характеризуются, помимо плюмазитовости, наиболее низкими в этой серии пород глиноземистостью ($Al > 10 < 15$), щелочностью ($K + Na > 10 < 15$), окисленностью железа и Na/K отношением (см. табл. 23). Эти породы выделены в особую низкоглиноземистую группу ($Al > 10 < 15$). Они в максимальной степени обогащены подкорковыми элементами и в первую очередь Sr и Ba, кларк-концентрация которых достигает 5–6,5. Нами проанализированы все виды природных ассоциаций метасоматических пород зон карбонатизации: 1) слюдиты → брекчиевые биотит-кальциевые породы, 2) биотит-полевошпатовые породы → слюдиты → массивные биотит-кальцитовые породы и 3) слюдиты → и кальцититы. Первые две ассоциации типичны для карбонатизации главной фазы, третья — для прожилко-штокверковой зоны Вишневых гор. Для каждой фазы карбонатизации выявлен различный характер

Таблица 23

Средние петрохимические характеристики (в атомн. %) двух серий уральских щелочных

Серия пород	Группа (подгруппа) пород		Fe	Mg	Fe/Mg	Fe ^{III} /Fe ^{II} + Fe ^{III}
I. Высокомагнезиально-железистая (агпаитовая)		Высокощелочная	$\frac{8,6}{(5,6-12,3)}$	$\frac{4,4}{(1,0-12,2)}$	$\frac{2,0}{(0,5-9,5)}$	$\frac{0,75}{(0,41-0,89)}$
		Среднещелочная	$\frac{9,2}{(0,6-16,4)}$	$\frac{3,4}{(0,3-8,5)}$	$\frac{2,7}{(0,8-19,0)}$	$\frac{0,78}{(0,40-0,98)}$
		Слабощелочная	$\frac{12,4}{(7,6-19,3)}$	$\frac{6,5}{(0,4-16,3)}$	$\frac{1,9}{(0,2-51,0)}$	$\frac{0,45}{(0,02-0,86)}$
Ia. Высокомагнезиально-железистая (плюмазитовая)	Низкоглиноземистая	Среднее:	$\frac{9,8}{7,3}$	$\frac{4,3}{3,9}$	$\frac{2,3}{1,9}$	$\frac{0,69}{0,40}$
		Слабощелочная	$\frac{7,3}{(4,6-12,1)}$	$\frac{3,9}{(1,2-8,1)}$	$\frac{1,9}{(1,2-4,1)}$	$\frac{0,40}{(0,17-1,0)}$
II. Низкомагнезиально-железистая (плюмазитовая)	Высокоглиноземистая	Среднещелочная	$\frac{2,4}{(0,1-8,5)}$	$\frac{0,4}{(0,1-1,3)}$	$\frac{6,0}{(0,6-26,7)}$	$\frac{0,51}{(0,07-1,0)}$
		Слабощелочная	$\frac{1,5}{(0,8-2,5)}$	$\frac{0,5}{(0,2-2,8)}$	$\frac{3,0}{(0,5-11,0)}$	$\frac{0,53}{(0,18-0,71)}$

распределения первично-базальтовых элементов. В породах главной фазы наблюдаются более высокие концентрации этих элементов, чем в прожилковой. Все типы пород главной фазы имеют сопоставимый уровень концентраций данных элементов, что указывает на их генетическое родство. Это относится прежде всего к биотит-полевошпатовым породам, которые Б.М. Роненсоном (1968) отнесены к более ранним переходным типам от фенитов к миаскитам. В возрастной последовательной серии пород каждой ассоциации V, Co, Ni и Sr обычно обогащены более ранние породы, а Sr и Ba - более поздние карбонатизированные и кальцитовые породы.

Второй петрохимической серии породы, в отличие от первой, свойственны низкие содержания Fe, Mg, значительно более низкая относительная концентрация Na по отношению к K и высокая - Fe по отношению к Mg. Эти породы всегда плюмазитового ряда, для них характерны локальные концентрации литофильных редких и малых элементов. Среди них выделяется две группы (см. табл. 23):

K + Na	Al	Na + K/Al	Na/K	Si/Al	Примеры
$\frac{24,1}{(21,1-26,4)}$	$\frac{17,6}{(12,0-22,1)}$	$\frac{1,43}{(1,05-2,16)}$	$\frac{11,7}{(1,7-25,3)}$	$\frac{2,7}{(1,7-4,0)}$	Западно-уральские апокарбонатные метасоматиты (6 ан.)
$\frac{15,7}{(8,2-20,3)}$	$\frac{16,2}{(8,3-23,1)}$	$\frac{1,06}{(0,52-2,43)}$	$\frac{3,4}{(0,1-13,4)}$	$\frac{3,8}{(2,5-7,6)}$	Западно-уральские апоэффузивные метасоматиты (20 ан.)
$\frac{12,3}{(4,6-18,6)}$	$\frac{17,3}{(7,2-27,5)}$	$\frac{0,79}{(0,23-1,24)}$	$\frac{11,0}{(0,3-76,5)}$	$\frac{3,7}{(1,3-9,4)}$	Западно-уральские апосланцевые (8 ан.) метасоматиты
$\frac{16,4}{(4,0-12,0)}$	$\frac{16,7}{(8,5-17,7)}$	$\frac{1,03}{(0,48-1,05)}$	$\frac{6,7}{(0,5-2,4)}$	$\frac{3,5}{(1,4-2,9)}$	Апомиаскистовые слюдиты-кальцититы Вишневых-Ильменских гор (7 ан.)
$\frac{10,5}{(4,0-12,0)}$	$\frac{12,2}{(8,5-17,7)}$	$\frac{0,80}{(0,48-1,05)}$	$\frac{1,3}{(0,5-2,4)}$	$\frac{2,4}{(1,4-2,9)}$	Альбититы миаскистовых комплексов (27 ан.)
$\frac{19,8}{(13,5-26,2)}$	$\frac{23,5}{(16,9-31,5)}$	$\frac{0,84}{(0,62-1,14)}$	$\frac{2,8}{(1,0-6,4)}$	$\frac{2,2}{(1,4-4,0)}$	Полярно-уральские альбититы (33 ан.)
$\frac{12,5}{(6,5-16,6)}$	$\frac{15,1}{(11,7-16,6)}$	$\frac{0,83}{(0,41-1,42)}$	$\frac{2,6}{(0,3-10,3)}$	$\frac{4,7}{(4,0-6,0)}$	

высокоглиноземистая (апомиаскистовая) среднешелочная ($Al > 20$; $Na + K < 20$) и среднеглиноземистая (апогранитоидная) слабощелочная ($Al > 15$; $K + Na < 15$).

Апомиаскистовая группа метасоматических пород при близкой концентрации Mg, степени окисленности железа, коэффициента агпитности и Na/K отношения с полярно-уральскими апогранитоидными метасоматитами, отличаются от них большей концентрацией суммарного железа, более высоким (самым высоким для уральских метасоматитов) Fe/Mg отношением (6), значительно более высокой суммарной щелочностью, глиноземистостью и пониженным Si/Al отношением (2,2 вместо 4,7). Подкорковые первичнобазальтовые элементы в этой серии пород характеризуются в большинстве своем кларком концентрации ниже 1, иногда несколько превышающим 1. В полярно-уральских альбититах такие подкорковые элементы, как V, Co, Ni, имеют концентрацию в 3-5 раз ниже, чем в гранитах (Апельцин и др., 1967) и тем более в щелочных породах. Альби-

Таблица 24

Средние содержания подкоровых щелочно-базальтоидных малых элементов в уральских щелочных метасоматитах (в г/т) первой серии

Поля	Sr	Ba	V	Co	Ni	Cr
Западно-Уральское	$\frac{1160(74)}{1,0}$	$\frac{1200(84)}{0,8}$	$\frac{202(10)}{3,0}$	$\frac{16(10)}{5,4}$	$\frac{72(10)}{3,8}$	$\frac{198(10)}{5,2}$
Увильдинское (зоны карбонати- зации)						
Слюдиты	$\frac{2772(12)}{2,5}$	$\frac{3666(12)}{2,3}$	$\frac{272(10)}{3,9}$	$\frac{38(10)}{7,0}$	$\frac{33(10)}{1,7}$	$\frac{130(10)}{3,4}$
Брекчиевые биотит-кальцито- вые породы	$\frac{4865(9)}{4,3}$	$\frac{6785(9)}{4,2}$	$\frac{164(10)}{2,3}$	$\frac{18(10)}{3,3}$	$\frac{17(10)}{0,9}$	$\frac{58(10)}{1,5}$
Потанинское поле (зоны карбона- тизации)						
Биотит-полевошпатовые породы	$\frac{3735(4)}{3,3}$	$\frac{10475(4)}{6,5}$	$\frac{167(4)}{2,4}$	$\frac{28(4)}{5,2}$	$\frac{13(4)}{0,7}$	$\frac{35(4)}{0,9}$
Слюдиты	$\frac{1853(3)}{1,6}$	$\frac{5367(3)}{3,4}$	$\frac{437(3)}{6,2}$	$\frac{145(3)}{26,9}$	$\frac{74(3)}{3,9}$	$\frac{147(3)}{3,9}$
Биотит-кальцитовые породы	$\frac{4503(3)}{4,0}$	$\frac{7367(3)}{4,6}$	$\frac{307(3)}{4,4}$	$\frac{73(3)}{13,5}$	$\frac{23(3)}{1,2}$	$\frac{73(3)}{1,9}$
Вишневогорское поле (штоквер- ковые зоны):						
Слюдиты	$\frac{1300(1)}{0,8}$	$\frac{400(1)}{0,25}$	$\frac{340(1)}{4,9}$	$\frac{22(1)}{4,1}$	$\frac{8(1)}{0,4}$	$\frac{100(1)}{2,6}$
Биотитовые кальцититы	$\frac{367(3)}{0,3}$	$\frac{8833(3)}{5,5}$	$\frac{52(3)}{0,7}$	$\frac{9(3)}{1,7}$	$\frac{7(3)}{0,4}$	$\frac{62(3)}{1,6}$

Примечание. В числителе в скобках дано количество проб; в знаменателе — кларк концентрации по отношению к средним содержаниям в щелочных породах (Осокин, 1971).

титы Вишневых гор несколько обогащены V и Co; их кларк-концентрации соответственно равен 1,3 и 1,4 при содержаниях (среднее из 9 анализов) 93 и 7,6 г/т. Содержание остальных подкоровых элементов (Ni, Cr, Ba и Sr) всегда ниже фонового для щелочных пород: Ni - 3,4; Cr - 10,9; Ba - 1411; Sr \pm 285-1000 г/т. Кларк-концентрации этих элементов соответственно равны 0,2; 0,3; 0,8 и 0,2-0,8.

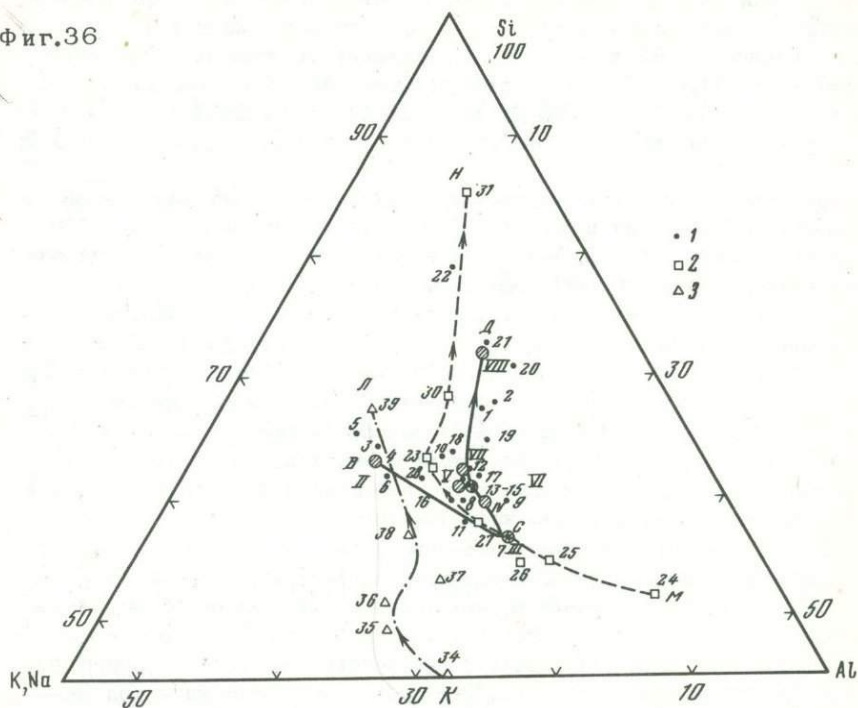
Особенно обогащены коровыми элементами полярно-уральские альбититы (Апельцин и др., 1967): средние содержания для большинства элементов в 2,5-11 раз выше кларков гранитов и щелочных пород, а для Sn и Bi еще выше (в сотни раз). Альбититы Вишневых-Ильменских гор характеризуются менее стабильным обогащением коровыми элементами. Средние содержания таких элементов как Mo, Sn, Pb всего лишь в 1,5-2 раза (соответственно 8,8 и 27 г/т) выше фонового содержания в щелочных породах, а Li, Rb, Cs и Be находятся в них в концентрациях ниже кларковых в щелочных породах. В то же время в альбитизированных породах Мугоджар кларк-концентрации этих элементов в 1,1-2,9 раза выше среднего содержания в щелочных породах.

В ходе развития процесса щелочного метасоматоза от стадии к стадии наблюдается сложная эволюция вещества, определяемая составом первичных пород, составом ювенильных щелочных растворов и падением температуры. Во всех группах метасоматитов намечается одинаковый характер изменения к концу процесса главных порообразующих элементов (K, Na, Al, Si), определяющих ход развития щелочного метасоматоза: щелочность и глиноземистость убывают, а кремнекислотность возрастает. Данное положение наглядно видно на тройной диаграмме KNa-Si-Al (фиг. 36) для апоэффузивных, апосланцевых и апоглинисто-карбонатных метасоматитов Западно-Уральского поля.

Синусоидальный характер распределения Fe^{II} , Fe^{III} и Mg от стадии к стадии указывает в основном на заимствование этих элементов из первичных пород и их дальнейшее перераспределение в ходе процесса.

Заключительные процессы окварцевания, флюоритизации и карбонатизации во всех группах метасоматитов соответствуют процессам кислотного выщелачивания. Характер и место их в процессе щелочного метасоматоза определяются составом щелочных метасоматирующих растворов. Примененная нами тройная диаграмма $\Sigma Fe + Mg + Ca$ (часть элемента в темноцветных минералах) - SiAl-Ca^{II} (часть элемента, идущая на карбонатизацию) + CO₂, позволила для зон карбонатизации Вишневых-Ильменских гор, например, выявить сопряженный характер изменения Si + Al, Ca^{II}CO₃ и установить две петрохимические ветви метасоматических пород (фиг. 37). Первая объединяет слюдиты и полевошпатиты экзоконтактных и апикальных участков карбонатизации с эволюцией вещества от меланократовых к лейкократовым типам; вторая - биотит-кальцитовые и кальцитовые породы, развитые в тыловых зонах.

Фиг.36



Фиг.37

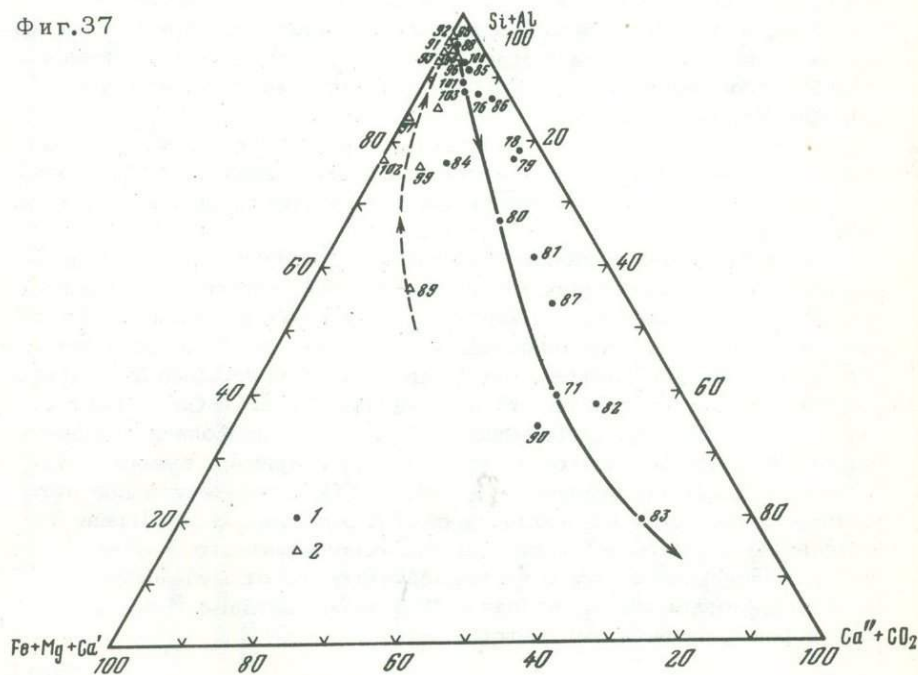


Таблица 25.

Средние отношения редких элементов в формационных группах уральских щелочных метасоматитов

Группа	Ta/Nb	Hf/Zr	$\Sigma TR_Y / \Sigma TR_{Cl}$	Rb/K	Литературный источник
Щелочно-базальтовый (западно-уральский)	1:13,2(142)	1:80,0(12)	1:32,4(58)	1:130(143)	Еськова, Ефимов, 1970
Нефелин-сиенитовый (миаскитовый, восточно-уральский)	1:52,7(92)	1:63,9*(35)	1:92,7(54)	1:350	Еськова и др. (1964)
Щелочно-гранитный (полярно-уральский)	1:7,0(425)	1:23,5*(4)	44,2:1(16)	1:19,9(14)	Апельцин и др. (1967); Минеев (1974)

*Дано в минералах группы циркона.

В скобках приведено количество определений.

Наиболее типоморфной геохимической чертой уральских щелочных метасоматитов является постоянное присутствие в них группы ювенильных редких элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, TR цериевой и иттриевой подгрупп). Несмотря на то, что три формационные группы метасоматитов (щелочно-базальтовая, щелочно-нефелин-сиенитовая и щелочно-гранитная) Урала характеризуются одинаковым набором и близкими содержаниями указанной группы элементов, они резко

Фиг. 36. Диаграмма однотипного изменения Al-Na, Si и Al в ходе развития процессов щелочного метасоматоза (от ранних стадий к поздним) в Западно-Уральском поле метасоматитов

1 - апоэффузив (BCD; T - VIII-средние составы; 2 - апосланцевые (MN), 3 - апоглинисто-карбонатные метасоматиты

Фиг. 37. Петрохимическая диаграмма метасоматических пород процесса карбонатизации Вишневых-Ильменских гор

Ca - кальций в составе породообразующих темноцветных минералов; Ca'' - кальций, идущий на карбонатизацию

1 - карбонатизированные миаскиты, фениты и кальцититы тыловых зон карбонатизации; 2 - слодиты и полевошпатовые породы экзоконтактовых участков зон карбонатизации

отличаются по индикаторным отношениям последних (табл. 25). Щелочно-гранитные полярно-уральские метасоматиты имеют более высокие величины отношений Ta/Nb , Hf/Zr , Rb/K и резкое преобладание иттриевых редких земель над цериевыми в среднем составе лантаноидов. Щелочно-нефелин-сиенитовые (миаскитовые) метасоматиты характеризуются крайне низкими величинами индикаторных отношений редких элементов и резко цериевым средним составом редкоземельных элементов. Индикаторные отношения редких элементов в щелочно-базальтовых западно-уральских метасоматитах занимают промежуточное положение между двумя вышеупомянутыми формационными группами.

Сопоставление средних содержаний этой группы редких элементов в первичных породах и соответствующих щелочных метасоматитах свидетельствует о привносе большей их части ювенильными щелочными растворами. Коэффициент концентрации редких элементов в щелочных метасоматитах для различных элементов варьирует от 2,5 до 225 и достигает максимального значения в апоосадочных (метаморфизованных) типах этих образований. Главная масса редких элементов концентрируется на границе стадий, резко различающихся по щелочности (микроклинизация - альбитизация, альбитизация - кислотное выщелачивание).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ фактического материала по геологии, петрографии и минералогии уральских щелочных метасоматитов дает возможность сделать следующие обобщения.

I. В настоящее время на Урале известно десять полей редкометальных щелочных метасоматитов, локализованных в трех структурных зонах: Центрально-Уральском поднятии (Западно-Уральское и Полярно-Уральские), Тагильско-Магнитогорском прогибе (Сугомакское) и Восточно-Уральском поднятии (Вишневогорское, Потанинское, Увильдинское, Ильменогорское и Борсуксайское). Большинство полей контролируется зонами пересечения субмеридиональных глубинных разломов, свойственных уральской складчатой структуре, с глубинными субширотными разрывными структурами, возможно доуральского заложения, и выступами архейских и протерозойских глубоко метаморфизованных и гранитизированных пород основания (Тарташским, Собским, Ильменогорско-Сысертским и Мугоджарско-Кайрактинским).

Редкометальные щелочные метасоматиты обычно находятся в тесной связи с редкометальными магматическими комплексами. Чаще эта связь обнаруживается в производных щелочно-гранитоидной формации.

Щелочной метасоматоз проявлен на заключительных этапах двух тектоно-магматических циклов уральской геосинклинали: каледонском (раннепалеозойском; 390-420 млн. лет) и герцинском (позднепалеозойском; 250-350 млн. лет), с локализацией в пределах западного склона в Башкирском и Харбейском мегантиклинориях обеих возрастных групп и только позднепалеозойских в Ильменогорско-Сысертском и Восточно-Мугоджарском мегантиклинориях в пределах восточного склона.

II. При классификации уральских щелочных метасоматитов в качестве классификационных признаков были использованы три главных: формационная принадлежность (генезис щелочных растворов); харак-

тер замещаемого субстрата; интенсивность и полнота проявления метасоматических процессов. Первый из них стал определяющим для крупного деления этих образований на генетические группы (щелочно-базальтоидную, нефелин-сиенитовую и щелочно-гранитную); второй - для выделения среди групп погранитоидных, апосланцевых, аполитно-карбонатных, апоэффузивно-осадочных, апомиаскитовых и апофенитовых подгрупп, а третий - для подразделения образований отдельных метасоматических процессов: микроклинизации, альбитизации, карбонатизации, окварцевания, флюоритизации и других, с образованием фаций (типов) микроклинитов, альбититов, слодитов, кальцитов и т.д. По наличию или отсутствию очевидной связи с интрузивными щелочными комплексами выделяется две формации метасоматитов. Первая, приуроченная к зонам активизации древнего фундамента западного склона, характеризуется отсутствием генетической связи с интрузивными щелочными комплексами и образованием в результате воздействия ювенильных щелочных растворов на разнообразные породы: гранитоиды, сланцы, эффузивы основного состава и глинисто-карбонатные. Вторая формация приурочена к участкам развития миаскитовых комплексов восточного склона, генетически с ними связана, являясь их постмагматическими (последепегматитовыми) дифференциатами.

III. Все петрографическое разнообразие щелочных метасоматических пород, образовавшихся в результате проявления главных стадий щелочного метасоматоза (начальной, ранней щелочной и кислотного выщелачивания), хорошо систематизируется на основе предложенной автором тройной диаграммы MAV , построенной по данным количественно-минералогических подсчетов шлифов и проб. Параметрами диаграммы являются три группы минералов: M - мафические (слоды, пироксены, амфиболы, гематит), A - щелочные полевые шпаты (микроклин, альбит), B - минералы процессов кислотного выщелачивания (кварц, флюорит, кальцит). Выделено три крупных класса метасоматических пород: мафититы ($M \geq 60\%$), фельдшпатиты ($A \geq 60\%$) и "ацидититы" ($B \geq 60\%$), девять парагенетических типов (эгириниты, слодиты, амфиболититы, гематиты, микроклиниты, альбититы, кварцититы, флюорититы, кальцититы) и большое число промежуточных подклассов, подтипов и разновидностей.

IV. Среди уральских щелочных метасоматитов четко выделяется две петрохимических серии щелочных пород: высокомагнезиально-железистая (меланократовая) и низкомагнезиально-железистая (лейкократовая). Породы первой серии (с среднеглиноземистой и низкоглиноземистой группами и тремя по щелочности подгруппами) объединяют продукты щелочного метасоматоза Западно-Уральского поля и процесса карбонатизации Вишневых-Ильменских гор. Они характеризуются максимальной для уральских метасоматитов обогащенностью Mg и Fe , минимальным Fe/Mg отношением, самой высокой относительной концентрацией Na , наиболее высокими средними содержаниями подкорковых элементов (Sr, Ba, V, Cr, Ni, Co), свой-

ственных производным глубинных щелочных комплексов щелочно-базальтового магматизма. Второй серии щелочных метасоматических пород, в отличие от первой, свойственны низкие содержания Fe и Mg, значительно более низкая относительная концентрация Na по отношению к K и высокая (Fe) по отношению к Mg, отсутствие повышенных концентраций подкорových элементов, постоянное, иногда локальное, обогащение коровыми литофильными элементами (Rb, Cs, Sn, W, Bi и др.).

Эта серия объединяет две группы щелочных пород: высокоглиноземистую среднешелочную (апомиаскитовую) и среднеглиноземистую слабощелочную (апогранитоидную), имеющих метасоматическую и палингенно-метасоматическую природу образования в коровых участках земной коры (полярно-уральские и восточно-уральские миаскитовые альбититы).

V. Минералогическими особенностями уральских щелочных редкометалльных метасоматитов являются: 1) резкое преобладание среди всех групп минералов (главных породообразующих, второстепенных и аксессуарных) минералов натрия и калия; 2) широкие количественные вариации главных породообразующих минералов — высокоупорядоченных полевых шпатов (беспертитового микроклина, шахматно-полисинтетического, зернистого и лейстового альбита), темноцветных (биотитовых и мусковитовых слюд, щелочных амфиболов ряда гастингсит-арфведсонит-рибекита, щелочных пироксенов группы эгирина) и кварца; 3) значительные количества минералов летучих компонентов (флюорита, содалита, канкринита, натролита, кальцита, анкерита и др.), приобретающих в отдельных полях на поздних стадиях развития значение главных минералов; 4) большое разнообразие (около 70 видов и разновидностей) комплекса аксессуарных минералов редких металлов, типоморфных для всех изученных объектов: Nb, Ta, Zr, Hf, TR (22 минерала тантала и ниобия, около 30 — редких земель, 4 — циркония) и менее характерных, встречающихся спорадически: Li, Be, Sr (4 минерала лития, 5 — бериллия, 4 — стронция).

В уральских метасоматитах выделяется пять групп парагенетических ассоциаций минералов, отвечающих развитию определенных стадий щелочного метасоматоза.

Первая группа обычно характеризуется полущелочными, реже щелочными амфиболами и пироксенами, маложелезистыми слюдами, Ca-Na-полевым шпатом, нефелином (или ранним содалитом), порфиробластовым альбитом и зернистым микроклином (небольшие количества). В отдельных полях она образуется в результате перекристаллизации и щелочной базификации. Типично присутствие повышенных количеств реликтовых минералов первичных пород и отсутствие редкометалльной минерализации.

Вторая группа играет главную роль при образовании метасоматитов и формируется в процессе развития последовательных процессов микроклинизации и альбитизации в раннюю щелочную стадию.

Для микроклинизации характерны: 1) микроклин (мелкозернистый, табличчатый и крупнокристаллический) с высокой степенью триклинности, беспертитовый, слабо и четко решетчатый; 2) наиболее железистые слюды групп биотита и мусковита (сидерофиллит, лепидомелан, фенгит-ферримусковит); 3) небольшие количества акцессорной циркониевой, ниобиевой и редкоземельно-горюевой минерализации. При альбитизации приобретает широкое развитие полисинтетически-шахматный, зернистый и лейстовый альбит с подчиненным микроклином; слабо железистые слюды (Fe-флогопит, менее железистый лепидомелан, фенгит-мусковит), наиболее щелочные амфиболы, пироксены (эгирин, рибекит); образуются главная масса танталниобиевых, циркониевых, редкоземельных минералов и локально-литиевая, бериллиевая и стронциевая минерализация.

Третья группа формируется при процессах кислотного выщелачивания (окварцевание, флюоритизация и карбонатизация): для окварцевания, развитого в наименее щелочных подгруппах метасоматитов, типичны кварц, флюорит, мусковит, мусковит-циннвальдит, флогопит, хлориты, рибекит-асбест, гематит, касситерит, колумбит (колумбитизация ранних тантало-ниобатов) и др.; для флюоритизации и карбонатизации в более щелочных подгруппах этих образований — флюорит, кальцит, анкерит, апатит, минералы ниобия и тантала (пирохлор, пандайт, баотит и др.), редких земель (фторкарбонаты) и обилие сульфидов железа, свинца, цинка и молибдена.

Четвертая группа проявлена крайне редко; развита локально в наиболее щелочных апоглинисто-карбонатных и апомиаскитовых метасоматитах, характеризующихся повторной поздней волной щелочности.

Типична ассоциация позднего содалита, канкринита, натролита, позднего переотложенного микроклинита, кальцита, флюорита, мусковита, окислов алюминия, сульфидов, гематита и др. Редко-металлическая минерализация обычно отсутствует.

Пятая группа представлена в прожилковой поздне-гидротермальной серии кальцитового, кальцит-кварцевого, кварцевого и цеолитового состава. Характерно присутствие кальцита, анкерита, сидерита, барита, флюорита, мусковита, рибекита, хлоритов, халцедоновидного кварца, содалита, вишневиты, анальцима, канкринита, натродавина, натролита, окислов алюминия, сульфидов и разнообразной, в основном редкоземельной, реже специфической акцессорной минерализации бериллия, стронция и бария.

Различие и большое разнообразие минерального состава отдельных полей редкометаллических метасоматитов определяется: 1) щелочностью (слабой, средней, высокой) и составом (фтористый, фторкарбонатный и карбонатный) щелочных растворов, 2) составом первичных пород, 3) интенсивностью и полнотой проявления отдельных стадий процесса щелочного метасоматоза, 4) содержаниями редких элементов и 5) наличием в отдельных полях ореолов выноса редких элементов в экзоконтактные зоны.

VI. Выделенные на основе анализа структурного положения, связи с магматическими комплексами, геологического строения петрографического состава, минеральных ассоциаций, петрохимической и геохимической специализации три формационных группы щелочных редкометалльных метасоматитов Урала характеризуются следующими специфическими чертами.

Метасоматиты щелочно-базальтоидной формации (Западно-Уральское поле), развитые в переходной зоне сочленения Русской платформы с Уральской геосинклиналию, отличаются: 1) каледонским (силур-девон) возрастом, 2) приуроченностью к жерлу субщелочного трахиандезито-базальтового вулкана, 3) наличием магнезиоарфведсонит-рибекитовых сиенитов, 4) преобладающим развитием меланократовых (эгириновых, магнизиорибекитовых, сидерофиллитовых, феррифлогопитовых и гематитовых) разновидностей метасоматических пород высокой алкаитности ($\frac{K+Na}{Al} = 1,03-2,43$),

5) широким развитием поздних процессов флюоритизации, нефелинизации, содалитизации и карбонатизации в виде локальных зон и гематит-анкерит-кальцитовых фаций поздних карбонатитов, 6) максимальной для уральских метасоматитов обогащенностью магнием, железом (12-18 атомн.% Mg+Fe), натрием (относительная концентрация по отношению к K около 7) и повышенной - подкоровыми элементами (Sr, Ba, V, Cr, Ni, Co), 7) средней глиноземистостью ($Al > 15 < 20$ атомн.%) и минимальным Fe/Mg отношением (около 2). Их редкометалльная специфика определяется повышенными содержаниями ювенильных (Nb, Ta, Zr, Hf, TR) редких элементов со средними индикаторными Ta/Nb, Hf/Zr и TR_{Cl}/TR_{Y} отношениями, равными соответственно 13; 80; 32 и стабильно повышенным фоновом некоторых коровых редких элементов.

Для метасоматитов нефелин-сиенитовой (миаскитовой) формации (Восточно-Уральские поля), локализованных в пределах Восточно-Уральского поднятия, типоморфны: 1) позднепалеозойский (карбон-пермь) возраст, 2) приуроченность к апикальным и экзоконтактовым зонам миаскитовых массивов, 3) послепегматитовый характер образования, 4) лейкократовый облик лепидомелановых плюмазитовых метасоматических пород ($\frac{K+Na}{Al} = 0,48-0,93$),

5) широкое развитие процессов карбонатизации и незначительное - флюоритизации, 6) низкие суммарные содержания Mg и Fe (2,8 атомн.%) при наиболее высоком (6,0) среди уральских метасоматитов Fe/Mg отношении для альбититов и повышенные их содержания (11,2 атомн.%) в кальцититах при низком (1,9) Fe/Mg отношении и максимальной обогащенности подкоровыми элементами (Sr, Ba, V, Cr, Ni, Co), 7) средняя щелочность (K+Na около 20 атомн.%, при Na/K = 1,3-2,8), 8) постоянная обогащенность Nb, Zr, TR и самые низкие концентрации Ta, Hf и $Y(Nb/Ta = 53; Zr/Hf = 64; TR_{Cl}/TR_{Y} = 93)$; 9) нестабильная обогащенность литофильными коровыми элементами.

Полярно-уральские альбититы щелочно-гранитоидной формации, развитые среди глубоко метаморфизованных и гранитизированных кристаллических сланцев Центрально-Уральского поднятия, имеют: 1) позднепалеозойский (верхний девон-карбон) возраст, 2) приуроченность к инъекционным зонам плагиогнейсов и гранитизированных сланцев, к выклинивающимся флангам инъекционных залежей доордовикских гранитоидов, к краевым частям массивов гранитов и гранито-гнейсов; 3) лейкократовый облик плюмазитовых ($\frac{K+Na}{Al} = 0,83$, редко агпаитовых) метасоматических пород с фенгит-ферримусковитовыми слодами; 4) широкое распространение флюоритизации с почти полным отсутствием процессов карбонатизации, 5) низкомагнезиально-железистый характер (2 атомн.% Mg+Fe) с низким Fe/Mg отношением (3,0), слабой щелочностью (K+Na = 12,5 атомн.%) и средней глиноземистостью (Al около 15 атомн.%), 6) относительно высокой концентрацией Ta, Hf и Y ($Nb/Ta = 7$; $Zr/Hf = 21$; $\Sigma TR_{Ce}/\Sigma TR_{Y} = 0,8$) при постоянно повышенных содержаниях Nb, Zr и TR, 7) стабильную обогащенность литофильными коровыми элементами (Sn, W, Pb, Bi) и др.) и 8) пониженные содержания подкоровых элементов (Ti, V, Co, Ni).

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К.А., Бекботаев А.Т. Щелочная гранитоидная провинция Мугоджар. - Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докл., т. 4. Свердловск, 1966.
- Абдрахманов К.А., Бекботаев А.Т. Щелочная гранитоидная формация Мугоджар. - В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогенез Урала". Труды Второго Уральского петрограф. совещания, т. 4. Свердловск, 1971.
- Абрашев К.К., Белов Н.В. Кристаллическая структура барилита. - ДАН СССР, 1962, 144, № 3.
- Абрашев К.К., Илюхин В.В., Белов Н.В. Кристаллическая структура барилита $BaBe_2Si_2O_7$. - Кристаллография, 1964, 9, вып. 6.
- Авдонин В.Н., Исаков М.Г., Чесноков Б.В. Чевкинит из Вишневых гор на Урале. - В кн. Труды горно-геол. ин-та Уральского фил.АН СССР, 1961.
- Александров В.Б. Кристаллическая структура ферсмита. - ДАН СССР, 1960, 132, № 3.
- Александров В.Б. Кристаллическая структура эшинита. - ДАН СССР, 1962, 142, № 1.
- Алимарин И.П., Ромм И.И. Сборник химических анализов минералов и горных пород. - Труды ВИМС, вып. 76, 1935.
- Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. - Труды ВИМС, вып. 16, "Недра", 1967.
- Баженов А.Г., Баженова Л.Ф., Красина А.С. Закономерности распределения малых, редких и летучих элементов в Ильменогорском щелочном комплексе. - В кн.: Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Труды Ильменского гос. заповедника, вып. 11, Свердловск, 1974.
- Бакиров А.Г. Связь рудных образований Урала с его широтными структурами. - ДАН СССР, 1963, 149, № 5.
- Барсаинов Г.П. Фергусонит с Адульской группы копей на Урале. - ДАН СССР, нов. серия, 1945, 47, № 6.
- Белов В. Монацит из района Вишневых гор в Среднем Урале. - Зап. Всеросс. минерал. о-ва, 1937, ч. 86, вып. 4.
- Бельковский А.И., Локтина И.Н. Раннепалеозойская ассоциация щелочных гранито-нефелиновых сиенитов западного склона Среднего Урала. - ДАН СССР, 1974, 215, № 5.

- Билибина Т.В. Интрузивные комплексы Мугоджар и их металлоносность. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрограф. совещания, т. 1, Свердловск, 1963.
- Богатиков О.А., Андреева Е.Д. О керсутите из габбро горы Патын (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. "Наука", 1970.
- Бонштедт-Куплетская Э.М. Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. Изд-во АН СССР, 1951.
- Бонштедт-Куплетская Э.М., Бурова Т.А. Фермит — новый кальциевый ниобат из пиматитов Вишневых гор (Средний Урал). — ДАН СССР, 1946, 52, № 1.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Анализ и химическая формула эсхинита. — ДАН СССР, 1941, 30, № 3.
- Бородаевская М.Б. Контактные явления в связи с жильными гранитоидами Березовского района на Среднем Урале. — Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
- Бородин Л.С. Капустин Ю.Л. Бербанкит — первая находка в СССР. — ДАН СССР, 1962, 147, № 2.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. — Геохимия, 1967, № 10.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. Ниобий в щелочных базальтоидах. — Геохимия, 1968, № 5.
- Бородин Л.С., Нечаева И.А., Ганзеев А.А., Осокин Е.Д. К проблеме формирования щелочных пород и их редкометалльного оруденения. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 3.
- Бородин Л.С., Пятенко И.К. Редкоземельные элементы в щелочных базальтах Среднего Урала (первые данные). — ДАН СССР, 1972, 206, № 2.
- Вакар В.А., Сумин Н.Н. Нефелиновые сиениты на Среднем Урале. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Виноградов А.М., Ярош А.Я. Широтная тектоническая зональность и ее связь с металлогенией (на примере Южного Урала). — В кн.: Труды Свердл. горн. ин-та им. В.В. Вахрушева, 1971, вып. 75.
- Владимирова М.Е. Возраст минералов Ильменских гор по радиоактивным данным. — В кн.: Труды Радиевого ин-та им. В.Г. Хлопина, т. 6, 1957.
- Водорезов Г.И. Докембрий Мугоджар. — Изв. АН КазССР, вып. 15, серия геол., Алма-Ата, 1952.
- Водорезов Г.И. Основные черты магматизма Мугоджар. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8, М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Водорезов Г.И., Киселев Л.И. О геологической позиции и возрасте щелочных пород Мугоджар. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 1, М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Волошин А.В. Акцессорные ниобаты в нефелиновых сиенитах Борсуксайского массива (Мугоджары). — Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1966.
- Волошин А.В. Об акцессорном марганцевом лессингите из Борсуксая (Мугоджары). — Изв. АН КазССР, серия геол., 1966, № 6.
- Волошин А.В. Минералогия щелочных пород Борсуксайского массива. — Автореф. канд. дисс. Киев, 1967.
- Воробьева О.А. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. — В кн.: Проблемы геологии, минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. II, "Наука", 1969.

- Воробьева О.А. Основные структурные черты щелочной интрузии Вишневых гор. — Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 6.
- Воробьева О.А., Ефремова С.В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород. — Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 8.
- Ганзеев А.А., Еськова Е.М., Ефимов А.Ф., Мухитдинов Г.Н. Особенности распределения некоторых редких элементов в ореоле фенизации Вишневогорского щелочного комплекса. — В кн.: Редкометалльные метасоматиты щелочных массивов. "Наука", 1967.
- Гарань М.И. Докембрий и кембрий Урала. — МГК, XVII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гарань М.И. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые. МГК, XVII сессии, 1937, т. II. Тектоника Азии. М.—Л., ГОНТИ, 1939.
- Гарань М.И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала. — Труды ГИ УФАИ СССР, вып. 32. Свердловск, 1959.
- Гассис М.А. Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т.1. Свердловск, 1963.
- Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Т. Полевшпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. — Разведка и охрана недр, 1973, № 1.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Петрология верхней мантии. "Мир", 1968.
- Дементьев Г.Я. О субширотной зональности Южного Урала (по геофизическим данным). — Труды Свердл. горн. ин-та, 1968, вып. 54.
- Ермилова Л.П., Сендерова В.М. О стронцианите из западного Караобинского месторождения в Центральном Казахстане. — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Еськова Е.М. Щелочные апоэффузивные метасоматиты — новый генетический тип редкометалльных месторождений. — "Научные собрания", вып. 4, М., ИМГРЭ, 1969.
- Еськова Е.М. Формационные черты нефелин-сиенитовых комплексов Урала и геохимия в них редких элементов. — В кн.: Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Труды Ильменского государственного заповедника, вып. XI, Свердловск, 1974.
- Еськова Е.М. Щелочные метасоматиты различных структурных зон Урала. Тезисы докладов Третьего Уральского петрограф. совещания, кн. II. Свердловск, 1974.
- Еськова Е.М., Ефимов А.Ф. Особенности распределения редких элементов в апоэффузивных щелочных метасоматитах Урала. — Геохимия, 1970, № 9.
- Еськова Е.М., Ефимов А.Ф. Геология и геохимическая специализация щелочных метасоматитов западного склона Урала. — В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. "Недра", 1975.
- Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов в щелочном комплексе Вишневых гор. "Наука", 1964.
- Еськова Е.М., Казакова М.Е., Лебедева С.И. и др. О первой находке пандайта в СССР. — ДАН СССР, 1971, 200, № 6.
- Еськова Е.М., Назаренко И.И. Пироклор Вишневых гор, его парагенетические ассоциации и особенности химического состава. — Труды ИМГРЭ, вып. 4, Изд-во АН СССР, 1960.

- Ефимов А.Ф., Еськова Е.М. Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала. — В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. "Наука", 1973.
- Ефимов А.Ф., Еськова Е.М., Лоскутова Л.И., Шумкова Н.Г. О новой находке барилита в СССР. — Новые данные о минералах СССР, вып. 20, 1971.
- Ефимов А.Ф., Еськова Е.М., Катаева З.Т. О первой находке нейборита в СССР. — ДАН СССР, 1967, 174, № 5.
- Ефимов А.Ф., Еськова Е.М., Катаева З.Т. О находке бербанкита в щелочных метасоматитах Урала. — Новые данные о минералах СССР, вып. 19, 1969.
- Жабин А.Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Вишневых-Ильменских гор на Урале. — ДАН СССР, 1959, 128, № 5.
- Жабин А.Г. О катапленте из Вишневых гор. — Труды ИМГРЭ, вып. 7. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса редких элементов. Изд-во АН СССР, 1961.
- Жабин А.Г., Александров В.Б., Казаков М.Е. Об эшените гидротермального генезиса из Вишневых гор. — Труды ИМГРЭ, вып. 7. Редкие элементы и акцессорные минералы в ультраосновных, щелочных и кислых породах. Изд-во АН СССР, 1963.
- Жабин А.Г., Александров В.Б., Казакова М.Н., Фекличев В.Г. Первая находка неметамактного эшинита (Вишневые горы, Урал). — ДАН СССР, 1962, 143, № 3.
- Жабин А.Г., Воронков А.А., Казаков М.Е., Халезова Е.Б. Новые данные об акцессорном давидите из Вишневых гор на Урале и о так называемых уфертите и ферутите. — Труды ИМГРЭ, вып. 15, 1965.
- Жабин А.Г., Гайдукова В.С. Взаимоотношения ниобатов — пироклора, ферсмита и колумбита в щелочных сиенитовых и карбонатитовых комплексах. — Геология рудных месторождений, 1962, № 1.
- Жабин А.Г., Казакова М.Е. Барилит ($\text{Ba, Be}_2\text{Si}_2\text{O}_7$) из Вишневых гор — первая находка в СССР. — ДАН СССР, 1960, 134, № 2.
- Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. О гипогенном ореоле выноса редких земель вокруг Вишневогорско-Ильменогорской интрузии миаскитов (Южный Урал). — ДАН СССР, 1959, 126, № 5.
- Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н., Казакова М.Е. Парагенетические ассоциации акцессорных минералов редких элементов в экзоконтактовых фенитизированных породах интрузии миаскитов Вишневых гор. — Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4.
- Жабин А.Г., Самсонова Н.А. Карбонатные породы из щелочного комплекса Вишневых гор на Урале. — Труды ИМГРЭ, вып. 9, 1962.
- Жабин А.Г., Свяжин Н.В. О концентрически-зональных агрегатах редкоземельных минералов из щелочного комплекса Вишневых гор. — Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 9.
- Жабин А.Г., Шумяцкая Н.Г., Самсонова Н.С. Бербанкит из карбонатносного комплекса арбарах (Якутия). — Новые данные о минералах СССР, вып. 20, 1971.
- Жилин И.В., Селиверстов Г.Ф. Петрологические особенности щелочных вулканогенных пород Нязепетровского района. — В кн. Геология и полезные ископаемые Урала (Материалы III Уральской конференции молодых геологов). Свердловск, 1971.
- Жилин И.В., Петров В.И., Селиверстов Г.Ф. Палеозойский магматизм юго-восточной части Уфимского амфитеатра (Нязепетровский район). — В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972.

- Заварицкий А.Н. Щелочные породы Ишима. — Труды петрогр. ин-та АН СССР, вып. 7-8, 1936.
- Заварицкий А.Н. Петрография Бердяшского плутона. — Труды ЦНИГРИ, вып. 96. Л.-М., Глав. редакция геолого-разведочн. и геодезической литературы, 1937.
- Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минерального заповедника и его копей. М., Главное управление по заповедникам, 1939.
- Здорик Т.Б. Бербанкит и продукты его изменения. — В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 17, "Наука", 1966.
- Йодер Г.С., Тилли С.Е. Происхождение базальтовых магм. "Мир", 1965.
- Исаков М.Г. О метасоматическом изменении миаскитов Вишневых гор. — Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, Свердловск, 1956, вып. 24.
- Исаков М.Г. Крокидолит и рибекит в жилах альпийского типа, связанных со щелочными породами. — В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. "Наука", 1967.
- Калинин П.В. К систематике пегматитов Вишневых гор. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1964, № 10.
- Коптев-Дворников В.С., Кузнецов Е.А. Борзовское месторождение корунда. — Труды ин-та прикладной минералогии, 1931, вып. 47.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д.С. Кислотность — щелочность как главный фактор магматических и постмагматических процессов. — В кн.: Труды II Всес. петрогр. совещ., М., 1960.
- Коротеев В.А. Об эпидейцитовых порфирах Полевского района на Среднем Урале. — Метаморфизм, магматизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2, Свердловск, 1963.
- Котина Р.П., Кремнева М.А., Попова Р.П. Некоторые особенности процесса метасоматической сиенитизации и образование щелочных расплавов на примере Катунского массива (Восточная Тува). — Геохимия, 1971, № 8.
- Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурига Т.Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. — Геология месторождений редких элементов, вып. 25. Госгеолтехиздат, 1965.
- Кудрина М.А., Кудрин В.С. Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9.
- Кузнецов Е.А. Петрографический очерк Мочалина лога. — Труды ин-та прикладной минералогии, вып. 44, 1930.
- Кузнецов Е.А. Щелочные породы южной части Кыштымской дачи. — Труды ин-та прикладной минералогии и цветной металлургии, 1930, вып. 48.
- Кузнецов Е.А. Новые нефелинсодержащие горные породы на Урале. — Зап. МГУ, 1947, 2, вып. 124.
- Кузнецов Е.А. Петрографические особенности миаскитов. — Вестн. МГУ, 1947, № 7.
- Кузнецов Е.А. К вопросу о прототектонике щелочных пород восточного склона Урала. — Труды ИГН АН СССР, вып. 147, серия петрограф., № 47, 1953.
- Кумская П.М., Макарович Б.А., Кудрина М.А. Минеральное сырье, 1963, вып. 8.

- Левин В.Я. Новые данные по петрологии Ильменогорского щелочного комплекса. – Ежегодник Института геологии и геохимии УФАИ СССР, 1969. Свердловск, 1970.
- Левин В.Я. Нефелиновые сиениты как альтернативные эквиваленты гранитов. – В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Левин В.Я. Проблемы происхождения нефелиновых сиенитов Урала. Чтения имени академика А.Н.Заварицкого в Институте геологии и геохимии им. акад. А.Н.Заварицкого Уральского научного Центра СССР. Свердловск, 1971. Ротапринт.
- Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских Вишневых гор (формация нефелиновых сиенитов Урала). "Наука", 1974.
- Левин В.Я. Геологическое строение и история формирования Ильменского щелочного комплекса. – В кн.: Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Труды Ильменского государственного запovedника, вып. XI, Свердловск, 1974.
- Левин В.Я., Богомолова Л.К., Липатов В.Н. Основные черты геологического строения Ильменских гор. – Путеводитель экскурсии Вишневые-Ильменские горы. Второе Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1966.
- Левин В.Я., Левина И.А., Панков Ю.Д., Попов Е.Е., Басов В.М., Баженов А.Г., Зуев Г.С., Липатов В.Н. Геология и петрография Ильменогорского щелочного массива на Южном Урале. – Тезисы докл. по пробл. "Генезис щелочных пород" на III Всесоюз. петр. совещ. СО АН СССР. Новосибирск, 1963.
- Лисицин А.И., Таланцев А.С. Новые данные о металлогении западного склона Урала. – Советская геология, 1965, № 2.
- Локтина И.Н., Белковский А.И. Эгириновые нефелиновые сиениты и плагиоклазиты западной части Уфалейского метаморфического комплекса. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. (Материалы III Уральск. конф. молодых геологов и геофизиков). Тезисы докладов. Свердловск, 1971.
- Локтина И.Н., Белковский А.И. Находка эгириновых, рибекитовых и астрофилиитовых гранитов на Среднем Урале. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. (Материалы III Уральск. конф. молодых геологов и геофизиков). Тезисы докладов. Свердловск, 1971.
- Макарошкин Б.А. Прибайкальский чевкинит. – Геология и геофизика, 1960, № 12.
- Макарошкин Б.А. О самарските. – В кн.: Вопросы геологии и морфологии Западной Сибири. Барнаул, 1966.
- Макарошкин Б.А., Гонибесова К.А. О химическом составе пироклора Ильменских гор. – Труды мин. музея им. А.Е.Ферсмана, вып. 12, 1961.
- Макарошкин Б.А., Гонибесова К.А., Макарошкина М.С. Чевкинит из Ильменских гор. – Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 5.
- Макарошкин Б.А., Гонибесова К.А., Макарошкина М.С. О блонстрандите. – Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 93, вып. 1, 1964.
- Макарошкин Б.А., Еськова Е.М., Александров В.Б. О новой редкоземельной разновидности ферсмита. – ДАН СССР, 1963, 148, № 1.
- Макарошкин Б.А., Еськова Е.М., Гонибесова К.А. Об иттриевом эшините из Ильменских гор. – Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 3.
- Макарошкин Б.А., Макарошкина М.С. Об эгирине и чевкините Урала. – В кн.: Вопросы геологии и геоморфологии Западной Сибири. Барнаул, 1966.

- Макарошкин Б.А., Минеев Д.А., Александров В.Б. О зернистой разновидности фергюсонита. — Труды мин. музея им. А.Е. Ферсмана, вып. 16, 1965.
- Макарошкин Б.А., Франк-Каменецкий В.А., Гонибесова К.А. О химическом составе и рентгенометрической характеристике кубических минералов структурного типа пироклора (бетафит, блонстрандит, приазовит, гаччеттолит, менделеевит, эльсвортит). — Геология и геофизика, 1963, № 9.
- Мамаев Н.Ф. О роли древних толщ в структуре восточного склона Южного Урала. — Разведка и охрана недр, 1950, № 5.
- Малахова Л.В. К истории формирования Тагильского сиенитового массива. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрогр. совещ., т. 1, Свердловск, 1963.
- Мамаев Н.Ф. Докембрий и нижний палеозой восточного склона Южного Урала. Материалы по геологии и полезн. ископ. Урала, вып. 6. Госгеолтехиздат, 1958.
- Мамаев Н.Ф. Древние толщ Восточно-Уральского мегантиклинория, "Наука", 1967.
- Маракушев А.А. Минеральные фации гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Милецкий Б.Е. Щелочные породы Мугоджар и связь с ними редкометалльного оруденения. Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докл., кн. 4, Свердловск, 1966.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах, редкоземельных и комплексных месторождений. М., "Наука", 1974.
- Минеев Д.А., Макарошкин Б.А., Жабин А.Г. К изучению поведения лантаноидов в процессах изменения редкоземельных минералов. — Геохимия, 1962, № 7.
- Минеев Д.А., Разенкова Н.И. О зональности кристаллов вишневогорского пироклора. — Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 91, вып. 1, 1962.
- Минеев Д.А., Скоробогатова Н.В., Быкова А.В. О составе минералов группы пироклора из редкометалльных апогранитов. — ДАН СССР, 1964, № 2, 1965.
- Минералы. Справочник, т. II, вып. 3; т. III, вып. I. "Наука", 1967 и 1972.
- Миркина С.Л., Герлинг Э.К., Шуколюков Ю.А. Определение абсолютного возраста щелочных комплексов среднего Урала свинцово-изотопным и калий-аргоновыми методами. — Геохимия, 1962, № 8.
- Морковкина В.Ф. Химические анализы изверженных пород и породообразующих минералов. "Наука", 1964.
- Мухитдинов Г.Н. О явлениях карбонатизации в щелочных породах Вишневых гор. — Труды ИМПРЭ, 1959, вып. 2.
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаева А.А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. "Наука", 1964.
- Овчинников Л.Н., Цимбаленко М.Н. Манган-ортит из Вишневых гор. — ДАН СССР, 1948, 63, № 2.
- Овчинников Л.Н., Штейнберг Д.С., Чурилин Н.С. и др. Тагильский сиенитовый массив и связанные с ним контактово-метасоматические месторождения. Первое Урал. петрогр. совещ. — Путеводитель Тагилско-Кушвинской экскурсии. Свердловск, 1961.
- Овчинников А.Н., Шур А.С., Панова М.В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных метаморфических и осадочных образований на Урале. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 10.

- Огаринов И.С. Глубинное строение Урала. "Наука", 1974.
- Олли А.И. К вопросу о широтной тектонической поясности Урала. - Сов. геология, 1966, № 7.
- Осокин Е.Д. Метасоматиты Октябрьского щелочного массива. - В кн.: Редкометалльные метасоматиты щелочных массивов. "Наука", 1967.
- Осокин Е.Д. Редкие элементы в щелочных массивах Северо-Байкальского нагорья и некоторые вопросы общей петрологии щелочных пород. Автореф. канд. дисс. М., 1970.
- Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л., "Недра", 1967.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В. Формация палингенных гранитоидов и факторы их рудоносности. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971.
- Петренко А.А. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала. - Бюлл. Московского об-ва испыт. природы, т.24, №1, 1949.
- Петрова Е.А. Проявление щелочного метасоматоза в вулканической жерловине на Южном Урале. - Труды Первого Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1963.
- Покровский П.В., Баженов А.Г., Сплошкова Н.С., Коленко Л.И., Мормиль С.И. Закономерности распределения бериллия в Ильменском щелочном комплексе. - В кн.: Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Труды Ильменского государственного заповедника, вып. XI. Свердловск.
- Пронин А.А. Основные черты тектоники восточного склона Среднего Урала. - Труды ГТИ УФАН СССР, вып. 32. Свердловск, 1959.
- Пронин А.А. Докембрий восточного склона Среднего Урала. - Труды ГТИ УФАН СССР, вып. 51. Свердловск, 1960.
- Пятенко И.К. О бериллиевой минерализации в щелочных дифференциатах базальтового ряда. - В кн.: Редкие элементы (сырье и экономика), вып. 2, М., ИМГРЭ, 1971.
- Романов Б.М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. - В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископаемым Урала, вып. 6. Госгеолтехиздат, 1958.
- Роненсон Б.М. Основные черты геологического строения северной части Вишневых гор. - Изв. вузов, Геология и разведка, 1959, № 1.
- Роненсон Б.М. Основные черты петрологии Вишневогорского щелочного комплекса. - В кн.: Первое Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, кн. 1. Свердловск, 1961.
- Роненсон Б.М. Парагенетические ассоциации минералов щелочного комплекса Среднего Урала. - Изв. вузов, Геология и разведка, 1964, № 5.
- Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения. "Недра", 1966.
- Роненсон Б.М. Об условиях формирования миаскитов Вишневых гор. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды второго Уральского петрографического совещания, т. 4. Свердловск, 1971.
- Роненсон Б.М. О палингенно-метасоматической гипотезе образования щелочных пород. - В кн.: Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Труды Ильменского государственного заповедника, вып. XI, Свердловск, 1974.
- Роненсон Б.М., Левин В.Я., Боженов А.Г., Любимова Л.В. Щелочные интрузии Ильменских и Вишневых гор. - В кн.: Магматические фор-

- мации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Уральского петрографического совещания, т. 4, Свердловск, 1971.
- Руденко С.А. О роли постмагматических явлений в формировании Ильмено-Вишневогорского массива на Урале. - Записки ЛГИ, т. 43, вып. 2, 1962.
- Руманова И.М., Николаева Т.В. Кристаллическая структура ортита. - Кристаллография, 1959, 4, вып. 6.
- Румянцева Н.А. Вулканизм западного склона Среднего и Южного Урала. - Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.
- Самойлов В.С. Генетические типы кальцита в одном из щелочных массивов Урала. - Изв. вузов, Геология и разведка, 1961, № 6.
- Сазонова М.Д. Сиениты и жильные нефелиновые сиенит-пегматиты горы Тарки. Первое Уральское петрограф. совещание. Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии. Свердловск, 1961.
- Свешникова Е.В., Жабин А.Г., Яковлевская Т.А., Александров В.Б. О титаносодержащем колумбите из щелочных массивов. - Новые данные о минералах СССР, вып. 16. 1965.
- Свяжин Н.В. Коренные месторождения редкоземельных и редкометалльных минералов Мочалина Лога. - Труды Свердловского горн. ин-та, вып. 28, 1956.
- Свяжин Н.В. Два цеолита из Мочалина Лога (в южной оконечности Вишневогорского щелочного массива). Труды Свердловск. Горн. ин-та, вып. 37, 1960.
- Свяжин Н.В. Тернебонит из щелочной провинции Урала. - Записки Всесоюз. мин. об-ва, ч. 91, вып. 1, 1962.
- Свяжин Н.В. Кыштымит как разновидность бастнезита. - Труды Ин-та геологии (УФАН СССР), вып. 70, 1965.
- Свяжин Н.В. Новые данные о лессингите. - Труды Ин-та геологии (УФАН СССР), вып. 70, 1965.
- Свяжин Н.В. О двух редких горных породах из южной части Вишневогорского щелочного массива. - Труды Ин-та геологии УФАН СССР, 1965, вып. 70.
- Свяжин Н.В. Щелочные сиениты Нязепетровского района на западном склоне Урала. Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докл., кн. 4, Свердловск, 1966.
- Свяжин Н.В. Доломитовые карбонатиты Вишневогорского комплекса ультраосновных и щелочных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 5.
- Свяжин Н.В. Аксессуарные ортиты из Вишневогорского щелочного комплекса. - Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л., "Наука", 1967.
- Свяжин Н.В., Гайдукова М.К. Кристаллический линдокит из щелочных метасоматитов Урала. - Записки Всесоюз. мин. об-ва, вторая серия, ч. 96, вып. 2, 1967.
- Свяжин Н.В., Гайдукова М.К., Жданова В.И., Фадеева А.В., Андреева Л.И., Мешканова В.Н. Минеральный состав некоторых щелочных метасоматитов Урала. - В кн.: Минералы месторождений полезных ископаемых Урала (Труды Института геологии и геохимии Академии наук СССР). Свердловск, 1968.
- Свяжин Н.В., Жидин И.В., Петров В.И., Селиверстов Г.Ф. Щелочные породы Нязепетровского района на западном склоне Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. - Труды Второго Уральского петрограф. совещания, т. 4. Свердловск, 1971.

- Свяжин Н.В., Исаков М.Г. Биотит-альбитовый нефелинолит - разновидность миаскитов из Вишневогорского щелочного массива. - Труды Свердл. гор. ин-та, вып. 26, 1956.
- Свяжин Н.В., Левин В.Я. Щелочной магматизм Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Уральского петрографического совещания, т. 5. Свердловск, 1971.
- Семенов Е.И., Дун-Вен-син, Капитонова Т.А. О новом ниобиевом минерале баотите. - ДАН СССР, 1961, 136, № 4.
- Симонов А.И. Ильменуртил. - В кн.: Минералы Ильменского заповедника. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Скоробогатова Н.В. О илюмбопироклоре. - В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 30. "Недра", 1966.
- Скоробогатова Н.В. Гадолинит и другие бериллиевые минералы, связанные с процессами щелочного метасоматоза в зонах гранитизации. - В кн.: Сборник кратких сообщений по минералогии и геохимии за 1968 г., вып. 1, М., 1970.
- Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов. - Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 4, изд-во ЛГУ, 1950.
- Соболев И.Д. Основные черты магматизма Урала. - В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.
- Соболев И.Д. Тектоника и магматизм Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
- Соболев И.Д. Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 2. Тектоника, "Недра", 1969.
- Сплошнова Н.С. Акцессорный циркон метаморфических и изверженных пород Ильменских гор. - В кн.: Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Труды Ильменского государственного заповедника, вып. XI. Свердловск.
- Станкеев Е.А. Минералогия альбитизированных пегматитов в эндоконтактовом ореоле щелочного интрузива. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 10.
- Станкеев Е.А. Минералогия пегматитоподобных тел в экзоконтактовом ореоле щелочного интрузива (Урал). - Изв. вузов, Геология и разведка, 1964, № 1.
- Ступникова Н.И., Зыков С.И., Минеев Д.А. Возраст пород Среднего и Южного Урала по данным свинцово-изотопного метода. - Геохимия, 1962, № 7.
- Таланцев А.С. Новые данные о нефелиновых сиенитах Нязепетровского района. - Труды Первого Уральского петрограф. совещания, т. 3, 1963.
- Тернер Фр. Дж., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Тихоненков И.П. Об одном типе послемагматических метасоматических процессов в щелочных массивах. - ДАН СССР, 1961, 136, № 4.
- Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. К минералогии контактной зоны Ловозерского массива. - Труды ИМГРЭ, вып. 9, 1962.
- Тихоненкова Р.П., Казакова М.Е. Первая находка бербанкита в массиве нефелиновых сиенитов. "Наука", 1964.
- Труды ИГН АН СССР, вып. 53. М.-Л., 1940 (Краткий обзор научных работ ин-та, 1939 г.).
- Халезова Е.Б. О типоморфизме циркона из щелочных пород Вишневых и Ильменских гор. - Труды мин. музея им. А.Е. Ферсмана, вып. 14, 1963.

- Халезова Е.Б., Князева Д.Н. Рабдофанит Вишневых гор. — Труды мин. музея им. А.Е.Ферсмана, вып.12, 1961.
- Халезова Е.Б., Назаренко И.И. О бастнэзите Вишневых гор. — Труды ИМГРЭ, вып. 2, 1959.
- Халезова Е.Б., Сосновская Л.И. Об отношении ZrO_2/HfO_2 в цирконах из щелочного комплекса Вишневых-Ильменских гор. — Геохимия, 1963, № 1.
- Хвостова В.А. Минералогия ортита. — Труды ИМГРЭ, вып.11, 1962.
- Феногенов А.Н. Эпилейцитовые порфириды на Среднем Урале. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1958, № 7.
- Фролова Т.И., Островская Е.В. О находке щелочных вулканогенных пород на восточном склоне Южного Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Труды Второго Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск, 1969.
- Хитров В.Г., Кортман Р.В. Рекомендуемые содержания породобразующих и малых элементов в стандартных породах ИГЕМ по данным межлабораторного анализа (обзор результатов). М., 1969.
- Чесноков Б.В. Кристаллы пирротина из Вишневых гор на Урале. — Труды Свердловского горного ин-та, вып.26, 1956.
- Чесноков Б.В. О люминесценции и внутреннем строении кристаллов циркона из Вишневых гор на Урале. — Записки Всес. минералог. об-ва, ч.88, вып.5, 1959.
- Чесноков Б.В. О люминесценции пирохлора из Вишневых гор на Урале. — Записки Всес. минералог. об-ва, ч.89, вып.1, 1960.
- Чесноков Б.В. О закономерных сростаниях циркона с пирохлором из Вишневых гор. — Труды Свердловск. горн. ин-та, вып.35, 1960.
- Чесноков Б.В. Сравнительная характеристика физических свойств кристаллических и метамиктных пирохлоров Вишневых гор. — Труды Свердловского горн. ин-та, вып.37, 1960.
- Чесноков Б.В. Кристаллы чевкинита из Вишневых гор на Урале. — Записки Всес. минералог. об-ва, ч.90, вып.3, 1961.
- Чесноков Б.В., Еремеев С.П. Раскristализация метамиктного пирохлора в природных условиях. — ДАН СССР, 1962, 146, № 3.
- Чесноков Б.В. Находка бетафита в пиматитах нефелин-полевошпатового состава. — Записки Всес. минералог. об-ва, ч.93, вып.1, 1964.
- Червяковский Г.Ф. и др. Широкие и субширокие структуры Урала. — Сов. геология, 1966, № 11.
- Червяковский С.Г., Юринский Н.А., Червяковский Г.Ф. Новые данные по вулканизму западного склона Южного Урала. — В кн.: Палеовулканизм Урала. (Вопросы методики изучения областей древнего вулканизма), т. 1, Свердловск, 1968.
- Червяковский С.Г. О реликтовых структурах метаморфизованных осадочных пород в рудных метасоматитах одного из участков западного склона Южного Урала. — В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1968.
- Чураков А.Н. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.
- Чурилин Н.С. Базальт — трахитовая формация Тагильского погружения на Урале. Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докл., кн.3, Свердловск, 1966.
- Шабьин Л.И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва. Изд. ЛГУ, 1958.
- Шальных В.С. Поперечные структуры Приполярного Урала. — В кн.: Геология и полезн. ископаемые Урала, ч.1. Свердловск, 1968.

- Шафрановский И.И. Цирконы Вишневых гор. — Записки Всеросс. минералог. об-ва, ч. 62, вып. 1, 1933.
- Широкова И.Я. Метаморфизм горных пород зеленокаменной полосы Среднего Урала и отношение к нему сульфидного оруденения на примере Сугомакского района. Автореф. канд. дисс., МГУ, 1961.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — Геология месторождений редких элементов, вып. 12–13, Госгеолтехиздат, 1961.
- Штейнберг Д.С. Интрузивные формации. — Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 1. М., Гостехгеоллиздат, 1969.
- Штейнберг Д.С., Сазонова М.Д. и др. Кушвинский сиенитовый массив и связанные с ним контактово-метасоматические месторождения. — Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии. Первое Уральское петрографическое совещание. Свердловск, 1961.
- Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. Типы магматических ассоциаций как показатели глубинного строения отдельных зон Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. "Наука", 1968.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. — ДАН СССР, 1968, 182, № 4.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н., Краснобаев А.А., Чашухина В.А. Основные проблемы петрологии гранитоидов. — В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов, Свердловск, 1971.
- Юников Б.А., Свяжин Н.В. Рентгенографическое исследование центра. — Труды Ин-та геологии УФАИ СССР, вып. 70, 1965.
- Boettcher A.L., Wyllie P.I. Phase relationships in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ to 35 kilobars pressure. — Amer. J. Sci., 1969, 267, N 8.
- Bowen N.L., Tuttle O.F. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. — J. Geol., 1950, 58, N 5.
- Dietrich R.V. Calciostrontionite from Pulaski and Rockingham counties, Virginia. — Amer. Min., 1960, 45, N 9–10.
- Fron del C., Riska D., Fron del J.W. X-ray powder data from uranium and thorium minerals. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1956, N 1036–b.
- Geijer P. Some mineral associations from the Norberg district. — Sver. geol. Undersökn. Arsbook, ser. C, 1927, 20, N 4.
- Goddard E.N., Glass J.J. Deposits of radioactive cerite near Jamestown, Colorado. — Amer. Min., 1940, 25, N 6.
- Greig J.W., Barth T.F.W. The system $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ (nepheline carnegite) — $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ (albite). — Amer. J. Sci., 5 The ser., 1938, 35A.
- Hanson R.A., Pearce D.W. Colorado cerite. — Amer. Min., 1941, 26, N 2.
- Harris P.M. Pandaite from the Mrima Hill niobium deposits (Kenija). — Min. Mag., 1965, 35, Nr. 270.
- Hauser O., Herzfeld H. Über ein uralisches Vorkommen von Blomstrandin. — Zbl. f. Min. Geol. u. Paleont., 1910.
- Hayton I.D. The constitution of davidite. — Econ. Geol., 1960, 55, N 5.
- Heinrich E.W., Bayer W.H., Crowley F.A. Baxite from Ravalli county, Montana. — Amer. Miner., 1962, 47, N 7/8.
- Heinrich E.W., Deane R.W. An occurrence of barylite near Seal Lake, Labrador. — Amer. Min., 1962, 47, N 5–6.
- Heinrich E.W., Quon S.H. Neptunite from Seal-Lake Labrador. — The Canadian Mineralogist, 1963, 7, pt 4.
- Jäger E., Niggli E., Veen A.H. van der. Ahydrated bariumstrontium pyrochlore in a biotite rock from Panda Hill, Tanganyika. — Mineral. Mag., 1959, 32, N 244.

- Mackenzie W.S. The $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - H_2O . Carneg. Instr. - Ann. Rep. Dir., Geophys. Lab., 1953-1954, 1954, 119.
- Mason B. Kaersutite from San Carlos, Arizona. - Min. Mag., 36, 1968, N 283.
- Millhollen L.L. Melting of nepheline syenite with H_2O and $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting. - Amer. J. Sci., 1971, 270, N 3.
- Neumann H., Sverdrup T.L. Contributions to the mineralogy of Norway. Davidite from Tufan, Iveland. - Norsk. geol. tidsskr. 1961, 40, N 3-4.
- Oftedal J. Über die Parallelverwachsung von Tysonit und Bastnasit. - Norsk. geol. tidsskr., 1931, 12.
- Pabst A. X-ray crystallography of davidite. - Amer. Min., 1961, 45, N 5-6.
- Palache Ch., Bayer L.H. On the occurrence of beryllium in the Zink deposit of Franklin New Jersey. - Amer. Min., 1930, 15, N 1.
- Pecora W.T., Kerr J.H. Burbankit and calinsit, two new carbonate minerals from Montans. - Amer. Min., 1953, 38, N 11-12.
- Smith S.W. Unit cell and space group of barylite. - Amer. Min. 1956, 41, N 5-6.
- Tilley C.E. Problems of alkali rock genesis. - Geol. Soc. London, quart. J., 1958, pt. 3, 113, N 451.
- Veen A.H. van der. - A study of pyrochlore - Verhandl. - Kon. Nederl. geol. nūjubow gen., geol., ser., 1963, 22, N 1.
- Ygderg E.R. On the structure of barylit. - Geol., fören. i Stockholm förhandl., 1941, 63, H. 4, N 427.

ОГЛАВЛЕНИЕ

85

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава первая	
ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА.	5
Глава вторая	
ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЙ ЩЕЛОЧНЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ	31
Метасоматиты Центрально-Уральского поднятия.	36
Метасоматиты Тагильско-Магнитогорского прогиба	57
Метасоматиты Восточно-Уральского поднятия.	63
Глава третья	
ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД	
Апоглинисто-карбонатные метасоматиты.	94
Апоэффузивно-обломочные метасоматиты	103
Апосланцевые метасоматиты	110
Апогранитоидные метасоматиты	113
Апомиаскитовые метасоматиты	117
Апофенитовые метасоматиты.	130
Классификация и номенклатура метасоматических пород	141
Глава четвертая	
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ	166
Состав и свойства породообразующих темноцветных минералов	176
Редкометалльная минерализация	191
Парагенетические ассоциации минералов и стадийность метасоматоза	249
Петрохимическая и геохимическая специализация	264
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	273
ЛИТЕРАТУРА	279

2р. 13к.

1696