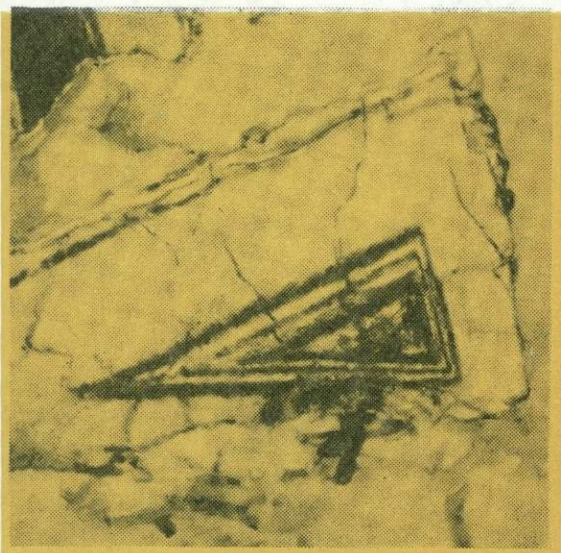


АКЦЕССОРНЫЕ
МИНЕРАЛЫ
УКРАИНСКОГО
ЩИТА



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

АКЦЕССОРНЫЕ
МИНЕРАЛЫ
УКРАИНСКОГО
ЩИТА

1837

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА» КИЕВ - 1976



УДК 552.124.3; 552.321.1 (477)

В монографии обобщены сведения по акцессорным минералам лития, бериллия, бора, фтора, титана, циркония, ниобия и тантала, олова и редких земель Украинского щита. Детально рассмотрены их распределение и содержание в породах, морфологические и типоморфные особенности, оптические характеристики, структура, генезис и парагенезис, возможности использования их для стратиграфической корреляции и определения абсолютного возраста. Особое внимание уделено химизму акцессорных минералов и содержанию в них элементов-примесей. Для некоторых минералов приведены расшифровки состава редких земель. Изложены методы химического анализа акцессорных минералов, определения содержания урана, тория, свинца, отдельных редкоземельных элементов. Впервые приводятся сводные данные по химическому составу акцессорных минералов Украинского щита.

Рассчитана на геохимиков, минералогов, петрографов, химиков и специалистов смежных наук.

А в т о р ы

Н.А. Беспалько, А.Н. Донской, Г.Д. Елисеєва,
А.И. Казанцева, А.И. Козаченко, Т.Г. Корниенко,
А.Г. Котьюк, В.П. Куц, Н.Ю. Левковская,
Е.И. Литовченко, Б.Ф. Мицкевич, В.И. Орса,
В.К. Осадчий, А.И. Самчук, В.А. Стадник,
И.Д. Царовский, Н.П. Щербак

О т в е т с в е н н ы е р е д а к т о р ы
д-р геол.-мин. наук Б.Ф. Мицкевич,
чл.-кор. АН УССР Н.П. Щербак

Р е ц е н з е н т ы

акад. АН УССР Е.К. Лазаренко,
канд. геол.-мин. наук В.И. Павлишин,
канд. геол.-мин. наук В.Т. Латыш

Редакция наук о Земле

А 20805 - 309 · 281-76
М221(04)-76

ПРЕДИСЛОВИЕ

Повышенный интерес, который в настоящее время проявляют специалисты самых различных направлений геологической науки к акцессорным минералам, способствовал созданию этой монографии, представляющей собой сводную работу по акцессорным минералам редких элементов пород Украинского щита. В монографии приведены сведения об открытии и истории изучения отдельных акцессорных минералов, их распространенности в образованиях щита, о морфологии, оптических свойствах, химизме. При этом в основу были положены как оригинальные данные, так и литературные.

Минералы описаны по геохимическому принципу, т.е. в порядке возрастания номеров химических элементов, наиболее характерных для них. Вследствие этого в разделении минералов наблюдается отклонение от классической минералогической классификации. Такой подход позволяет лучше оттенить особенности химизма, являющегося одним из наиболее важных свойств акцессорных минералов редких элементов. В работе описаны также апатит и сфен как концентраторы и носители некоторых редких элементов.

В разделе, посвященном минералам циркония, циркон и циртолит рассматриваются как отдельные минеральные виды. Авторы умышленно разделили их, чтобы подчеркнуть дискуссионность этого вопроса.

Результаты химических анализов акцессорных минералов Украинского щита и состав редкоземельных элементов (р.з.э.) в отдельных минералах представлены в таблицах и помещены в конце работы. В тексте приводятся ссылки на номера (от 1 до 707) химических анализов минералов, соответствующие номерам анализов в этих таблицах. В таблицах состава р.з.э. в минералах приведены содержания индивидуальных редкоземельных элементов в их сумме, принятой за 100%. Состав р.з.э. определялся спектрохимическим и хроматографическим методами в лабораториях

ИГФМ АН УССР по методикам, описанным в работе М.Н.Ивантишина и др. (1964).

Авторы отдадут себе отчет в том, что настоящая работа не может претендовать на полную законченность. Мы с благодарностью примем критические замечания и пожелания.

Надеемся, что книга окажется полезной всем, кто изучает вещественный состав кристаллических пород Украинского щита, занимается вопросами стратиграфии, металлогении и др.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Кристаллические образования Украинского щита (УЩ) характеризуются различным генезисом, определенными химическим и минеральными составами, специфической ассоциацией акцессорных минералов. Изучение этих ассоциаций является составной частью петрографических исследований, поэтому сведения об акцессорных содержатся уже в самых ранних работах по петрографии Украины. Однако сведения эти чрезвычайно скупы и обычно ограничены перечислением минералов, свойственных той или иной породе. И только в последние годы акцессорные минералы стали использоваться при решении вопросов стратиграфии, металлогении и др., что способствовало их более детальному изучению. Особенно это относится к тем из них (монацит и циркон), по которым определяют изотопный возраст с целью получения геохронологических данных о породах. Результаты специальных исследований акцессориев УЩ опубликованы в виде отдельных статей, а крупные работы составляют единицы (Ивантишин, 1960; Ивантишин, Заець, Куц, 1965; Ляхович, 1967, 1968; Юрк, Марченко, Чашка, 1973; Лазаренко и др., 1973).

Распространенность акцессорных минералов рассматривается по структурно-геохронологическим районам, выделенным Н.П. Семеновко и др. (1965), Н.П. Семеновко (1974).

Д о к е м б р и й I

Наиболее древние на Украинском щите породы Конкско-Белозерского района (3,0-3,5 млрд. лет). Они представлены метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями, среди которых преобладают metabазиты, хемогенные железисто-кремнистые и пирокластические осадки. Минеральный состав их чрезвычайно разнообразен. Сведений об акцессорных минералах нет.

К докембрию I относятся и образования днепровского комплекса (2,7-3,0 млрд. лет), развитие в Среднем Приднепровье в бассейне Саксагани. Днепровский комплекс сложен мощной толщей гнейсов и мигматитов, среди которых граниты и гранодиориты занимают подчиненное положение. Среди гнейсов наиболее распространены биотит-

плагноклазовые и роговообманко-биотит-плагноклазовые разности. Акцессорные минералы в них представлены апатитом, магнетитом, элидотом, монацитом, сфеном, цирконом и ортитом (Семеновко, 1958; Семеновко и Орса, 1972). Количество акцессорного апатита достигает 800 г/т (Ивантишин, Заець, Куц, 1965).

Мокромосковский гранитный массив, самый крупный среди пород днепровского комплекса, сложен серыми и розовато-серыми среднезернистыми биотитовыми, серыми двуслюдяными и розовыми аллит-пегматоидными гранитами. Все эти разновидности характеризуются ограниченным набором акцессорных минералов, низким их содержанием и неравномерным распределением. Наиболее распространенные - апатит, циркон, магнетит, пирит и ильменит. В небольших количествах и значительно реже встречаются ортит, флюорит, молибденит, рутил и сфен. Циркон содержится во всех разновидностях в количестве от 6 до 28 г/т. Содержание монацита достигает 30 г/т.

Акцессорные минералы гранитов и гранодиоритов более мелких массивов днепровского комплекса характеризуются также очень неравномерным распределением. К числу распространенных, наблюдающихся во всех разновидностях гранитов относятся магнетит, апатит, циркон, сфен, ортит, пирит; встречаются спорадически и в незначительном количестве монацит, рутил, ильменит, гранат, молибденит, сидерит, флюорит, турмалин, корунд и арсенипирит. Содержание циркона в этих гранитах достигает 75 г/т апатита 1400 г/т, магнетита - 9000 г/т (Орса, 1972, 1973).

В бассейне Саксагана граниты возрастом 2,7-3,0 млрд. лет слагают демуринский массив и несколько более мелких массивов. Для них характерны порфиоровые структуры. Акцессорные минералы этих гранитов представлены цирконом, апатитом, магнетитом и, в меньшей мере, монацитом и ортитом.

В целом для метаморфических пород докембрия I наиболее характерны такие акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, циркон и, в меньшей мере, монацит (Ивантишин, Заець, Куц, 1965); для гранитов, гранодиоритов и мигматитов этой же возрастной группы - магнетит, циркон, апатит, сфен и ортит (Ивантишин, 1960).

Д о к е м б р и й П

Горные породы возрастом от 2,0 до 2,7 млрд. лет распространены в Базавлукском, Росинско-Володарском, Бугском, Подольском, Завальско-Ташлыкском, Восточно-Саксаганском, Орехово-Павлоградском и Западно-Приазовском структурно-геохронологических районах.

В Базавлукском районе осадочно-вулканогенная толща (2,3-2,7 млрд. лет) сложена железисто-силикатно-кремнистыми и железисто-карбонатно-кремнистыми роговиками, метаморфизованными породами основного и ультраосновного составов, кварц-хлоритовыми и кварц-

серицитовыми филлитовидными сланцами и др. Минеральный состав в том числе и состав акцессорных минералов, чрезвычайно разнообразен. Для амфиболитов наиболее характерны сфен, апатит, титаномагнетит, пирит и пирротин; для роговообманковых апоспидитов - сфен, ильменит, пирит и халькопирит; для кварц-хлоритовых сланцев - циркон, магнетит, пирит и пирротин; для кварц-серицитовых сланцев - те же и рутил; для кварцевых кератофилов - циркон и апатит; для туфосланцев - сфен, циркон, рутил, апатит, турмалин, ильменит и магнетит (Макухина, Стульчиков, 1972).

Акцессорная минерализация мигматитов и гранитов, в поле развития которых залегают перечисленные метаморфические образования, более разнообразна. Для серых плагиогранитов и их мигматитов характерны эпидот, цоизит, апатит и циркон; для микроклин-плагиоклазовых гранитов и их мигматитов - циркон, апатит, сфен, ортит, эпидот и клиноцоизит; для розовых токовских гранитов - апатит, циркон, монацит, флюорит, гранат, сфен, ортит, молибденит, пирит, магнетит, ильменит и эпидот; для метасоматических альбититов - апатит, сфен, реже турмалин (Бойко, 1967, 1972).

Приведенные данные показывают, что наиболее распространенными акцессорными минералами пород Базавлукского района являются сфен, апатит, циркон и магнетит. Количественная сторона их распространенности не изучена.

В Росинско-Володарском районе породы возрастом 2,3-2,7 млрд. лет представлены гнейсами, мигматитами и гранитами. Среди гнейсов преобладают биотит-плагиоклазовые и биотит-амфибол-плагиоклазовые; акцессорные минералы их представлены апатитом, цирконом, монацитом, магнетитом и ильменитом. При увеличении в них роли амфиболов увеличивается количество ильменита или появляются сфен и рутил (Ивантшин, Заец, Куц, 1965).

Наиболее широко развиты в районе амфиболсодержащие мигматиты, в которых выделяются пачки железисто-кремнистых пород, амфиболитов, габбро-амфиболитов и мелкие массивы порфиробластических гранитов - Богуславский, Рокитянский, Белоцерковский, Таращанский и др. Акцессорные минералы мигматитов и гранитов представлены апатитом, цирконом, магнетитом, ильменитом, монацитом, пиритом и ортитом. Реже встречаются рутил, турмалин, молибденит, рабдофанит (Шербаков, 1974). В уманских гранитах, кроме перечисленных, установлены ксенотим, бастнезит, иттриалит, галенит, сфалерит, перовскит, касситерит и флюорит (Дяхович, 1967).

Сквозными акцессорными минералами являются циркон, апатит и магнетит. По данным И.Б. Шербакова (1974), содержание их в гранитах района составляет (в г/т): циркон следы - 51, апатит 6 - 477, магнетит 85 - 2520. Наиболее высоким их содержанием характеризуются порфиробластические граниты, а наиболее низким - ап-

литоидные (как жильные, так и слагающие краевые части отдельных массивов).

Акцессорные минералы гранодиоритов и плагиигранитов района представлены сфеном, цирконом, апатитом, пиритом, магнетитом и ильменитом. Содержание их выше, чем в гранитах и составляет (в г/т): циркон до 500 (при среднем 225), апатит до 1400 (при среднем 345), пирит до 400 (при среднем 133), магнетит до 26000 (при среднем 9000) (Щербаков, Венедиктов, 1974).

В геологическом строении Бугского структурно-геохронологического района принимают участие породы возрастом 2,0-2,7 млрд. лет. Они представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, биотитовыми аплит-пегматоидными гранитами, мигматитами и чарнокитами.

Для пироксен-плагноклазовых гнейсов и кристаллических сланцев, являющихся глубоко метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями, характерны акцессорные магнетит, ильменит, титанит, апатит и циркон. Среди них преобладает апатит, содержание которого достигает 1,5%. Циркон встречается спорадически и в незначительном количестве (Ткачук, 1948).

Акцессорные минералы чарнокитов представлены магнетитом, апатитом, цирконом и рутилом. Наиболее распространены апатит и циркон, свойственные как кислым, так и основным их разновидностям. Эти же минералы характерны и для мигматитов (Ткачук, Сироштан, 1958).

Аплит-пегматоидные биотитовые граниты залегают в виде линз, перемежающихся с гнейсами и мигматитами, или секущих тел небольших размеров. Акцессории представлены в них апатитом, монацитом, цирконом и сфеном, общее количество которых обычно не превышает 1% объема породы (Щербак, 1974).

Подольский район слагают породы возрастом 2,0-2,3 млрд. лет, представленные гранат-биотитовыми гнейсами, мигматитами и чудновобердичевскими гранитами. Составы перечисленных пород близки и отличаются лишь количественным соотношением породообразующих и акцессорных минералов. Последние представлены монацитом, цирконом, апатитом, рутилом, ильменитом, реже топазом. Наиболее распространен монацит. Апатит менее характерен, и его количество находится в обратной зависимости от содержания монацита - чем больше в породе монацита, тем меньше апатита (Щербак, 1972, б).

В Завальевско-Ташлыкском (Голованевском) районе развиты метаморфические и интрузивные образования (2,0-2,7 млрд. лет), представленные биотитовыми, графитовыми и пироксеновыми гнейсами, кристаллическими известняками, основными и ультраосновными породами. К числу акцессориев в последних относятся хромшпинелиды, магнетит,

ильменит и сульфиды (пирит, халькопирит, пентландит, миллерит, герсдорфит, кобальтин).

В биотитовых гнейсах акцессорные минералы представлены рутилом, лейкоксенном, апатитом и цирконом; в пироксен-плагиоклазовых гнейсах — магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, реже сульфидами никеля и кобальта.

В кристаллических известняках, кроме апатита, сфена, рутила и циркона, в акцессорном количестве встречаются графит и гранат (Фомин, Ярошук, Каневский, 1974).

Восточно-Саксаганский район сложен осадочно-вулканогенными (преимущественно метабазитовыми) и интрузивными образованиями, возраст которых 2,0–2,3 млрд. лет. В составе метабазитовой серии преобладают амфиболовые роговики и сланцы, амфиболиты и биотит-амфиболовые гнейсы; в подчиненном количестве встречаются биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, слюдяные сланцы и кварциты. Сведения об их акцессорной минерализации чрезвычайно скудны и имеют лишь для отдельных типов пород. В амфиболовых гнейсах установлены рутил, сфен, циркон, магнетит, и эпидот; в биотитовых и биотит-амфиболовых разновидностях, кроме перечисленных, значительную роль играет пирит. В хлоритовых сланцах содержатся циркон, сфен, магнетит, пирит и карбонаты; в кварц-биотитовых и биотит-хлоритовых сланцах — циркон, турмалин, магнетит и ставролит. В кварцитах в качестве акцессориев встречаются куммингтонит, гранат, мусковит и турмалин.

Орехово-Павлоградский район сложен осадочными и метаморфическими образованиями (2,0–2,3 млрд. лет). Они представлены железистыми кварцитами, разнообразными гнейсами и сланцами, амфиболитами и другими породами основного и ультраосновного составов.

Сведений об акцессорной минерализации этих пород нет.

В Западно-Приазовском районе развиты породы возрастом 2,0–2,3 млрд. лет; Н.П. Семенов (1974) предполагает наличие и более древних образований. Район слагают интенсивно метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы и интрузии от ультраосновного до кислого состава. Акцессорные минералы их детально описаны в монографии О.Л. Эйнора, К.Е. Есипчука и В.А. Цуканова (1971).

Сквозными, встречающимися во всех типах метаморфических пород, являются апатит, циркон и, в меньшей мере, магнетит. Кроме того, ортит и рутил характерны для пироксенсодержащих гнейсов, сфен и монацит — для амфиболовых гнейсов, ортит и ильменит — для известково-сидеритных сланцев, гранат — для железистых кварцитов, сфен и рутил — для биотитовых мигматитов.

Интрузивные породы ультраосновного состава бедны акцессорными минералами. В них установлены магнетит (до 9300 г/т), апатит (до 19 г/т), циркон (до 3 г/т), единичные зерна пирита, марказита и редко халькопирита.

Акцессорные минералы основных пород представлены (в г/т): магнетитом (до 15), пиритом (до 140), апатитом (до 920), цирконом (до 220), сфеном (до 2275), ильменитом (до 400), ортитом (до 81), незначительным количеством флюорита, корунда, граната, рутила и галенита.

Диориты и гранодиориты слагают в районе несколько массивов, самый крупный из которых Салтычанский. Главные акцессории: магнетит (6,2 кг/т), апатит (1030 г/т), циркон (100 г/т), сфен, рутил и ортит.

Кислые интрузивные образования представлены серыми и розовыми гранитами, получившими название по характерным акцессорным минералам — сфен-ортитовые. Содержание (в кг/т) сфена в породе достигает 9,68, ортита — 1,28; кроме того, магнетита до 10, апатита до 0,8, циркона до 0,7, ильменита до 1,7; отмечается незначительное количество монацита, рутила, турмалина, флюорита, корунда, граната и молибденита (Ляхович, 1967).

В целом для кристаллических образований докембрия II наиболее характерные акцессорные минералы — циркон, монацит, апатит, ортит и магнетит (Ивантишин, 1960).

Д о к е м б р и й Ш

Геологические образования возрастом 1,7–2,0 млрд. лет распространены в Ингуло-Ингулецко-Криворожском, Тетеревском, Тикичско-Трактемировском, Восточно-Приазовском и Новоград-Волинском структурно-геохронологических районах.

Наиболее обширным и сложным является Ингуло-Ингулецко-Криворожский район, в котором распространены метаморфические породы криворожской и ингулецкой серий и гранитоиды кировоградского комплекса. Последние образуют Долинский, Бобринецкий и несколько более мелких массивов. Сведения об акцессорных минералах метаморфических пород очень ограничены. И.Н. Бордунов (1972 б) указывает на наличие в кварцитах ингулецкой серии магнетита, циркона, пирита. Н.И. Цоловко и Т.Л. Хомяк (1972) отмечают относительно высокое содержание сфена (3–4%) в пироксеновых гнейсах.

Значительно лучше охарактеризована акцессорная минерализация гранитоидов района. В серых и розовых порфиридных гранитах кировоградского типа установлены апатит, гранат, циркон, монацит, сфен, ортит, магнетит, пирит и гематит; в трахитоидных гранитах с. Новоукраинки — циркон, апатит, монацит, гранат, магнетит и пирит. Наиболее характерны для этих гранитов гранат, монацит и циркон (Кононов, 1972).

Тетеревский район сложен метаморфическими породами тетеревской серии, коростышевскими и житомирскими гранитами. Акцессорные минералы пород тетеревской серии представлены апатитом, магнетитом,

гранатом, сфеном, рутилом, турмалином, монацитом и пиритом, среднее суммарное содержание которых составляет (в г/т): в биотит-плагиоклазовых гнейсах 300, в мигматизированных гнейсах 1035, в биотит-амфиболовых гнейсах 2425 и в амфиболитах 3140. Высокое содержание аксессуаров в двух последних типах пород обусловлено наличием большого количества сфена и магнетита.

Ключевым минералом является циркон. Его содержание в биотит-плагиоклазовых гнейсах составляет 12 г/т, в гранат-биотитовых гнейсах 27 г/т и в биотит-амфиболовых 16 г/т. В некоторых разновидностях биотит-графитовых гнейсов его концентрация достигает 155 г/т; в полосчатых мигматитах 60 г/т, а в гранитизированных амфиболитах 160 г/т (Левковская, 1972).

Акцессорные минералы гранитов описаны Н.П. Шербаком (1961, 1972б). Коростышевские и житомирские граниты, по данным этого автора, генетически близки к образованиям со сходным минеральным составом и соответственно набором акцессорных минералов. Последние обычно составляют 0,5-0,7%, а наиболее распространены циркон, гранат, монацит, сфен и апатит.

В Восточно-Приазовском районе образования возрастом 1,7-2,0 млрд. лет представлены биотитовыми гнейсами, щелочноземельными сиенитами и биотит-роговообманковыми гранитами. В гнейсах в качестве аксессуаров установлены графит, магнетит, ильменит, хлорит, циркон и апатит, в известково-силикатных сланцах, встречающихся среди гнейсов, кроме того, содержатся монацит и сфен (Хмарук, 1972). Акцессории щелочноземельных сиенитов и гранитов - ильменит, сфен, рутил, чевкинит различной сохранности, циркон, циртолит, ортит, апатит, монацит, пирохлор и флюорит. Большинство перечисленных минералов представлено несколькими генерациями, каждая из которых имеет свои типоморфные особенности (Юрк, Марченко, Чашка, 1973).

Д о к е м б р и й I V

Наиболее молодые образования Украинского щита распространены в Осницком, Коростенском и Новомиргородском районах, где их возраст составляет 1,5-1,7 млрд. лет, а также в Пержанско-Обручском, возраст пород которого 1,2-1,5 млрд. лет.

Осницкий район сложен гранитоидными породами, среди которых встречаются реликты метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщи (Ткачук, Хатунцева, 1972). Акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом в метабазах; сфеном, апатитом и цирконом в кварцевых порфирах; эпидотом, цирконом и апатитом в алокератофирах; цирконом, гранатом, апатитом, сфеном, рутилом, ксенотимом и молибденитом в лептитах.

Акцессорные минералы гранитов осницкого комплекса детально изучены О.И. Матковским (1956). Им установлены апатит, сфен, циркон, магнетит и др., по преобладающему распространению которых он делит осницкие граниты на несколько подтипов. Акцессорные минералы габбровых пород осницкого комплекса представлены ильменитом, титаномагнетитом, пиритом, халькопиритом, пирротином и пентландитом (Личак, 1948).

Коростенский и Корсунь-Новомиргородский массивы сложены интрузивными породами (1,5-1,7 млрд. лет), среди которых преобладают кислые разновидности. Характерными акцессорными минералами основных пород являются ильменит и апатит.

Среди кислых пород выделяют рапакиви, биотит-амфиболовые рапакививидные граниты и биотитовые граниты. Акцессорные минералы рапакиви представлены флюоритом, цирконом, апатитом, титаномагнетитом, ортитом, гранатом и турмалином; биотит-амфиболовых рапакививидных гранитов - цирконом, флюоритом, апатитом, ортитом и касситеритом; биотитовых гранитов - флюоритом, цирконом, апатитом и титанистым железняком (Личак, 1958б). По преобладанию одного из трех наиболее распространенных минералов среди коростенских гранитов выделяются цирконовый, апатитовый и флюоритовый типы; последний обычно представлен породами, подвергшимися воздействию метасоматических процессов (Мицкевич, 1963). Самая богатая акцессорная минерализация связана с пегматитами коростенских гранитов, минералогия которых детально описана в монографии Е.К. Лазаренко и др. (1973).

Геологические образования Пержанско-Овручского района (1,2-1,5 млрд. лет) представлены овручской эффузивно-терригенной толщей, гранитами и метасоматитами Суцано-Пержанской зоны.

Овручская толща сложена кварцито-песчаниками, пиррофиллитовыми сланцами и порфиритами. Акцессорные минералы кварцито-песчаников представлены гематитом, магнетитом, цирконом, рутилом, сфеном и редко встречающимся гранатом; пиррофиллитовых сланцев - рутилом, титанитом и турмалином; порфиритов - апатитом, титанитом или лейкоксеном, магнетитом, ильменитом и турмалином (Личак, 1958б).

Акцессорные минералы пород Суцано-Пержанской зоны описаны Н.А. Беспалько (1970). В аляскитовых гранитах ею установлены магнетит, ильменит, сидерит, цирколит, циркон, флюорит, оранжит, молибденит, пирит, мартит, анатаз и рутил. Распределение перечисленных минералов неравномерное, в связи с чем среди аляскитовых гранитов выделяются разновидности, обогащенные цирконом (львовковские граниты), флюоритом (сырницкие граниты) и т.д.

В пержанских гранитах, являющихся продуктом грейзенизации аляскитовых гранитов, акцессорные минералы представлены флюори-

том, циртолитом, молибденитом, касситеритом, бастнезитом, мартитом, колумбитом и др. Для собственно грейзенов наиболее характерны циртолит, гранат, реже касситерит и пирохлор. В циртолите метасоматических пород содержится до 5% окиси гафния.

Общие закономерности распространения акцессорных минералов в гранитоидах УШ установлены И.С.Усенко (1974). Он показал, что набор и содержание акцессорных минералов в геосинклинальных гранитах раннего докембрия значительно беднее, чем в платформенных позднедокембрийских. Для раннедокембрийских гранодиоритов и плагиогранитов обычны магнетит, апатит, циркон, ильменит, молибденит, флюорит и турмалин. Последние три минерала приурочены только к приконтактовым частям массивов, наблюдаются редко и в ограниченном количестве. Монацит встречается только в разновидностях, образовавшихся по биотитовым гнейсам.

Среди нормальных раннедокембрийских гранитов наибольшим содержанием акцессорных минералов отличаются порфиробластические граниты; в равномернoзернистых разновидностях их в два-три раза меньше. Постоянные и выдержанные концентрации образуют апатит, циркон, магнетит, монацит, пирит. К часто встречающимся относятся ильменит, сфен, ортит, рутил, галенит, сфалерит, изредка гранат.

В перемещенных гранитах этого типа (Антоновский, Мокромосковский массивы) встречаются молибденит, флюорит, изредка касситерит, турмалин и др., свидетельствующие о высоком содержании в магме летучих компонентов.

Акцессорные минералы лейкократовых раннедокембрийских гранитов представлены магнетитом, ортитом, цирконом, монацитом; реже сфеном, апатитом, флюоритом. При изменении лейкократовых гранитов метасоматическими процессами в них появляются флюорит, турмалин, иногда берилл, молибденит и др. Во всех типах раннедокембрийских гранитов наиболее распространен парагенезис циркон - апатит - магнетит. В алопелитовых гранитах к этим минералам может присоединиться монацит (до 30 г/т), а в апобазитовых сильно возрастает содержание апатита и особенно магнетита.

Для платформенных позднедокембрийских гранитов сквозным акцессорным минералом является циркон, который содержится во всех их разновидностях. Аляскитовые граниты этого типа характеризуются одинаковой ассоциацией акцессориев независимо от места нахождения. Для них характерны флюорит, топаз, касситерит, колумбит, танталит, ксенотим, максимальная концентрация которых наблюдается в апикальных и приконтактовых частях массивов.

Приведенные данные показывают, что степень изученности акцессорных минералов Украинского щита неодинакова. Акцессорные минералы интрузивных пород, по сравнению с метаморфическими, изуче-

ны лучше, хотя последние распространены на территории щита значительно шире.

Использование акцессориев при геохронологических исследованиях показало, что информация, получаемая при таком изучении, в значительной мере способствует определению характера исходных пород метаморфических толщ, условий их образования и т.д. Особое значение при этом приобретают сквозные минералы, т.е. такие, которые содержатся во всех типах пород, но характеризуются различными химическими, типоморфными и другими свойствами. Акцессорные минералы приобретают важное значение и как поисковый критерий. Так, Н.Ю. Левковская (1972) показала, что специфическая разность цирколита является надежным индикатором редкометалльного оруденения в метасоматитах. Следует полагать, что такие минералогические индикаторы могут быть выявлены и для других типов руд и районов Украинского щита.

МИНЕРАЛЫ ЛИТИЯ

С п о д у м е н

Сподумен, очень редкий для Украины акцессорный минерал, впервые описан В.Г. Кушевым (1960, 1961), встречается в пегматитах, залегающих в метасоматических кварцитах и мраморовидных доломитах в центральной части УЩ. Известны находки акцессорного сподумена в пегматитах восточной части щита (Литовченко, 1966), в аляскаитах с.Новой Ласпы (Ляхович, 1967) и камерных пегматитах Волны (Павлишин, Вовк, 1971).

Пегматиты альбит-сподуменового типа центральной и восточной части щита имеют резкие контакты с вмещающими породами, характеризуются относительно небольшими размерами и отсутствием четко выраженной зональности. Отмечается неравномерное распределение сподумена в пределах отдельных пегматитовых тел. Основное количество этого минерала в пегматитах восточной части щита сосредоточено в маломощной центральной микроклин-сподуменовой зоне (Розанов и др., 1971). В центральном районе сподумен преимущественно образует ориентированные под углом $65-90^{\circ}$ к плоскости контакта жилы, цепочные жидкообразные выделения удлинённых кристаллов или отдельные скопления. Размеры таких кристаллов достигают 15 см в длину. Более мелкие кристаллы сподумена размещаются беспорядочно, хотя в общем плане образуют "потoki" одного направления (Кушев, Терентьева, 1964).

Морфология кристаллов акцессорного сподумена наиболее полно изучена в пегматитах центральной части щита. В.Г. Кушев и М.В. Терентьева выделяют следующие типы кристаллов: а) досковидные, га-

битус пинакоидальный, наиболее развиты грани $\{100\}$, кристаллы преимущественно крупные, часто с хорошо выраженными конечными гранями; б) кристаллы уплощенно-столбчатого облика, пинакоидально-призматического габитуса, с примерно равным развитием граней зоны $\{001\}$ и некоторым преобладанием значения грани (100) , конечные грани отсутствуют или выражены слабо; в) кристаллы столбчатого облика, пинакоидального габитуса с часто наблюдаемыми конечными гранями; развиты грани как $\{100\}$, так и $\{010\}$. Минерал имеет совершенную по $\{100\}$ отдельность и среднюю призматическую спайность по $\{110\}$.

Цвет сподумена белый, голубоватый с оттенками, измененные зерна приобретают серовато-бурый оттенок и теряют прозрачность. Стеклянный блеск при этом становится матовым, твердость уменьшается от 600 до 480 кг/мм², а плотность — от 3,12 до 2,98 г/см³ (Юрк, Марченко, Чашка, 1970а).

В шлифах бесцветный. У сподумена центральной части шита $n_g = 1,672-1,678$; $n_p = 1,660-1,663$; $n_g - n_p = 0,015-0,020$; $2V = 58-62^\circ$; $\angle \alpha_g : [001] = 26^\circ$; характерно простое и полисинтетическое двойникование по $\{100\}$ и $\{110\}$ (Кушев, Терентьева, 1964). Показатели преломления сподумена восточной части шита изменяются более значительно, что связано с его разрушением.

В сподумене наиболее выдержанными являются содержания кремния и алюминия, близкие к теоретическим. Содержание Li_2O (5,20-7,68%) в сподумене восточной части шита выше, чем в этом же минерале из центрального района (3,66-5,71%). Низкие содержания лития в последнем случае объясняются тем, что анализировался измененный сподумен с примесями альбита, мусковита и кварца. В анализе с содержанием Li_2O 3,66% примесь указанных минералов составляет соответственно 9,6; 7,1 и 3,8% (Кушев, Терентьева, 1964).

Сподумен — неустойчивый минерал, замещается альбит-слюдистыми агрегатами, а в приповерхностных условиях превращается в глинистые каолиновые псевдоморфозы (Кушев, Терентьева, 1964) или замещается галлуазитом (Юрк, Марченко, Чашка, 1970). Он ассоциирует с аксессуарными минералами бериллия, ниобия и тантала; цирконитом, лепидолитом, полихромным турмалином. Для сподумена характерен метасоматический генезис — образовался в результате взаимодействия литийсодержащих растворов с жильными породами кислого состава (Кушев, Терентьева, 1964).

А м б л и г о н и т

Аксессуарный амблигонит установлен (Литовченко, 1966) в блоковой зоне крупной дифференцированной пегматитовой жилы Западного Приазовья, где образует небольшие прожилки и обособления неправильной формы размером 2х3 см. Цвет минерала белый, иногда бурова-

тый; блеск стеклянный до жирного. В основной массе непрозрачный, но отдельные обломки в тонких сколах просвечивают. Минерал крупный с неровным изломом. Твердость при нагрузке 50 г - 473 кг/мм². Плотность 3,09 г/см³. Диэлектрическая проницаемость $\epsilon = 5,13$.

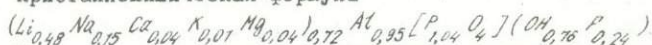
Под микроскопом отчетливо наблюдается спайность в двух направлениях, по которой амблигонит замещается мелкозернистым альбитом, слюдой или глинистыми минералами. В иммерсионном препарате встречаются зерна с полисинтетическими двойниками;

$$n_g = 1,599; n_p = 1,579; 2V = 85,5^{\circ}$$

Рентгеноструктурным анализом установлена идентичность его с эталонными образцами минералов группы амблигонита - монтебразита (табл. I).

Минерал характеризуется небольшим содержанием лития (4,80% Li₂O), изоморфно замещенного натрием, калием, кальцием, магнием и двухвалентным железом.

Кристаллохимическая формула



В тесной ассоциации с амблигонитом находятся клевеландит, кварц, микроклин, мелкозернистый альбит, мелкочешуйчатый мусковит и, значительно реже, берилл и апатит.

Т а б л и ц а I

Рентгенометрическая характеристика амблигонита
из пегматитов Приазовья

I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	5,06	8	3,21	2	2,57	5	1,93	2	1,65
9	4,64	10	3,12	2	2,48	1	1,37	4	1,61
2	3,86	8	2,96	4	2,38	1	1,82	1	1,59
2	3,48	1	2,85	1	2,33	1	1,76	3	1,57
2	3,26	1	2,75	1	2,13	1	1,67	1	1,51

Аналитик М.Я. Гамарник. Условия съемки: Fe - излучение, I - 12 мА
V - 40 кВ, камера РКД=57,3, экспозиция 10 ч.

Х о л м к в и с т и т

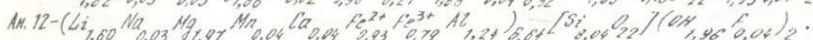
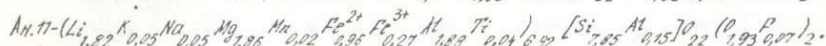
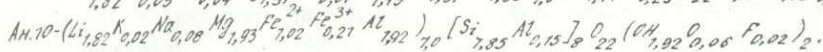
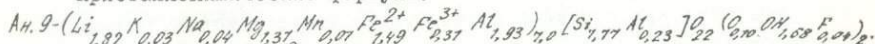
В породах Ущ аксессуарный холмквистит установлен В.В. Байраковым (1968б) и Б.В. Захой, М.Д. Бойчуком и А.А. Бочковым (1969) в экзоконтактах пегматитов альбит-сподуменового состава, где его содержание достигает 60%. В слюистой оторочке пегматитов этот минерал играет подчиненную роль. Он образует вытянутые по оси с призматические или игольчатые кристаллы, достигающие в длину 1 см. Хорошо развиты грани призмы {110}, значительно хуже - пинакоида {100}. Кристаллы чаще ориентированы согласно с общей сланцеватостью породы (Байраков, 1968). Реже холмквистит образует радиальные сноповидные и веерообразные скопления, не превышающие в диаметре нескольких сантиметров. В слюистой оторочке пегмати-

тов кристаллы холмквистита обычно призматические, в апофизах жил — призматические и игольчатые. Цвет минерала бледно-фиолетовый почти до бесцветного, серо-фиолетовый, реже фиолетовый; блеск стеклянный. Плотность 3,0—3,1 г/см³.

Оптические константы: $n_g = 1,638-1,648$; $n_m = 1,632-1,640$; $n_p = 1,616-1,620$; $cNg = 0-3$, $2V = -(51-60)^\circ$. Удлинение положительное; схема абсорбции $Mg > Nm > Np$.

В среднем содержание Li_2O в холмквистите выше 3%, что отличает его от холмквиститов из других районов.

Кристаллохимические формулы:



Образование холмквистита обусловлено взаимодействием литийсодержащих метасоматических растворов с вмещающими метаморфизованными породами ультраосновного и основного составов: актинолититами, антофилитизированными перидотитами, биотитизированными ортоамфиболитами и др. В биотит-турмалиновых оторочках холмквистит мог образоваться при температуре 290—200°C за счет биотита в результате привноса лития и кремнекислоты (Защина, Бойчук, Бочков, 1969).

МИНЕРАЛЫ БЕРИЛЛИЯ

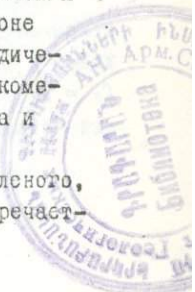
Б е р и л л

В качестве аксессуория берилл встречается в гранитных пегматитах Кировоградско-житомирского и коростенского комплексов, развитых на Волыни и в Приазовье.

Берилл из топаз-морионовых пегматитов Волыни описан Л.Л. Ивановым (1933), Е.З. Бурьяновой (1940), М.Н. Ивантишиным и др. (1957), З.В. Баргошинским, О.И. Магковским и Б.И. Сребродольским (1969), Е.К. Лазаренко и др. (1973); из пегматитов восточной части щита — Г.К. Фельдманом (1928), И.Г. Сагайдаком (1934), Ю.Ю. Юрком (1956а), Л.Ф. Лавриненко и др. (1971).

В топаз-морионовых пегматитах берилл находится в занорышевых зонах среди глинисто-слюдисто-кварцевой породы, изредка в зоне выщелачивания в ассоциации с альбитом. Встречается он спорадически, преимущественно в полнодифференцированных телах. В редкочетальных пегматитах берилл располагается между блоками кварца и микроклина.

Цвет его изменяется от оливково-зеленого до травяно-зеленого, зеленовато-желтого и салатového. Аквамариновая разновидность встречается



ся очень редко. Преобладают мутные полупрозрачные разности. Бесцветный водяно-прозрачный берилл и изумруд встречены нами и Л.Ф. Лавриненко и др. (1971) в пегматитах восточной части щита.

Морфология берилла из топаз-морионовых пегматитов описана в работах З.В. Бартошинского, О.И. Матковского и Б.И. Сребродольского (1969) и Е.К. Лазаренко и др. (1973). Авторы установили пять морфологических типов кристаллов. Облик в основном столбчатый, редко копьевидный. Головок у большинства кристаллов нет. Развита грани гексагональной призмы $\{10\bar{1}0\}$, реже встречаются грани гексагональной бипирамиды $\{11\bar{2}1\}$ и пинакоида $\{0001\}$. Комбинация призматических граней с развитыми на месте головок дигексагонально-бипирамидальными поверхностями придает кристаллу копьевидный облик. На гранях многих кристаллов видны следы растворения - воронкообразные, шестигранные и конусовидные углубления, заполненные каолинитом. Размер кристаллов от 3-4 до нескольких десятков сантиметров. В пегматитах Приазовья берилл в большинстве случаев образует кристаллы гексагонального габитуса с хорошо развитыми гранями призмы $\{10\bar{1}0\}$, реже $\{11\bar{2}0\}$, пинакоида $\{0001\}$ и редко дипирамиды $\{11\bar{2}1\}$. Чаще всего встречаются столбчатые кристаллы с недоразвитыми гранями. Иногда кристаллы сростаются параллельно главной оси симметрии. Кристаллы бесцветного прозрачного берилла обладают длиннопризматическим габитусом и размер их не превышает 1,5 x 0,5 см. Спайность несовершенная по $\{0001\}$. Излом неровный, раковистый. Минерал хрупкий. Блеск матовый, стеклянный до алмазного. Плотность колеблется от 2,66 г/см³ у бесщелочного берилла до 2,78 г/см³ у щелочноземельного. Твердость изменяется в пределах 1,069-1,484 кГ/мм² и увеличивается у прозрачных кристаллов. Установлена анизотропная твердость: твердость граней призмы $\{0010\}$ значительно выше, чем граней базопинакоида $\{0001\}$. Коэффициент анизотропии твердости $K_A = 1,2$.

В проходящем свете в толстых шлифах слабо заметен плеохроизм берилла в желтоватых и голубоватых тонах. Обычно под микроскопом минерал бесцветный, со слабым двупреломлением, оптически отрицательный. Показатели преломления колеблются: $n_g = 1,570$, $n_p = 1,566$ у бесщелочного прозрачного берилла; $n_g = 1,582$, $n_p = 1,576$ у натриевого; $n_g = 1,588$, $n_p = 1,582$ у щелочноземельного.

Параметры элементарной ячейки берилла из пегматитов Приазовья изменяются, по-видимому, в зависимости от примеси щелочей, кальция, хрома и других элементов. Так, у слабощелочного берилла $a_0 = 9,2$, $c_0 = 9,18$; у щелочной натриевой разности $a_0 = 9,2$, $c_0 = 9,4$; у кальций-натриевой с примесью Cr_2O_3 $a_0 = 9,200$, $c_0 = 9,032$.

Химический состав берилла характеризуется значительными колебаниями. В соответствии с классификацией В.Г. Фекличева (1964), по содержанию щелочей и кальция можно выделить четыре типа акцессорного берилла (табл. 2): I – бесщелочной, II – слабощелочной, III – щелочной натриевый, IV – сильнощелочной кальций-натриевый.

Бесщелочной берилл характерен для камерных пегматитов Волыни и очень редок в пегматитах Западного Приазовья. Он содержит до 0,27% суммы щелочей, но при этом отличается повышенным количеством трехвалентного железа – до 1,48% (Волынь) или кальция – до 1,05% (Приазовье); содержит до 14,10% окиси бериллия. Такой состав берилла свидетельствует, по В.Г. Фекличеву (1964), о кристаллизации в условиях кислотного выщелачивания, хотя Е.К. Лазаренко и др. (1973) считают, что условия его формирования были щелочными. К слабощелочному типу относится также берилл Волыни (ан. 18), содержащий 0,52% щелочей, но в остальном полностью аналогичный бесщелочным бериллам.

Состав берилла из замещенных альбитизированных пегматитов отличается повышенным содержанием натрия, значительно преобладающего по сравнению с калием. Количество окиси кальция в нем не превышает 0,36–0,58%, а содержание окиси бериллия уменьшается до 11,03%.

В сильнощелочном кальций-натриевом берилле содержится значительное количество окиси кальция (2,18–2,92%), а также $K_2O + Na_2O = 2,75 - 3,79\%$. При этом натрий резко преобладает над калием. Для данного типа характерна примесь Cr_2O_3 – до 0,21% (ан. 22, 23). Берилл из редкометальных пегматитов Приазовья (ан. 25) содержит 0,64% Li_2O и 0,45% CaO и может быть отнесен к натрий-литиевому типу.

Общей для всех типов является закономерность, по которой с увеличением щелочей и кальция в берилле количество окиси бериллия понижается. В связи с этим особое место занимают вопросы изоморфизма и характера вхождения в берилл щелочей как главнейших примесей. Так, Пенфильд (*Penfield*, 1894) считал, что щелочные металлы в берилле замещают бериллий. А.И. Гинзбург (1955) впервые отметил закономерное уменьшение количества бериллия с увеличением содержания щелочей и сделал вывод о гетеровалентном изоморфизме между бериллием и двумя щелочными атомами. А.А. Беус (1959) считает, что изоморфизм между бериллием и щелочами обусловлен замещением алюминия в шестерной координации на атом щелочи с параллельными замещениями бериллия на алюминий в четверной координации. При этом для компенсации валентности вторая половина щелочных атомов входит в полые каналы в структуре берилла. Наиболее подробно основные химические особенности берилла, его изоморфизм

Тип	Номер анализа	Be	Na	K	Ca	Cs	Σ	Аз
I. Бесщелочной	13	3,07	-	-	0,02	-	3,09	1,82
"	14	2,94	-	-	0,02	-	2,96	1,93
"	15	2,82	-	0,03	0,07	-	2,92	2,00
II. Слабощелочной	17	2,69	0,07	-	0,05	-	2,82	2,1
"	18	2,95	0,05	0,02	0,07	-	3,09	1,83
"	19	2,90	0,16	0,16	0,03	-	3,25	1,55
III. Щелочной натриевый	20	2,44	0,52	-	0,05	-	3,01	1,90
То же	21	2,70	0,41	-	0,03	-	3,13	1,79
IV. Щелочной кальций-натриевый	22	1,91	0,48	0,01	0,23	-	2,95	1,86
То же	23	2,03	0,66	0,01	0,29	-	2,99	1,93
"	24	2,50	0,27	0,02	0,08	0,08	2,95	1,71
"	25	2,47	0,34	0,02	0,02	0,20	3,05	1,75

и положение в нем главных примесей рассмотрены В.Г. Фекличевым (1964). Автор приходит к заключению, что такие элементы-примеси, как железо, марганец, магний и литий, замещают алюминий в шестерной координации, а бериллий, натрий, калий, алюминий, цезий, кальций и барий располагаются в центрах колец Si_6O_{18} . Молекулы воды находятся между кольцами в центре 24-вершинника из атомов кислорода. Химический состав акцессорного берилла из кристаллических образований Ущ подтверждает такой вывод. Результаты анализов показывают, что вода в бериллах содержится постоянно - в количестве от 0,14% в слабощелочных до 1,68-2,39% в натриевых и кальций-натриевых. Повышенное содержание кальция наблюдается в щелочноземельном берилле, по условиям образования связанном с основными и ультраосновными породами. В этой группе кальций вместе со щелочами компенсирует недостающее количество бериллия. Отмеченные закономерности распределения атомов щелочных металлов и кальция в берилле обусловлены генетическими факторами.

Акцессорный берилл в редкометальных пегматитах ассоциирует с альбитом, мусковитом, ганитом, колумбитом и сподуменом. Взаимоотношения щелочного берилла с другими минералами показывают, что образовался он раньше кварц-мусковитового агрегата, но позже микроклина. На это указывают разведенные по краям реликты микроклина, наблюдающиеся в кристаллах берилла, а также чешуйчатые мусковит и кварц, пересекающие эти кристаллы по удлинению или спайности. Формирование щелочного берилла происходило в неспокойной тектонической обстановке, что видно из частых внутрipegmatитовых пересечений ранних парагенетических ассоциаций более поздними. Так, в одной из жил более поздний блоковый кварц выполняет трещины, пересе-

формулы бериллов

Fe	Mg	Li	Σ	Si	Al	Σ	O	OH	Σ	Примечание
0,1	0,02	-	1,94	6,0	-	6,0	17,98	0,02	18,0	Избыток H ₂ O
0,1	0,03	-	2,06	6,0	-	6,0	17,93	0,07	18,0	То же
0,07	0,01	-	2,08	6,0	-	6,0	17,04	0,96	18,0	-
0,07	-	-	2,17	6,0	-	6,0	18,0	-	-	-
0,07	-	-	2,09	5,88	0,12	6,0	17,85	0,15	18,0	Избыток H ₂ O
0,12	0,05	-	1,72	5,75	0,25	6,0	17,0	0,90	-	-
-	0,09	-	1,99	5,93	0,12	6,05	17,31	0,69	18,0	-
-	0,07	-	1,86	5,90	0,10	6,00	15,69	2,31	18,0	-
0,19	-	-	2,05	6,32	-	6,32	17,91	0,09	18,0	-
0,06	-	-	1,99	-	-	6,02	17,36	0,64	18,0	-
0,13	0,1	0,1	2,13	5,8	0,20	6,00	17,13	0,87	18,0	-
-	0,03	0,22	2,10	5,81	0,18	6,00	16,94	1,06	18,0	-

кающие микроклиновые блоки, а кристаллы берилла располагаются в последних, находясь в непосредственной близости с кварцем.

Согласно экспериментальным данным (Беус, 1963), замещение натриевого берилла мусковитом и кварцем показывает, что этот процесс происходит в условиях ненасыщенности растворов алюминием, бериллием и сильными основаниями. Устойчивость берилла зависит не только от режима кислотности — щелочности растворов, но определяется также относительной активностью алюминия. В пегматитах бесщелочной берилл представлен водно-прозрачными мелкими кристаллами, выполняющими пустотки в микроклине. Повышенное содержание в нем кальция связано с выносом данного элемента из вмещающих пород.

Изумруд встречается в пегматитовых жилах, залегающих в актинолитовых сланцах и амфиболитах. Этот берилл имеет аномальный состав: наряду со щелочами в нем отмечаются повышенное содержание кальция и примесь хрома.

Кальций-натриевый берилл ассоциирует с плагиоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, биотитом, роговой обманкой и актинолитом. Он образовался в условиях недосыщенности растворов алюминием и избытка кальция, привнесенного из вмещающих и переработанных амфиболитов и актинолитовых сланцев.

В топаз-морионовых пегматитах аксессуарный берилл встречается в полнодифференцированных телах, в занорышевой области, где ассоциирует с кварцем, слюдино-глинисто-кварцевым агрегатом, иногда с альбитом. Большинство кристаллов росло свободно кристаллизуясь в пустоте, о чем свидетельствует отсутствие щелочей в их составе (Лазаренко и др., 1973). Температура образования берилла

составляет, по Н.П. Ермакову (1950), 310–438⁰С, а по Ю.А. Долгову (1970), 600–700⁰; давление при этом низкое. Минералообразующая среда, по данным В.А. Калюжного и К.М. Калюжной (1963), имела щелочной характер (рН – 8,5±0,2).

Ф е н а к и т

Акцессорный бериллиевый минерал – фенакит встречается в исключительно малых количествах. Установлен в топаз–морионовых (Гаврусевиц, Баженова, Агафонова, 1957; Калюжная, Калюжный, 1963; Лазаренко и др., 1973; Ремешило, Вовк, 1973) и альбитизированных (Байраков, Лавриненко, 1967) редкометальных пегматитах, на участках грейзенизации, окварцевания апогранитов и щелочных метасоматитов, в гидротермальных прожилках флюорит–кварцевого, амазонит–кварцевого (Хатунцева, Безпалько, 1960) и криолит–кварцевого (Туров, Марченко, 1970) составов. Кроме того, мелкие единичные кристаллики фенакита обнаружены в протолочках гранит–порфиров, сопровождающих апограниты, и в прожилке кварца вблизи полевошпатовых метасоматитов с акцессорным гентгельвином. В метасоматитах фенакит приурочивается к выделениям позднего кварца, где образует сильно корродированные зерна, часто с включениями последнего (рис. 1).



Рис. 1. Взаимоотношения фенакита (1) с флюоритом (2), кварцем (3), альбитом (4) и цирколитом (5).

Фенакит образует неправильные, сильно корродированные зерна, а также правильные кристаллы размером в поперечнике от 0,2–0,3 до 5–8 мм в метасоматитах и до 12–25 мм в пегматитах; размеры по тройной оси составляют 0,4–7 мм.

Кристаллы представлены ромбоэдрическими, короткопризматическими и длиннопризматическими формами. Последние относятся к низко-

Наблюдается в виде цепочки сплюснутых ромбовидных кристаллов в зальбанде прожилка криолита и прозопита, ассоциирует также с флюоритом, поздним альбитом и мусковитом. В камерных пегматитах фенакит встречается в двух генерациях: ранний ассоциирует с морионом и микроклином, поздний – обнаружен под пегматитовым телом в метасоматически измененных породах, содержащих гидрослюда, сидерит и альбит (Калюжная, Калюжный, 1963). В крупноблоковом редкометальном пегматите фенакит ассоциирует с альбитом, мусковитом и флюоритом.

температурной генерации (Ремешило, Вовк, 1973). Кристаллы заканчиваются двумя вершинами или одной, в последнем случае вторая вершина растворена (рис. 2). Вследствие растворения ромбоэдрические грани головок кристалла становятся матовыми, шероховатыми, со сглаженными ребрами, в то время как призматические грани остаются чистыми, зеркальными. В ромбоэдрических кристаллах фенакита габитусными являются грани ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$, слабее развиты грани ромбоэдров $\{01\bar{1}2\}$, $\{11\bar{2}3\}$, $\{11\bar{2}1\}$, $\{12\bar{1}3\}$. На гранях форм $\{10\bar{1}1\}$ и $\{11\bar{2}2\}$ наблюдается продольная штриховка, переходящая в грубую ступенчатость. В короткопризматических кристаллах помимо упомянутых граней ромбоэдров, образующих вершины кристаллов, развиты грани призмы $\{11\bar{2}0\}$ и, в меньшей степени, узкие грани формы $\{10\bar{1}0\}$, которые иногда представлены всего лишь одной или двумя гранями. Длиннопризматические фенакиты характеризуются преобладанием граней призмы $\{11\bar{2}0\}$ с узкими полосками $\{01\bar{1}0\}$. Головки образованы одним ромбоэдром $\{10\bar{1}1\}$.

Разнообразие морфологических типов фенакитов связано с температурами их кристаллизации и составом минералообразующих растворов, что вытекает из исследований, выполненных К.М. Калужной и В.К. Калужным (1963), Е.П. Гуровым и Е.Я. Марченко (1970), Б.Г. Ремешило и П.К. Вовком (1973), установившими для ромбоэдрических фенакитов температуры кристаллизации 360–405°C, а для длиннопризматических – 130–160°C.

Облик кристаллов зависит также от состава среды и подвижности компонентов.

Фенакит бесцветный или желтоватый, чистый, водяно-прозрачный или замутненный и трещиноватый, иногда на поверхности покрыт железистыми корочками. Блеск сильный стеклянный. Плотность 2,93–2,94 (Гаврусевич, Баженова, Агафонова, 1957); 2,96 (Байраков, Лавриненко, 1967). Минерал одноосный, положительный $n_o = 1,670$ – $1,673$, $n_p = 1,653$ – $1,657$; $n_p - n_o = 0,016$.

Типичная дебаеграмма фенакита представлена в табл. 3. Химические составы фенакитов разных генетических типов близки и отвечают стандартной формуле минерала с характерным отношением $Be: Si = 2:1$.

Кристаллохимические формулы:

Ан. 27 ($Be_{1,956} Fe_{0,016}^{3+} Na_{0,011} Mg_{0,004} K_{0,002}$) $_{1,988}$ ($Si_{1,0} Al_{0,005}$) $_{1,005} O_4$.

Ан. 28 ($Be_{1,83} Mg_{0,02}$) $_{1,85}$ ($Si_{1,0}$) O_4 .

Ан. 29 ($Be_{2,0} Fe_{0,008}^{3+} Na_{0,006} Mg_{0,01} K_{0,006}$) $_{2,02}$ ($Si_{0,998} Al_{0,01}$) $_{0,998} O_4$.

Ан. 30 ($Be_{1,88} Na_{0,01} Ca_{0,01}$) $_{1,90}$ ($Si_{1,0} Al_{0,01}$) $_{1,01} O_4$.

Фенакиты отличаются чистой составом с незначительным количеством изоморфных примесей щелочных металлов и магния. Примеси железа, возможно, обусловлены поверхностным ожелезнением минерала. Среди элементов-примесей в фенаките обнаружены алюминий, кальций, магний, же-

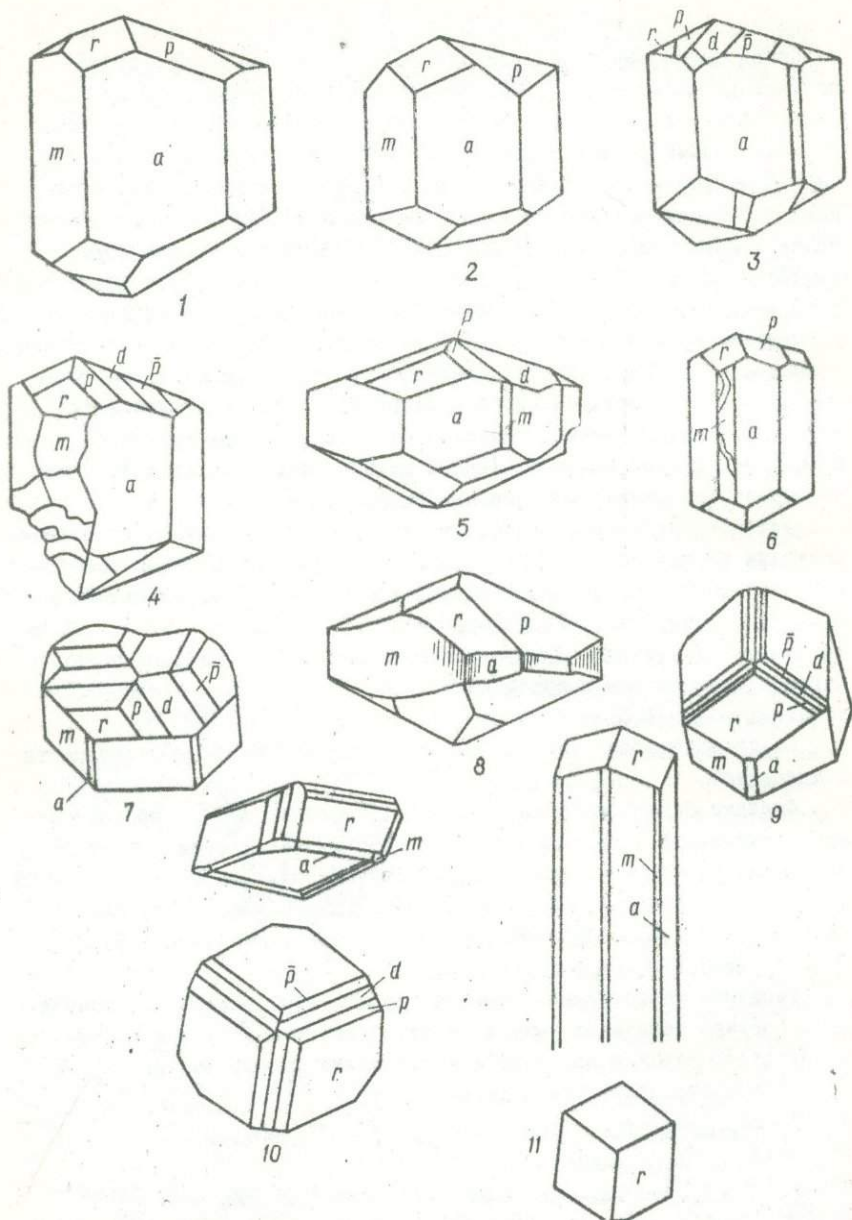


Рис. 2. Формы кристаллов фенакита: 1-9 - по данным А.Я. Хатунцевой и Н.А. Беспалько (1960); 10, 11 - по данным Б.Г. Ремещило и П.К. Вовка (1973). Символы граней: a - 1120, m - 1010, r - 1011, d - 1012, p - 1123, \bar{p} - 1123.

Таблица 3

Рентгенометрическая характеристика
фенакита

Образец (ан. 27)		Эталон (Михеев, 1957)	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
1	6,72	-	-
4	6,40	-	-
1	4,27	-	-
1	3,98	-	-
2	3,8	1	3,84
8	3,62	6	3,58
2	3,42	-	-
-	-	1	3,27
10	3,11	4	3,11
1	2,91	-	-
2	2,78	1	2,82
-	-	1	2,74
1	2,58	-	-
9	2,51	8	2,51
1	2,40	-	-
8	2,36	6	2,35
1	2,26	-	-
9	2,17	8	2,18
9	2,08	6	2,073
1	1,96	1	1,976
3	1,90	2	1,922
3	1,85	1	1,838
3	1,79	4	1,799
3	1,75	-	-
3	1,73	4	1,725
4	1,65	6	1,635
1	1,54	1	1,555
4	1,50	4	1,511
1	1,47	-	-
4	1,43	1	1,442
2	1,40	4	1,425
4	1,37	4	1,372
-	-	1	1,357
-	-	1	1,341
1	1,28	1	1,282
1	1,26	10	1,258
1	1,25	1	1,245
5	1,22	6	1,206

Аналитик Л.Н. Егорова. Условия съемки: Fe-излучение, *I*-10 мА, *V* - 40 кВ, камера РКД-57,3, экспозиция 10 ч.

железо, марганец, цирконий, медь, олово, натрий, галлий, германий. Минералы-спутники фенакита: флюорит, кварц, крокоит, прозопит, топаз, ганит, берилл, альбит, мусковит.

В изученных проявлениях фенакит развит на участках, где встречаются другие бериллиевые минералы, в частности берилл и гентгельвин, по отношению к которым фенакит является вторичным минералом.

Образуется фенакит в грейзеновую и гидротермальную стадии минералообразования в среде, обедненной алюминием, при высоких по-

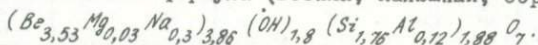
тенциалах щелочей и фтора. Ромбоэдрические кристаллы выделялись в кислой среде с высокими потенциалами кремния и фтора, что подтверждается как ассоциацией фенакита с кварцем, флюоритом, криолитом, топазом, так и непосредственными измерениями pH (4,9–5,3±0,2) газово-жидких включений (Калюжный, 1960). Длиннопризматический фенакит кристаллизовался в нейтральной или слабощелочной среде (Ремешило, Вовк, 1973), содержащей среди летучих компонентов помимо фтора $(CO_3)^{2-}$.

Б е р т р а н д и т

Акцессорный бериллиевый минерал – берtrandит встречается очень редко и в малых концентрациях. Обнаружен среди продуктов серицитизации и каолинизации топаз-морионовых пегматитов Воляни (Возняк, Калюжный, Сорокин, 1969; Лазаренко и др., 1973), в цементе и трещинках пертозитов и щелочных сиенитов, на участках альбитизации и карбонатизации девонских ортофиоров (Семененко та ін., 1969). Размеры кристаллов в пегматитах от 0,1 до 3–4 мм; в метасоматитах берtrandит образует очень мелкие пластинки (меньше 0,1 мм). Макроскопически бесцветный со стекляннм блеском или желтоватый в комковатых и пластинчатых агрегатах, сростшихся со слюдой. В пегматитах встречаются псевдоморфозы берtrandита вместе с мусковитом по бериллу. В полевошпатовых метасоматитах нарастает в виде бахромчатых агрегатов вокруг микроклин-пертита в ассоциации с гидрослюдой и гидрокислами железа, а также образует розетковидные агрегаты и крестовидные сростки. В метасоматитах пластинки узкие с прямыми краями, в пегматитах – табличчатые. Наблюдаются двойники и тройники. Оптически отрицательный, $2V = 74-80^\circ$, $n_g = 1,611-1,614$, $n_m = 1,596-1,603$, $n_p = 1,586-1,588$. Плотность 2,589 г/см³.

Рентгенометрическая характеристика берtrandита, приведена в табл. 4.

Кристаллохимическая формула (Возняк, Калюжный, Сорокин, 1969):



Берtrandит в пегматитах и метасоматитах встречается как вторичный минерал в ореолах кислотного выщелачивания вблизи проявлений первичных берилла и фенакита, иногда без видимой связи с последними.

Э в к л а з

Встречается в виде минерала-узника в морионе среди топаз-морионовых пегматитов Воляни (Калюжная, Калюжный, 1963; Лазаренко и др., 1973). Как акцессорный минерал содержится в мусковит-кварцевых грейзенах (Беспалько и др., 1971). Последние образуются на контактах аляскитовых гранитов с вмещающими вулканогенно-метаморфическими породами и представлены светло-салатовыми, тонкочешуйчатыми,

Т а б л и ц а 4

Рентгенометрическая характеристика берtrandита

Из полевошпатового метасоматита		Эталон (ХРДС)		Из полевошпатового метасоматита		Эталон (ХРДС)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
I	7,60	10	7,56	-	-	2	1,628
I	5,80	-	-	-	-	4	1,579
2	4,90	2	4,85	3	1,552	30	1,555
10	4,45	100	4,38	-	-	2	1,491
2	3,92	40	3,94	3	1,460	30	1,465
-	-	8	3,80	2	1,446	10	1,440
-	3,51	-	-	I	1,392	-	-
9	3,18	90	3,19	-	-	2	1,363
I	2,90	10	2,93	I	1,340	4	1,338
-	-	10	2,88	6	1,306	40	1,305
3	2,96	-	-	I	1,290	-	-
8	2,54	80	2,54	2	1,253	10	1,251
3	2,45	6	2,42	-	-	6	1,233
7	2,30	60	2,28	2ш	1,220	20в	1,220
7	2,23	60	2,22	4	1,173	10в	1,167
-	-	2	2,18	3	1,120	16	1,117
I	2,08	4	2,10	I	1,104	4	1,105
2	2,03	6	2,02	I	1,089	2	1,090
-	-	20	1,983	2	1,074	10	1,076
4	1,962	-	-	-	-	2	1,015
I	1,918	6	1,923	-	-	-	-
I	1,873	-	-	-	-	-	-
-	-	6	1,787	-	-	-	-
I	1,704	-	-	-	-	-	-
-	-	16	1,698	-	-	-	-
2	1,682	-	-	-	-	-	-
I	1,652	10	1,650	-	-	-	-

Аналитик Л.Н. Егорова. Условия съемки: Fe -излучение, $I - 10 \text{ mA}$, $V - 40 \text{ kV}$, камера РКД-57,3 экспозиция 10 ч.

тонкосланцеватыми, иногда плейчатыми породами с очковыми выделениями светло-серого кварца.

Звклаз ассоциирует с кварцем, образующим прослой или очковые выделения. Встречается в виде очень мелких, сильно корродированных зерен. Макроскопически это белый полупрозрачный или фарфоровидный минерал пластинчатого облика с совершенной спайностью, параллельной (010). Изредка наблюдаются бесцветные очень чистые кристаллики с большим количеством граней, как бы винтовидные. В пегматитах образует столбчатые кристаллы размером до 2,0 мм. Блеск стеклянный. Для полупрозрачных разновидностей характерно очень большое количество газо-жидких включений. В шлифе наблюдаются ромбовидно очерченные зерна звклаза с большим количеством мельчайших вrostков кварца и полисинтетические двойники в разрезе $\perp [010]$; $2V = -50^\circ$; $n_g = 1,672$, $n_p = 1,653$.

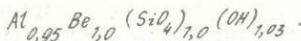
Рентгенографическое исследование порошка звклаза проведено микрометодом (табл. 5). Химический анализ, выполненный из очень малой навески только для определения главных компонентов, показал зна-

Т а б л и ц а 5
Рентгенометрическая характеристика эвклаза из мусковит-
кварцевых грейзенов

Обр. № 69I		Эталон (Берхин, Анисимова, 1962)		Обр. № 69I		Эталон (Берхин, Анисимова, 1962)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	7,10	100	7,2	4	1,448	3	1,454
1	5,00	-	-	2ш	1,433	15	1,440
						10	1,407
3	4,6	15	4,55	8ш	1,387	5	1,394
4	4,3	-	-			15	1,377
5	3,87	50	3,85	4	1,361	30	1,369
3	3,69	15	3,60	3	1,350	10	1,351
3	3,55	10	3,53	3	1,330	-	-
10	3,40	10	3,32	5	1,320	10	1,322
7	3,23	70	3,24			15	1,311
2	3,12	5	3,10	3	1,294	-	-
1	2,97	5	2,97	-	-	5	1,285
		5	2,88	3	1,279	-	-
10	2,81	70	2,78	3	1,262	5	1,269
1	2,70	-	-			3	1,251
5	2,53	40	2,55	2	1,217	5	1,211
7	2,44	50	2,45	2	1,207	3	1,192
4	2,36	15	2,36	3	1,183	3	1,177
5ш	2,28	20ш	2,26	8	1,157	15	1,156
2	2,20	5	2,18	4	1,145	5	1,141
2	2,13	5	2,12	1	1,124	-	-
4	2,08	15	2,08	4	1,120	3	1,117
1	2,03	5	2,05	1	1,114	-	-
4ш	2,00	30	1,996	1	1,106	1	1,102
2	1,981	10	1,955	1	1,094	1	1,093
-	-	5	1,924	1	1,083	1	1,078
6	1,894	-	-	1	1,073	-	-
						1	1,063
		30	1,833	-	-	1	1,058
4	1,822	-	-	1	1,052	1	1,052
-	-	10	1,808	3	1,043	3	1,042
4	1,796	20	1,786	2	1,038	1	1,030
3	1,758	5	1,754	1	0,030	-	-
-	-	1	1,716	2	1,025	1	1,023
6	1,678	20	1,672	2	1,019	-	-
1	1,660	-	-	3	1,014	1	1,014
-	-	3	1,650	1	1,010	-	-
3	1,629	15	1,624				
2	1,596	-	-	1	1,002	5ш	1,000
-	-	3	1,565	3	0,993	-	-
1	1,571	-	-	2	0,996	-	-
5	1,548	3	1,539	3	0,991	3	0,990
3ш	1,521	15	1,517	1	0,989	-	-
3ш	1,506	15	1,500	1	0,980	-	-
-	-	3	1,475	2	0,978	-	-
1	1,467	-	-	3	0,975	5	0,973

Аналитик Л.Н. Егорова. Условия съемки: F_p = излучение, I - 10 мА, V - 40 кВ, камера РКД-57,3, экспозиция 10 ч.

чительный избыток SiO_2 , что обусловлено микровключениями кварца. Пересчет анализа после исключения избыточного SiO_2 соответствует эвклазу с кристаллохимической формулой



В грейзенах эвклаз ассоциирует с ганитом, реликтовым гентгельвином, касситеритом, черным цирколитом, колумбитом, гематитом, пиритом, ильменитом, анатазом, рутилом и др. Он образуется в условиях обогащения грейзеновых растворов глиноземом, что обусловило своеобразную эвклаз-ганитовую ассоциацию аксессуарных минералов, вероятно возникших при разложении гентгельвина.

По данным К.М. Калужной и В.А. Калужного (1963), эвклаз с кварцем образуются при низких потенциалах калия и фтора.

Г е н т г е л ь в и н

Гентгельвин впервые был обнаружен В.Ф. Лунько, Л.С. Галецким и В.А. Дусяцким и описан Е.И. Гурвичем и др. (1962, 1963, 1965). Характеристике этого минерала посвящены также работы Л.С. Галецкого, Ю.М. Мельника и Н.И. Разумевой (1970), Л.С. Галецкого (1971), Е.П. Гурова и Е.Я. Марченко (1970).

Гентгельвин — характерный аксессуарный минерал щелочных полевошпатовых метасоматитов, залегающих среди докембрийских апогранитов, развитых в зоне глубинного разлома.

Метасоматиты слагают мелкие жилкоподобные тела, в большинстве случаев имеющие зональное строение. Центральные части тел лейкократовые, сложены розовым или красным альбит-микроклин-пертитовым или кварц-альбит-микроклин-пертитовым метасоматитом (пертозитом), а зальбанды слагают породы розово-серого до темно-серого цвета сидерофиллит-микроклин-пертитового состава, изредка кварц-сидерофиллитового; последние образовались на раннем этапе грейзенового метасоматоза. Некоторые тела метасоматитов подверглись более поздней грейзенизации, в них наряду с сидерофиллитом интенсивно развиваются мусковит, альбит и кварц.

Метасоматиты сопровождаются гидротермальными прожилками кварцевого, кварц-амазонитового, кварц-криолитового составов, в которых также иногда встречается аксессуарный гентгельвин.

Главными минералами метасоматитов являются рубидиевый нерешетчатый микроклин-пертит, альбит, высокожелезистый литий- и рубидий-содержащий биотит (сидерофиллит), рубидиевый микроклин второй генерации, изредка амазонит, кварц, которые, находясь в переменных взаимоотношениях между собой, образуют различные петрографические разновидности метасоматитов.

Описываемые метасоматиты — существенно щелочные породы, содержащие 11–12% суммы щелочей, находящихся в различных соотношениях — от существенно калиевых до натриевых. Для метасоматитов характерно также пониженное количество кремнезема. Отношение щелочей к глинозему в них составляет 0,8–1.

Акцессорный гентгельвин в метасоматитах образует несколько генераций (Галецкий, Мельник, Разумеева, 1970). Более ранний встречается в виде рассеянных единичных вкрапленников или мелкозернистых агрегатов между зернами микроклин-пертита, приурочиваясь как к центральной части метасоматита, так и к его слюдяным зальбандам. Поздний гентгельвин образует прожилковые выделения. Он обнаружен в кварц-амазонитовых, кварцевых, галенитовых, редко в кварц-криолитовых прожилках, а также по трещинам в метасоматите. Размеры зерен 0,2-0,5, редко 1-2 мм, лишь в одном случае была встречена друза кристаллов размером 1,0 см. Форма зерен чаще неправильная, реже правильная с характерным треугольным сечением, заметным на сколе породы и в шлифе. В друзе наблюдались головки кристаллов, образованных простыми тетраэдрами.

Окраска минерала весьма разнообразна. Для ранних вкрапленных гентгельвинов характерны различные тона желтого цвета от светло-желтого, янтарного, серовато-желтого до коричневого. Изредка встречаются бесцветные прозрачные и зеленоватые кристаллы.

Поздние гентгельвины из прожилков окрашены в серовато-розовые до малинового цвета. Минерал прозрачный, в более крупных осколках просвечивает. Блеск сильный стеклянный. При выветривании минерал покрывается светлым порошковатым, сильно поляризующим слюдopodobным веществом. Под лупой наблюдается зональное строение гентгельвина; внутренняя часть более темная, коричневого цвета, а внешняя - светло-желтая. Особенно четко проявляется зональность гентгельвина в шлифе, (рис. 3), где наблюдается несколько зон, обычно отделенных друг от друга рудной пылью, тонкочешуйчатым слюдястым агрегатом, либо скоплениями газовой-жидких включений (Гуров, Марченко, 1970). Минерал слабозлектромагнитный. Оптически изотропный. У желтых разновидностей $n = 1,744$, у малиновых $n = 1,750 \pm 0,002$. Физические свойства гентгельвинов - окраска, плотность и светопреломление зависят от химического состава, что отражено на диаграмме состав - свойства (рис. 4).

Различно окрашенный гентгельвин отличается составом, объемом элементарной ячейки и генетической приуроченностью. Рентгеноструктурные исследования показали, что межплоскостные расстояния и параметры решетки гентгельвина закономерно увеличиваются от желтых разновидностей к розовым по мере возрастания в их составе роли железа (табл. 6). У первых a_0 составляет 8,125-8,130, а у последних - 8,163 и находится в прямой зависимости от химического состава (рис. 5).

Химический состав различно окрашенных гентгельвинов, отобранных из разных петрографических разновидностей метасоматитов, представлен в приложении.

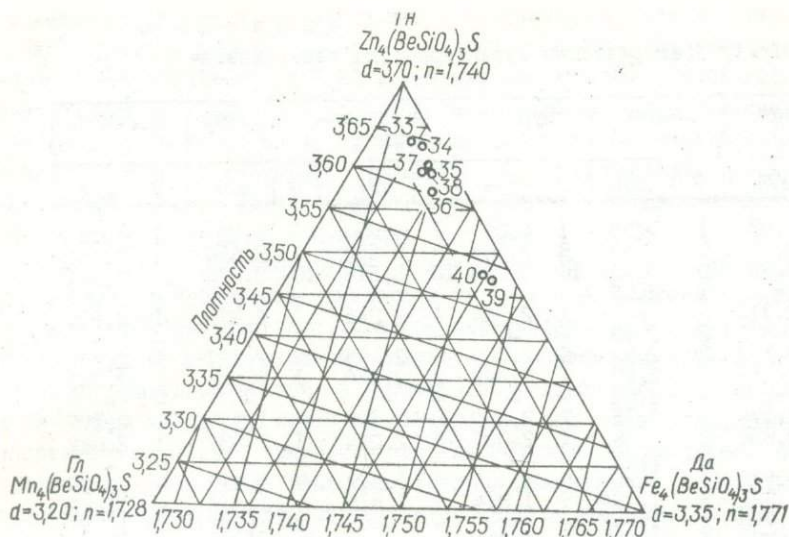


Рис. 4. Диаграмма зависимости физических свойств минералов группы гетлин (Гл) - даналит (Да) - гентгельвин (Гн) от их химического состава (по А.А. Беусу, 1960). Номера на диаграмме соответствуют номерам химических анализов (см. приложение).

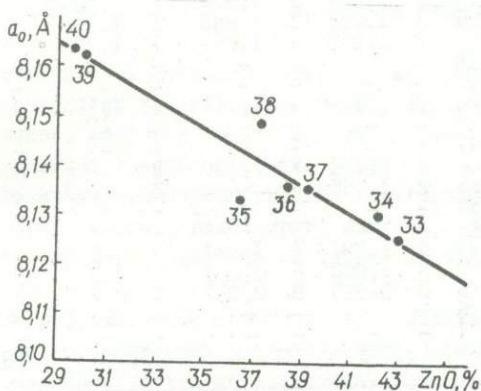


Рис. 5. Диаграмма зависимости параметра элементарной ячейки a_0 гентгельвина от содержания окиси цинка.

Кристаллохимические формулы гентгельвинов приведены в табл. 7; рассчитаны по методу И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Для химического состава исследованных гентгельвинов характерно довольно стабильное содержание окислов бериллия (II,6-13,79%)

Т а б л и ц а 6
Рентгенометрическая характеристика гентгельбина

Эталон (ХРДС)		Желтый		Бурый		Серовато- желтый		Розовый		Малиновый	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
40	4,07	I	3,93	I	4,05	I	4,05	I	4,05	I	4,08
40	3,65	5	3,59	8	3,654	8	3,657	7	3,656	I	3,660
100	3,33	10	3,25	10	3,324	10	3,316	10	3,336	10	3,361
-	-	I	2,98	-	-	-	-	-	-	-	-
40	2,875	-	-	I	2,844	I	2,846	I	2,879	I	2,871
-	-	2	2,79	-	-	-	-	-	-	-	-
70	2,577	2	2,54	6	2,565	6	2,565	5	2,571	5	2,577
40	2,351	I	2,37	I	2,349	2	2,340	I	2,346	I	2,347
-	-	I	2,32	-	-	-	-	-	-	-	-
100	2,174	5	2,15	7	2,170	6	2,169	6	1,175	6	2,175
40	2,036	2	2,08	I	2,027	2	2,024	I	2,037	I	2,042
-	-	2	2,02	-	-	-	-	-	-	-	-
100	1,918	10	1,90	9	1,905	9	1,912	9	1,912	9	1,915
70	1,822	3	1,794	5	1,814	5	1,815	4	1,816	4	1,822
10	1,778	I	1,768	-	-	-	-	I	1,776	I	1,778
10	1,735	I	1,725	I	1,730	-	-	-	-	-	-
70	1,663	5	1,65	6	1,656	6	1,653	5	1,661	6	1,664
40	1,596	-	-	2	1,589	I	1,589	2	1,593	2	1,596
-	-	4	1,575	-	-	-	-	-	-	-	-
10	1,513	I	1,525	I	1,504	-	-	-	-	-	-
-	-	I	1,504	-	-	-	-	-	-	-	-
70	1,489	4	1,48	5	1,477	5	1,478	5	1,434	5	1,481
70	1,441	I	1,43	5	1,435	5	1,425	5	1,440	5	1,440
70	1,399	6	1,386	5	1,391	5	1,395	5	1,393	5	1,396
70	1,359	7	1,35	5	1,353	5	1,354	5	1,353	5	1,353
70	1,322	6	1,311	5	1,319	5	1,316	5	1,320	5	1,324
10	1,238	3	1,231	I	1,285	I	1,283	I	1,288	I	1,287
70	1,258	9	1,249	7	1,255	6	1,255	7	1,256	7	1,257
10	1,215	I	1,218	-	-	-	-	-	-	-	-
10	1,176	2	1,172	-	-	-	-	-	-	-	-
20	1,152	3	1,146	2	1,149	2	1,147	I	1,150	I	1,153
10	1,119	2	1,139	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	I	1,112	-	-	-	-	-	-	-	-
70	1,109	10	1,106	8	1,101	7	1,100	8	1,108	8	1,110
10	1,072	I	1,065	2	1,066	-	-	3	1,069	3	0,070
-	-	I	1,055	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	2	1,04	-	-	-	-	-	-	-	-
40	1,035	8	1,029	6	1,031	6	1,031	6	1,035	6	1,036
70	1,004	9ш	0,997	8	1,000	6	1,001	7	1,003	3	1,005
10	0,939	4	0,985	3	0,985	3	0,987	3	0,988	3	0,990
-	-	2ш	0,976	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	2	0,971	-	-	-	-	-	-	-	-
сб	-	8,	1,130	8,	1,125	8,	1,133	8,	1,163	8,	1,162

Аналитики Л.Н. Егорова и Т.Л. Мичник. Условия съемки: Fe-излучение, I-0,40 мА, V-4,5 кВ, камера РКД-57,3, экспозиция 7 ч.

и марганца (2,02-2,80%) и значительные колебания концентраций цинка (29,8-43,82%) и закисного железа (4,85-18,83%). Количество цинка в формуле составляет 2,02-2,99 форм. ед., что подтверждает при-

надлежность минерала к гентгельвину. Содержание железа в формуле последовательно изменяется от 0,37 в более ранних вкрапленных генерациях гентгельвина до 1,62 в поздних прожилковых. Особенностью описываемых гентгельвинов является также высокое содержание магния (0,25-0,34 форм. ед.), превышающее концентрацию марганца. В виде постоянной изоморфной примеси содержится кальций. Установлены также примеси меди и кадмия. В тетраэдре наблюдается замещение бериллия и кремния алюминием.

Поскольку минералы группы гельвина представляют собой твердый раствор с изоморфным замещением гельвиновой, гентгельвиновой и даналитовой составляющих, анализы пересчитаны на молекулярные количества; их соотношения по результатам пересчетов химических анализов приведены в табл. 8. Содержание гельвиновой составляющей в изученных минералах почти не изменяется, что свидетельствует об инертности марганца. Изменения состава обусловлены значительными колебаниями количества гентгельвиновой и даналитовой разностей: содержание первой в образцах из метасоматитов уменьшается постепенно от 84,2 до 72,1%, а затем резко падает до 54% у гидротермальных разновидностей. В то же время содержание даналитовой составляющей в гентгельвинах возрастает от 10-20 до 40% также скачкообразно. Разновидности, содержащие 40% даналита, являются промежуточными членами серии гентгельвин - даналит (Лунц, 1972). Повышение концентрации железа в поздних гентгельвинах происходило за счет мобилизации его из вмещающих метасоматитов. Об этом свидетельствуют ореолы обеления породы вокруг прожилков кварца, содержащих гентгельвины.

Состав элементов-примесей в гентгельвине довольно ограниченный. В нем установлены ванадий (до 0,002%), хром, молибден, цирконий, медь, свинец, серебро, кадмий и олово. Отмечаются следы германия, очень редко встречаются редкие земли.

Акцессорными минералами-спутниками гентгельвина являются циртолит, флюорит, мартит, реже пирит, галенит, касситерит, тапиолит, ганит, фенакит и минералы из группы криолита, еще реже сидерит и анатаз.

Описанные разновидности акцессорного гентгельвина строго приурочены к петрографическим разновидностям метасоматитов: в сидерофиллит-микропертитовых метасоматитах, где железо связано в слюде, содержится наиболее чистый цинковый чуть желтоватый гентгельвин; в альбитизированных лейкократовых метасоматитах, не содержащих железистых минералов, также наблюдается маложелезистый желтый гентгельвин; в кварц-сидерофиллитовых грейзенах и альбитовых прожилках встречается сероватый и слегка розоватый гентгельвин с 77-72% гентгельвиновой составляющей; в кварцевых и га-

Номер ана- лиза	Zn	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Cu	Cd	Z	Be
33	2,90	0,37	0,16	0,25	0,05	-	-	3,73	2,77
34	2,99	0,42	0,19	-	-	-	-	3,60	2,80
35	2,39	0,42	0,21	0,27	0,06	-	-	3,35	2,82
37	2,67	0,49	0,21	0,27	0,06	-	-	3,70	2,78
38	2,49	0,56	0,17	0,32	0,06	-	-	3,60	2,80
36	2,02	0,57	0,20	0,34	0,06	0,01	0,01	3,21	2,95
39	2,06	1,45	0,15	0,29	0,03	-	-	3,93	2,77
40	2,21	1,62	0,23	-	-	-	-	4,06	2,82

ленин-кварцевых прожилках обнаружен розовый и малиновый железистый гентгельвин.

Из этих данных видно, что аксессуарные гентгельвины чутко реагируют на изменение характера среды минералообразования и отображают своим составом эволюцию процессов метасоматоза. Они образуют различные взаимоотношения с сопутствующими минералами метасоматитов, что послужило основанием для выделения трех основных генераций аксессуарных гентгельвинов (Галецкий, Мельник, Разумеева, 1970).

Более ранний гентгельвин приурочен к альбит-микропертитовым и сидерофиллит-микропертитовым метасоматитам (пертозитам). Он представлен цинковой разностью (ан. 34, 36, 37) и выделялся на стадии альбитизации, вместе с альбитом между зернами микроклипертита, корродируя и замещая последний. Вместе с тем гентгельвин иногда слабо корродируется более поздним альбитом. В сидерофиллитовых пертозитах наблюдаются крупные идиоморфные, четко зональные кристаллы гентгельвина, часто с бурым непрозрачным ядром и светлыми чистыми краями. Иногда встречаются реликтовые корродированные буроватые зерна, окруженные агрегатом мелких прозрачных зерен более поздней генерации. Сидерофиллит частично корродирует гентгельвин. Внутри крупных пластинок сидерофиллита иногда наблюдаются вкрапленники последнего. При наложении на эти образования мусковитизации гентгельвин сильнее корродируется, иногда появляется фенакит. Гентгельвин в этих образованиях представлен наиболее чистой цинковой разностью (ан. 33).

В альбитовых выделениях и прожилках гентгельвин представлен сероватой и бледно-розовой разностями, в которых наблюдается некоторое повышение концентрации железа (ан. 38) - до 17,3% даналитовой составляющей. В этих образованиях гентгельвин ассоциирует с аксессуарным касситеритом, нарастая вокруг кристаллов последнего (Галецкий, Мельник, Разумеева, 1970).

Т а б л и ц а 7

формулы гентгельвинов

Al	Na	K	Fe ³⁺	Tk ³⁺	Z	Si	Al	Z	O	S
0,15	0,02	0,02	0,04	-	3,00	2,68	0,09	2,77	12	0,73
0,11	-	-	-	-	2,91	2,99	-	2,99	12	0,91
0,10	0,01	0,01	0,05	0,01	3,00	2,60	0,16	2,76	12	0,78
0,08	0,11	0,02	0,01	-	3,00	2,71	0,13	2,84	12	0,86
0,08	0,05	0,05	0,02	-	3,00	2,70	0,16	2,86	12	0,82
-	0,07	0,02	0,17	-	3,21	2,83	0,26	3,14	12	0,75
0,21	0,01	0,01	-	-	3,00	2,61	0,04	2,65	12	0,93
-	-	-	-	-	2,82	2,82	-	2,82	12	1,09

В кварц-сидерофиллитовом грейзене гентгельвин приурочивается к слюде, где образует мелкие зерна с пылевидными частицами рудного минерала. В этих образованиях иногда встречается аксессуарный ортит, что, по-видимому, обусловило небольшую примесь редких земель в гентгельвине (ан. 35).

В мусковитизированных пертозитах и мусковитовых грейзенах гентгельвин становится неустойчивым. Он изредка сохраняется в сильно корродированных, полупрозрачных разностях, иногда обрастающих более поздним прозрачным гентгельвином второй генерации. Чаще же в этих условиях гентгельвин замещается ассоциацией более простых соединений бериллия и цинка: в случае пересыщенности кремнеземом - фенакитом, ганитом и виллемитом, при активности глинозема - эвклазом и ганитом. Иногда вместе с названными минералами в протолочке встречаются единичные зерна реликтового гентгельвина, непрозрачного розовато-белого.

Поздние этапы метасоматического процесса характеризовались локальным повышением щелочности или кислотности, обусловившими образование мелких гнезд, неправильных выделений и многочисленных прожилков и жил, иногда пегматоидного характера, сложенных кварцем, кварц-амазонитовыми, кварц-биотит-криолитовыми, флюорит-кварцевыми, кварц-сульфидными образованиями. Среди этих образований встречается гентгельвин наиболее поздней третьей генерации (Галецкий, Мельник, Разумеева, 1970), проявляющий наибольшую приуроченность к прожилкам кварца и галенита. В кварце ярко-розовый гентгельвин приурочивается к центральным частям прожилка, относится к железистой разновидности (ан. 39).

В кварц-галенитовых и галенитовых прожилках гентгельвин наблюдается в сростании с галенитом и корродируется последним. В этих прожилках фланги выполнены галенитом, а средняя часть - гентгельвином, с которым ассоциируют кварц, иногда сидерит и крупный

Т а б л и ц а 8

Соотношение гентгельвиновой, даналитовой и гельвиновой составляющих в гентгельвине, %

Номер анализа	Гентгельвин	Даналит	Гельвин
33	84,2	10,8	5,0
34	82,0	13,0	5,0
35	79,3	13,8	6,9
37	79,1	14,8	6,1
38	77,3	17,3	5,4
36	72,1	20,5	7,4
39	55,0	40,9	4,1
40	54,3	39,9	5,8

пластинчатый анатаз. Гентгельвин в данных образованиях малиновый, наиболее железистый среди изученных разновидностей (ан. 40).

Условия нахождения гентгельвина свидетельствуют о приуроченности его к щелочным этапам метасоматического процесса, к ранней и поздней альбитизации пертозитов, а также к щелочной ветви грейзенового процесса (сидерофиллитизация). В условиях кислотного выщелачивания (мусковитизация, окварцевание) происходило растворение раннего гентгельвина и образование поздней генерации более железистого гентгельвина.

Температура кристаллизации кварца из кварц-амазонитовых жидкостей с гентгельвином 460–480°C (Гуров, Марченко, 1970). В.Н. Кудея, изучавший галенит, ассоциирующий с гентгельвином, определил температуру образования первого выше 250°C, тогда как для более позднего галенита, не связанного с гентгельвином, характерна температура 150°C. По-видимому, образование ранних, вкрапленных гентгельвинов происходило при температуре альбитизации (около 500°C), а поздних, прожилковых, — при температурах 250–300°C.

Условия образования гентгельвинов освещаются в работах В.А. Васильева (1951), А.Д. Каленова (1962), А.А. Беуса (1964), А.Я. Лунца (1972) и наиболее детально в работе Л.С. Галецкого, Ю.М. Мельника и Н.И. Разумеевой (1970). Авторы указывают на следующие основные факторы, обуславливающие образование гентгельвина:

1. Широкое развитие метасоматических процессов, обеспечивающих обогащение рудообразующих растворов некоторыми компонентами. По-видимому, в раствор из вмещающих пород переходили железо, марганец, магний и некоторые другие компоненты, а бериллий, цинк, сера, фтор приносились.

2. Щелочная и нейтральная среда минералообразования.

3. Высокая активность серы и менее значительная — фтора.

4. Низкая концентрация и инертность алюминия (связан в полевых шпатах и слюдах), в результате чего кристаллизовался не берилл, а гентгельвин.

5. Геохимическое сродство бериллия и цинка.

Ведущая роль здесь принадлежит цинку, который в высокотемпературных условиях теряет свои халькофильные свойства и входит в состав силикатов. Бериллий, обладая слабыми щелочными свойствами, при недостатке кремнезема, может проявлять некоторое сродство к сере. В щелочной среде оба элемента образуют комплексное соединение — гентгельвин, возникший в условиях слабовосстановительной обстановки. При снижении щелочности активность цинка падает, он частично вытесняется из решетки минерала железом, вынесенным из вмещающих метасоматитов, образуя железистые разновидности гентгельвинов.

Активность и концентрация серы в растворах. В слабовосстановительной среде, при высокой температуре, сера могла входить в состав комплексных соединений вместе с бериллием. Поскольку для образования гентгельвина требуется небольшое количество серы, то на ранних этапах кристаллизовался гентгельвин. На поздних этапах образуются сульфиды с гентгельвином, а затем только сульфиды.

Благоприятные факторы образования гентгельвина возникают при метасоматических преобразованиях в широком диапазоне температуры и химизма среды в условиях долгоживущих глубинных разломов.

Б а в е н и т

Это редкий аксессуарный бериллиевый минерал. На Украине он обнаружен в карбонатизированных девонских ортофирах (Семененко та ін., 1969) и в альбитизированных пегматитах Приазовья (Юрк, Гуров, Марченко, 1969).

Среди девонских ортофигов бавенит распространен в кварц-кашлипат-карбонатных метасоматитах — ортоклазитах (Ляшкевич, 1971). В полностью карбонатизированных породах бавенита нет. Он приурочен к карбонатизированным участкам основной массы, сложенной кашлипатом, кварцем и доломитом и образует мелкие единичные пластинки. Отдельные зерна обладают ровными плоскостями ограниченный. Минерал бесцветный, прозрачный. Размер зерен менее 0,05 мм. Нередко развивается в виде мелких пластинок или агрегатных скоплений вокруг породообразующих минералов, образуя сноповидные агрегаты. В карбонатных прожилках бавенит представлен мелкими пластинками и червеобразными чешуйками в ассоциации с доломитом, сфалеритом, гетитом и сидеритом. Реже встречается в зальбандах кварц-кашлипатовых прожилков, может образовывать самостоятельные прожилки.

Минерал двуосный, положительный, $2V = 26^\circ$, $n_g = 1,595$ и $n_p = 1,584$, $n_g - n_p = 0,009$. Пластинки бавенита бесцветные, гиб-

Т а б л и ц а 9

Рентгенометрическая характеристика бавенита из кварц-кальцит-карбонатных метасоматитов

Бавенит		Эталон (ХРДС)	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
-	-	60	11,46
3	7,30	60ш	7,36
3	5,00	20	4,86
2ш	4,40	10	4,32
-	-	80	4,11
-	-	10	3,81
5	3,73	80	3,70
10	3,32	100	3,332
4	3,20	60	3,180
-	-	10	3,062
7	2,990	80	2,992
2	2,840	20	2,826
-	-	10	2,716
-	-	10	2,632
8	2,57	80	2,588
2	2,42	10	2,45
2	2,38	20	2,394
2	2,26	60	2,271
-	-	20	2,223
-	-	10	2,147
4	2,12	40ш	2,072
4	1,970	20	1,965
3	1,945	20	1,926
-	-	20	1,862
-	-	10	1,810
-	-	60	1,755
-	-	60	1,730
-	-	50	1,659
-	-	60	1,655
-	-	20	1,615
4	1,560	40	1,562
-	-	10	1,520
5	1,505	-	-

Аналитики Л.Н. Егорова, Т.Л. Мичник. Условия съемки: Fe = излучение, *I* - 10мА, V-10 kV, камера РКД-57,3, экспозиция 10 ч.

кие, с совершенной спайностью по {100} и {010}. Наблюдаются двойники по {010}. Изучение химического состава бавенита с помощью ионного масс-спектрального микроскопа показало наличие в нем всех характерных химических элементов (Черепин та ин., 1973). Полученная дебаграмма соответствует эталонной (табл. 9).

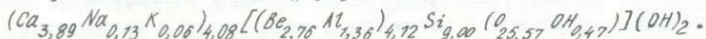
Бавенит встречается и в гранитных пегматитах Приазовья среди метаморфических пород экзоконтакта массива платформенных гранитов протерозоя (Юрк. Гуров, Марченко, 1969).

Бавенит приурочен к центральной части пегматитовой жилы, секущей биотитовые гнейсы. Центральная часть жилы кварц-микроклин-альбитового состава содержит многочисленные пустоты, на стенках

которых совместно с кварцем, микроклином, альбитом, флюоритом и кальцитом встречается бавенит. Он образует сростки с перечисленными минералами, сплюснутые агрегаты, выполняет миароловые пустоты. Но чаще всего образует розеткоподобные и сноповидные агрегаты, сложенные таблитчатыми кристаллами размером до 5 мм.

Минерал прозрачный или полупрозрачный с шелковистым блеском. Спайность совершенная по $\{100\}$ и $\{010\}$. Плотность 2,75–2,77 г/см³; $n_g = 1,594$; $n_p = 1,586$; $n_g - n_p = 0,0082V = 23,5^0$

Кристаллохимическая формула бавенита из пегматитов:



бавенит – вторичный бериллиевый минерал, образовавшийся в гидротермальную стадию преобразования породы. Однако следует отметить, что в некоторых породах с проявлениями бавенита (Семеновко та ін., 1969) первичные бериллиевые минералы не установлены.

Х р и з о б е р и л л

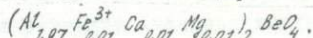
Хризоберилл впервые на Украине описан В.В. Байраковым (1972).

Он встречен в жильном зональном десицированном пегматите, залегающем согласно среди метаморфизованных ультрафербазитов юго-восточной части УЩ. На контакте пегматита с вмещающими породами развиты реакционные флогопитовые оторочки мощностью до 5 см.

Акцессорный хризоберилл приурочен к центральной части жилы, сложенной плагиоклазитом. Кроме того, в незначительном количестве он содержится во флогопитовой оторочке, развитой на контакте. Преобладают выделения неправильной формы и лишь изредка встречаются таблитчатые, короткопризматические кристаллы хризоберилла, ограниченные гранями призм $\{011\}$, $\{211\}$ и пинакоида $\{100\}$. Очень редко встречаются простые двойники и тройники с плоскостью срастания (031). Иногда грани кристаллов усложнены штриховкой. Размер зерен 0,05–0,2 мм. Цвет – от бесцветных разновидей с желтоватым и зеленоватым оттенком, до серовато-коричневатых. Блеск стеклянный, излом неровный и раковистый. Зерна хризоберилла трещиноватые. Плотность 3,76 г/см³.

Оптические константы: $n_g = 1,754$ – $1,758$; $n_p = 1,744$ – $1,749$; $n_g - n_p = 0,008$ – $0,010$, $2V = +(58$ – $72)^0$. Показатели преломления и угол оптических осей изменчив не только в разных зёрнах, но и в пределах одного зерна, что В.В. Байраков (1972) объясняет неравномерным распределением железа в кристаллической решетке хризоберилла.

Содержание главных компонентов минерала – Al_2O_3 (78,54%) и BeO (19,69%) – близко к теоретическому. Суммарное содержание окислов второстепенных элементов не превышает 2%. Кристаллохимическая формула:



Из редких элементов следует отметить довольно высокое содержание олова (более 0,1%). Повышенное содержание железа в минерале связано с наличием микроскопических включений магнетита. Рентгенограмма хризоберилла отличается от эталонной наличием линий с большими межплоскостными расстояниями: 10,5Å ($I = 2$), 1,89 ($I = 1$), 7,2 ($I = 2$) и двух линий с малыми — 1,785 ($I = 4$), 1,287Å ($I = 7$), подтверждающих, что в изученном образце содержится тонкодисперсная примесь магнетита (Байраков, 1972).

В плагиоклазите хризоберилл ассоциирует с турмалином, тантало-ниобатами, цирконом и вторичными минералами — каолинитом, мусковитом, маргаритом, хризотил-асбестом; во флюогипитовой оторочке — с флюогипитом, маргаритом, апатитом, альбит-олигоклазом, сине-зеленым турмалином. По периферии и трещинам он замещается маргаритом и каолинитом. Образование хризоберилла В.В. Байраков (1972) связывает с локальным обогащением пегматитового расплава-раствора алюминием и бериллием при незначительной роли фтора.

МИНЕРАЛЫ БОРА

Турмалин

Турмалин относительно редкий для образований Украинского щита аксессуарный минерал. В наиболее распространенной группе пород — гранитах — либо его нет, либо его содержание не превышает 1 г/т. Лишь в серых житомирских гранитах г. Корца на отдельных участках он образует значительные скопления, достигающие порообразующих значений (Эйхвальд, 1840).

В мигматитах и гнейсах большинства районов щита турмалина практически нет. Исключение составляет комплекс метаморфических пород криворожской серии, где турмалин нередко играет существенную роль. С.П. Родионовым (1950) описан турмалиновый филлит вблизи контакта с альбититами в б. Тимашевой; Л.Я. Ходюш (1948) обнаружил гальку кварц-турмалиновых сланцев с содержанием турмалина до 30%; А.Г. Шендерова (1955) описала хромсодержащий дравит, который в ассоциации с тремолитом образует скопления в хлоритовых прослойках сланцев. Б.И. Горошников (1956) встретил турмалин на контакте аркозов с гальк-карбонатными породами в зоне Саксаганского надвига; он установлен в аркозовых песчаниках и филлитах. При этом отмечается, за некоторым исключением, постоянная приуроченность турмалина к породам, обогащенным серицитом. По данным перечисленных авторов, среди серицит-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев средней свиты криворожской серии, а также биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов турмалин распределен более или менее равномерно.

В породах Правобережных аномалий турмалин в небольшом количестве встречается в кварц-серицитовых и биотит-хлоритовых

сланцах нижней свиты, двуслюдяных хлоритовых сланцах средней свиты, кварцитах, кварц-серицитовых и других сланцах верхней свиты железорудной серии (Юрк, Рябоконт, Шнюков, 1960). Турмалин в этих породах распределен неравномерно, но иногда наблюдаются скопления и целочки его зерен, расположенные параллельно сланцеватости. В железистых породах и рудах турмалина нет.

По данным С.П. Родионова (1939), в аркозовых песчаниках и филлитах Кременчугского района встречаются шестиметровые прослои турмалиновых сланцев со слюдисто-серицитовым цементом, где содержание турмалина достигает 80%.

Наиболее характерен турмалин для пегматитов, аплит-пегматоидных гранитов, кварц-турмалиновых жил и метасоматических образований, связанных с гранитами и пегматитами различных районов щита. Пегматиты шерл-мусковитового типа наиболее характерны для северо-западной и юго-восточной окраин Ущ (г. Корец, с. Устье, Полонно-Барановское, Новоград-Волинское, Житомирское, Довбышское, Сорокинское и другие поля). Содержание турмалина в этих пегматитах иногда достигает 10-30%. В пегматитах с зональным строением (г. Корец, с. Устье) турмалин приурочен к аплитоидной и крупнозернистой пегматоидным зонам, реже к кварцевым участкам (Юрк, Рябоконт, Шнюков, 1960).

Аплит-пегматоидные жилы и прожилки с турмалином известны в мигматитах с хут. Шматькова и с. Дериевки (Юрк, Рябоконт, Шнюков, 1960); жилы кварц- и плагиоклаз-турмалинового составов встречаются среди ультраосновных пород Западного Приазовья (Байраков, 1968а). Мономинеральные зоны мощностью до 10-12 см турмалин образует в Приазовье на контакте литиеносных пегматитов с актинолититами и с другими метаморфизованными породами ультраосновного и основного составов. Кроме того, он входит в состав слюдистых оторочек. Во всех отмеченных случаях турмалин играет роль породообразующего минерала.

В породах щита турмалин встречается как в виде хорошо образованных кристаллов, так и в виде зерен неправильной формы. Хорошо образованные кристаллы характерны для пегматитов. Наиболее крупные, достигающие в длину 25-40 см, встречены в пегматитах с. Устья (Малковский, 1934), г. Житомира (Гаврусевич, 1930) и хут. Сорочи. Они имеют столбчатый габитус и представляют собой дитригональные призмы $\{1120\}$, $\{1020\}$ с хорошо развитыми гранями, реже отмечаются грани тригональной пирамиды $\{1011\}$. Иногда грани призмы покрыты вертикальной штриховкой, что связано с развитием вицинальных граней. Хорошо ограниченные кристаллы призматического габитуса, но значительно меньших размеров, встречаются почти во всех отмеченных выше породах.

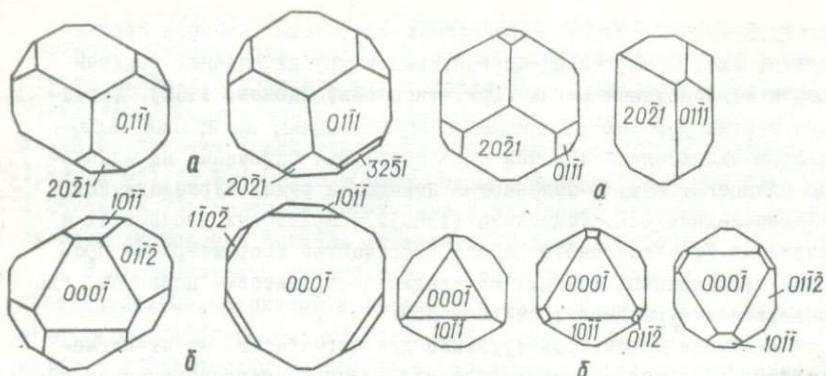


Рис. 6. Ортогональные проекции кристаллов турмалина с двумя ограниченными концами (Сливко, 1963): а - антилогичные концы; б - аналогичные концы.

Рис. 7. Ортогональные проекции кристаллов турмалина с одним ограниченным концом (Сливко, 1963): а - антилогичные концы; б - аналогичные концы.

М.М. Сливко (1963) детально описал морфологию кристаллов турмалина из пегматитов р. Случи. Встречаются как одноконечные кристаллы, так и индивиды с двумя ограниченными концами. Первые обычно вытянуты по оси третьего порядка, вторые - короткостолбчатые и почти изометричные. Ортогональные проекции кристаллов турмалина приведены на рис. 6 и 7.

Игольчатые кристаллы, как правило, образуют радиальные скопления в виде турмалиновых солнц. Подобные образования описаны в гранитах г. Корца (Лазаренко та ін., 1960), пегматитах р. Калец (Марченко, 1964), г. Корца (Боженко, Лиса, 1949), Довбышского и Житомирского полей (Гаврусевич, 1930), с. Дериевки (Юрк, Рябоконт, Шнюков, 1960). В гальке кварц-турмалинового сланца в пределах Криворожско-Кременчугской полосы Л.Я. Ходуш (1948) описаны таблитчатые кристаллы турмалина, а в пегматитах Володарск-Волинска Е.К. Лазаренко и др. (1973) встречены футляровидные формы. Реже имеют место волокнистые или шестоватые выделения турмалина. В гранитах и гнейсах иногда встречаются как бы окатанные (рис. 8) зерна турмалина с ямчатой поверхностью и матовым блеском.

Турмалин в большинстве пегматитовых тел черный и темно-бурый. В менее интенсивно окрашенных зернах минерала из различных генетических групп пород часто наблюдается неравномерное распределение окраски. Так, в турмалине из пегматитов р. Калец внутреннее ядро более густо окрашено по сравнению с периферической частью (Марченко, 1964). Однако чаще наблюдается обратная закономерность: в аллит-пегматоидных жилах Среднего Приднестровья (Юрк, Рябоконт, Шнюков, 1960), в пегматитах р. Берды (Байраков, 1968) и г. Володарск-Волинска (Лазаренко и др., 1973) центральная часть зерен

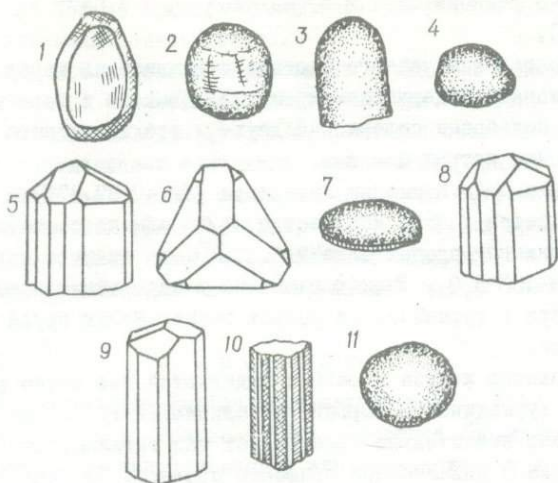


Рис. 8. Зарисовки турмалина из кристаллических пород Приазовья: 1-4, 7, 11 - "окатанные" зерна из гранитов и гнейсов; 5 - кристалл из анатолийских гранитов; 6 - головка кристалла 5; 8-10 - кристаллы из каменноугольных гранитов.

турмалина окрашена менее интенсивно по сравнению с краевыми участками: ядро светло- и голубовато-зеленое, а периферические участки - буро-зеленые. Окраска турмалина из турмалиновых филлитов Криворожья - сиреневато-бурая (Родионов, 1950). Наблюдаемые в пегматитах Володарск-Волынского поля турмалины двух генераций (призматической и короткопризматической) окрашены неодинаково: первый - зеленый, второй - светло-зеленый до бесцветного (Лазаренко и др., 1973).

В редкометалльных пегматитах встречаются разноцветности турмалина розоватого, зеленоватого и фиолетового цветов. По данным В.Г. Кушева (1960), более крупные кристаллы турмалина имеют асимметрично-зональное строение с серой или грязно-фиолетовой центральной частью и розоватой - краевой.

Известно, что интенсивность окраски турмалина возрастает с увеличением в нем роли железа по сравнению с магнием. В таком же направлении увеличиваются и показатели преломления. Так, в железистых образцах $n_o = 1,686-1,690$, $n_e = 1,654-1,658$, а в магниезных - $n_o = 1,643-1,647$, $n_e = 1,615-1,618$. В неравномерно-окрашенном турмалине из пегматитов Володарск-Волынского поля $n_o = 1,654-1,663$, $n_e = 1,633-1,640$. Плеохроизм в наиболее железистых образцах по N_y - темно-бурый, по N_r - светло-бурый, а в наиболее магниезных - по N_g светло-желтый, по N_r - бесцветный.

В турмалине из редкометалльных пегматитов $n_o = 1,647$, $n_e = 1,624$ (Кушев, 1960).

Особенностью химического состава турмалина из пород Ущ наряду с выдержанным содержанием кремния, алюминия и бора является значительное колебание содержаний двух- и трехвалентного железа, магния, кальция, натрия и калия.

Содержание SiO_2 наименее изменчиво (32,40–37,87%) и чаще всего приближается к 35%. Количество Al_2O_3 обычно составляет 32–34%; в единичных пробах ниже 29%. Для бора типична концентрация порядка 9–10% B_2O_3 . Резких различий в содержании кремния, алюминия и бора в турмалине из разных генетических групп пород не наблюдается.

По содержанию железа и магния выделяются две резко различающиеся группы турмалина. В первой, объединяющей турмалины из пегматитов, железо значительно преобладает над магнием, что характерно для шерла с подчиненной примесью дравита. Ко второй группе относится турмалин из метаморфических пород, из контактов этих пород с гранитоидами и из кор выветривания гипербазитов; магний в нем преобладает над железом, что соответствует дравиту с подчиненной ролью шерла. Турмалин второй группы содержит также в несколько раз больше кальция по сравнению с первой. По содержанию щелочей турмалины обеих групп не различаются. Натрий (0,32–2,95% Na_2O) резко преобладает над калием (0,01–1,78% K_2O). В некоторых разновидностях турмалина из пегматитов содержится литий (0,05–0,35% Li_2O).

Турмалины в породах щита имеют различный генезис. Равномерное распределение этого минерала в сланцах криворожской серии свидетельствует о том, что он образовался из осадочного материала без привноса бора извне (Юрк, Рябоконь, Шнюков, 1960). Локальная концентрация турмалина в некоторых метаморфогенных породах этой серии образовалась в результате пневматолитовой и гидротермальной переработки сланцев и гнейсов бороносными растворами, связанными с интрузиями гранитоидов (Горошников, 1956). Повышенное содержание турмалина в тальк-карбонатных породах обусловлено повышенной способностью этих пород к удавлению бора вследствие щелочной реакции (Каниболоцкий, 1946).

В основном турмалин из пегматитов пневматолитового происхождения. Он образовался при температуре 600–500°C и связан с пегматоидными геофазами (Ферман, 1940). Турмалин кристаллизовался в результате метасоматического замещения полевых шпатов, и в первую очередь их калиевых разновидностей (Лазаренко та ін., 1960). Авторы выделяют две стадии замещения микроклина турмалином: первая связана с альбитизацией и выделением свободной кремнекислоты в виде кварца, вторая – только с выделением кварца. В пегмати-

тах Западной Волны предпочтительно развит второй тип процессов; роль альбитизации незначительна.

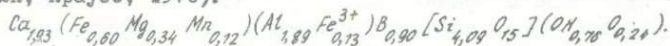
Необходимым условием образования турмалина является наличие достаточного количества железа и магния. Поэтому в турмалиноносных пегматитах практически нет, за небольшим исключением, таких железосодержащих минералов, как биотит, гранат, магнетит и др. В Приазовье полевые шпаты в пегматитах с турмалином наиболее обеднены железом (Сагайдак, 1937). В серых гранитах г. Корца вокруг выделений турмалина возникают лейкократовые участки в связи с мобилизацией железа из окружающей породы (Лазаренко та ін., 1960).

А к с и н и т

Очень редкий для Украинского щита минерал. Установлен А.Г. Смоголюк и В.Н. Краузе (1970) в составе прожилков, секущих мелкозернистые метаморфизованные альбитизированные и хлоритизированные диабазы с бластоофитовой структурой в районе Сурских магнитных аномалий (Приднепровье).

Аксинит образует сплошные зернистые выделения, среди которых встречаются и правильные кристаллы клиновидной формы. На гранях кристаллов отмечается штриховка. Цвет минерала серовато-лиловый, блеск жирный, плотность $3,25 \text{ г/см}^3$, твердость до 1081 кг/мм^2 . Под микроскопом в тонких срезах бесцветен, а в более толстых пластинках плеохромирует от сиреневатого по Mg до бледно-зеленого и бесцветного по Mg ; $n_g = 1,682$, $n_p = 1,678$, $n_g - n_p = 0,004$; $2V = 68-70^\circ$. Характерна спайность, развитая в двух направлениях; угол погасания около 40° (Смоголюк, Краузе, 1970).

Содержания в аксините главных компонентов — кремния, алюминия, кальция — близки к теоретическим, а часть закисного железа замещена марганцем и магнием. Кристаллохимическая формула (Смоголюк, Краузе, 1970):



Аксинит ассоциирует с кварцем, хлоритом, эпидотом и кальцитом.

МИНЕРАЛЫ ФТОРА

Ф л ю р и т

Флюорит крайне неравномерно распределен в породах УЩ. В архейских и нижнепротерозойских образованиях его роль ничтожна и лишь в единичных случаях содержание флюорита в них превышает 1 г/т .

Роль флюорита резко возрастает в породах среднего протерозоя, причем флюоритообразование связано исключительно с интрузиями коростёнского и приазовского сиенитового комплексов.

Обогащены флюоритом коростенские граниты и, особенно, их биотитовые разновидности, что позволило Б.Ф. Мицкевичу (1963) отнести эти граниты к флюоритовому типу. В аляскитах с. Лезников (Ляхович, 1967) и в гранитах г. Володарск-Вольнска (Лазаренко и др., 1973) содержание флюорита достигает 4631 и 4066 г/т соответственно. Данные по содержанию и свойствам флюорита приведены в табл. Ю. Н.А. Беспалько (1970) отмечает постоянное наличие флюорита в разнообразных по составу породах Суцано-Пержанской зоны: устиновских гранитах, аляскитах, пержанских гранитах, биотит-амфиболовых, биотитовых сиенитах; биотитовых, арфведсонитовых и эгириновых щелочных сиенитах; таких типах метасоматитов, как пертозиты, слюдяные микроклиниты, кварцевые микроклиниты, флюорит-мусковитовые и флюорит-кварцевые грейзены. Максимальные содержания флюорита (до 40%) отмечаются в грейзенах.

В Приазовье максимальные содержания флюорита, как и в северо-западной части щита, приурочены к гранитоидам метасоматического генезиса - грейзенизированным гранитам каменноугольного типа и их грейzenам. Кроме того, в Восточном Приазовье в районах развития пород граносиенитового комплекса как породообразующий минерал флюорит встречается во флюорит-карбонатных (Петровско-Гнутовское проявление) флюорит-халцедоновых, флюорит-кварцевых жилах (реки Кальмиус, Кальчик), кварц-полевошпатовых метасоматитах с. Серединовки и горы Сторожевой. В.И. Лучицким и П.И. Лебедевым (1934) флюорит установлен в Октябрьском щелочном массиве, где отмечаются два типа его проявлений (Юрк, Гуров, Гурова, 1973): в породах нефелинового, ультраосновного, основного состава и в гранитном ореоле массива. По данным Б.З. Берзенина (1974), в Малотерсянском массиве щелочных пород повышенной флюоритоносности характеризуются ореолы фенитизации и жилы фенитов, а максимальные содержания флюорита, достигающие 230 кг/т, отмечаются в милонитах и брекчиях.

В пегматитах Украинского щита флюорит обычно редок и встречается преимущественно в их дифференцированных разновидностях с редкометальной минерализацией. В камерных пегматитах Вольни частота встречаемости флюорита приближается к 100%, а содержание флюорита достигает 744,9 г/т (Лазаренко и др., 1973). Обогащены флюоритом и пегматиты гранитов каменноугольного типа.

Форма выделений флюорита самая разнообразная. В гранитах в случае малых содержаний он образует рассеянную вкрапленность или выделяется по трещинам (с. Старый Крым, Каменные Могилы и др.). В пегматитах занорышевого типа флюорит встречается в виде хорошо образованных кристаллов, мелкозернистых агрегатов, трещинных выделений. Для остальных типов флюоритоносных пород характер-

на прожилковая форма выделения флюорита; он также образует линзовидные, гнездообразные скопления, зернистые массы, мелкозернистые цементирующие агрегаты. Все это свидетельствует о неравномерном распределении флюорита. В различных зонах пегматитовых жил концентрация этого минерала также неодинакова (табл. II). Анализ данных таблицы показывает, что минимальные содержания (0,15–17,3 г/т) флюорита характерны для центральных зон полнодифференцированных тел, максимальные (до 370,4 г/т) – для краевых.

В неполнодифференцированных пегматитах флюорита в 7–10 раз больше по сравнению с полнодифференцированными. Кроме того, флюорита больше (в 5–40 раз) в нижних частях пегматитовых тел, чем в верхних и в нижележащих вмещающих гранитах, чем в вышележащих.

Правильные кристаллические формы выделений флюорита относительно редки и характерны главным образом для пегматитов. В камерных пегматитах Воьни Е.К. Лазаренко и др. (1973) выделяют три генетические группы флюоритов, отличающихся морфологией (рис. 9).

Первая группа представлена октаэдрическими кристаллами (рис. 9, а, б), характерными для близзаноршевой и, реже, пегматоидной зон. Вторая генерации – кристаллы кубического (рис. 9, в, г), и очень редко тетрагексаэдрического габитуса – характерна для большинства зон пегматитов и, особенно, для зоны выщелачивания. Кубические кристаллы встречаются в трещинных выделениях пегматитов и во вмещающих гранитах. Третья генерация флюорита образовалась на гипергенной стадии формирования пегматитов и представлена мелкозернистыми до землистых агрегатами в пустотах различных зон пегматитов. Поверхность граней октаэдрических кристаллов неровная, покрыта ямками, каналами растворения, налетами других минералов; в пустотах растворения иногда отмечаются зерна вновь образованного флюорита и кристаллы кварца, а на грани {111} нарастает флюорит, в виде корок и кубических кристалликов. Кубические кристаллы имеют ровные блестящие грани, и лишь в единичных случаях на них отмечались пирамидальные выступы, развитие которых может привести к переходу кубического габитуса в тетрагексаэдрический (Лазаренко и др., 1973). Интересные данные по изменению морфологии кристаллов флюорита при наложении кварц-мусковит-флюоритового грейзена на кварц-топазовый приводит Г.М. Гигашвили (1969) – в кубических кристаллах флюорита по зонам роста наблюдается смена форм: октаэдр – ромбододекаэдр – куб. Сингенетические включения флюорита в топазах Воьни имеют вид разветвленных метелковидных агрегатов, представляющих собой скопления скелетных кристаллов этого минерала (Калужный, Ляхов, 1962).

Характеристика флюоритов Украинского щита

Породы	Содержание, г/т	Форма выделения и морфология кристаллов	Размер, см	Цвет	Включения	Температура кристаллизации, °С	Характерные минералы	
Граниты (Юрк, Гуров, 1973)	Пержанские До 3,0	Вкрапленность, прожилки корочки. Зерна неправильной формы Кристаллы редки	-	Фиолетовый	Первичные и вторичные газозо-жидкие	350-290 250-210	Цирколит, топаз	
	Коростенские До 4631,0	Вкрапленность по трещинам. Зерна неправильной формы, иногда кубические кристаллы	До 1,0	Фиолетовый, сиреневатый до бесцветного, розовато-желтый	Газово-жидкие, кварц, полевые шпаты	-	Топаз, мусковит, циркон	
Пегматиты	Коростенские камерные (Лазаренко и др., 1973)	До 3538,0	Октаэдрические кристаллы	До 8,0	Зеленый	Первичные двухфазовые и вторичные	400; 290-280	Топаз, касситерит, ксенотим колумбит, берилл
		Кубические, тетрагексаэдрического габитуса кристаллы	До 2,0	Фиолетовый	Первичные трехфазовые, газозо-жидкие (редко)	340-280		
		Мелкозернистые до землистых агрегаты	-	Темно-фиолетовый до черного	-	-		
	Корсунь-Новомиргородские (Козловская, Ожегова, 1965)	-	Метелковидные агрегаты в кристаллах топаза	-	Зеленый	-	-	Апофиллит, кальцит
		-	Кубические кристаллы	-	Фиолетовый до бесцветного, светло-лиловый	Апатит, рудные минералы	-	
Каменноугольские	До 50000,0	Кубические кристаллы (начальный и конечный этапы кристаллизации) Куб-октаэдрические (промежуточный этап) (Защиха, 1968)	До 4,0	Фиолетовый, голубой до бесцветного	Первичные, ранневторичные, вторичные газозо-жидкие (Юрк, Гуров, Гурова, 1973)	325-310 285-280 230-225 185-180 140-120 (Юрк, Гуров, Гурова, 1973)	Топаз, цинквальдит, колумбит, ксенотим	

Т а б л и ц а II

Среднее содержание (г/т) (а) и частота встречаемости (%) (б) флюорита в пегматитах Волны (Лазаренко и др., 1973)

Порода, зона	Полнодифференцированные		Дифференцированные неравномерно зональные		Неполнодифференцированные	
	а	б	а	б	а	б
Гранит над телом						
в 10 м	88,3	100	30,4	71	65,0	100
в 5 м	66,3	66	40,0	80	-	-
приконтактовый	67,4	71	84,0	50	362,4	100
Графическая зона над занорышем	13,6	66	201,0	100	744,9	100
Графико-пегматоидная порода над занорышем	74,0	83	94,0	100	101,3	100
Полевошпатовая зона	17,3	50	7,8	80	566,8	100
Зона выщелачивания	9,9	50	0,15	50	-	-
Графико-пегматоидная порода под занорышем	370,4	100	-	75	3538,4	100
Гранит под телом						
приконтактовый	837,0	100	1155,4	100	2670,0	100
в 7-8 м	211,0	100	53,0	100	4066,0	100

Кубические кристаллы флюорита встречены в пегматитах Корсунь-Новомиргородского плутона (Козловская, Ожегова, 1965), коростенских гранитах и грейзенах Суцано-Пержанской зоны (Юрк, Гуров, Гурова, 1973). В пегматитах Каменных Могил Б.В. Зацыха (1968) установил зависимость габитуса кристаллов флюорита от времени кристаллизации: кубические кристаллы формируются на начальном и конечном этапах кристаллизации, куб-октаэдрические - на промежуточном. Флюориты из остальных проявлений юго-восточной части щита, как правило, имеют неправильную форму и лишь в кварце из кварц-полевошпатовых метасоматитов е. Серединовки отмечаются включения октаэдрических и куб-октаэдрических кристаллов флюорита (Юрк, Гуров, Гурова, 1973). Кроме граней октаэдра {111}, в некоторых кристаллах слабо развиты грани куба {100}, притупляющие вершины октаэдрических кристаллов, а появление грани (110) приводит к сглаживанию ребер этих кристаллов (рис. 10).

Кристаллы флюорита обычно небольшие - до 1 мм, в пегматитах могут достигать 8 см. Цвет чаще фиолетовый с различными оттенками, встречаются зеленый с голубым, лиловым, светло-лиловым оттенками и черный. Цвет цериевого флюорита розовато-желтый до красного в наиболее измененных разностях (Юрк, Гуров, Гурова, 1973).

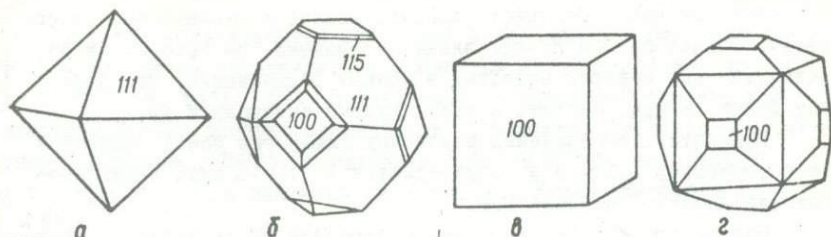


Рис. 9. Форма кристаллов флюорита из камерных пегматитов Водяни (Лазаренко и др., 1973).

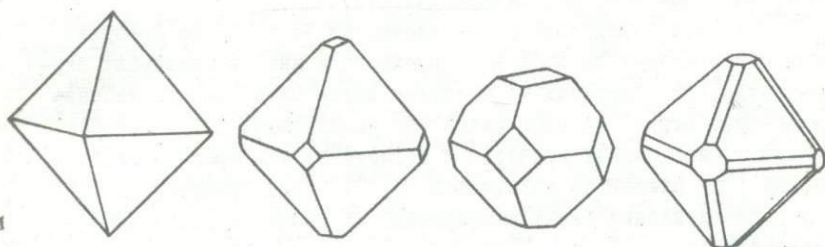


Рис. 10. Форма кристаллов флюорита Серединовского проявления (Юрк, Гуров, Гурова, 1973).

Флюорит, связанный с нефелиновыми сиенитами, характеризуется бледными тонами окраски (бледно-зелеными до бесцветных).

Микроскопическое изучение кристаллов флюорита из зон дробления каменноугольных гранитов и пустот выщелачивания сиенитоподобных пород северо-западной части щита показало сложность их строения, выраженную прежде всего в зональности окраски. Фиолетовая окраска первых представляет собой сложную систему чередующихся бесцветных и окрашенных зон, ориентированных параллельно граням куба. В зональных кристаллах окрашены все плоскости, соединяющие центр кристалла со всеми его ребрами. Наиболее интенсивно окрашены диагональные зоны и ребра пирамиды, совпадающие с осью кубического кристалла. Толщина окрашенных зон составляет 0,3–0,8 мкм, бесцветных – 0,8–2,0 мкм. По мере удаления от ребер интенсивность окраски зон уменьшается. Центральные части кубических кристаллов из пустот в сиенитоподобных породах обычно бесцветны, средние зоны интенсивно окрашены, краевые – также бесцветны. Окраска зон имеет пятнистый, а не линейный характер и преимущественно тяготеет к твердым микровключениям (Юрк, Гуров, Гурова, 1973).

Флюорит часто содержит твердые, жидкие и газообразные включения. Первые обычно представлены минералами, по которым он образовался или которые захватил в момент образования. Это полевые шпаты, кварц, биотит, апатит, рудные минералы и др.

Показатель преломления изученных флюоритов всегда близок к теоретическому — 1,434 и увеличивается до 1,440 лишь в церфлюорите из аляскиита с. Лезников.

Содержания кальция и фтора во флюорите пород цита близки к теоретическим (51,33% Са и 48,67%F) и снижаются главным образом за счет механических примесей других минералов. Наиболее характерными элементами-примесями флюорита являются редкие земли и стронций, изоморфно замещающие кальций.

Содержание редкоземельных элементов (р.з.э.) во флюорите обычно составляет десятые доли процента и лишь в единичных случаях ниже. Во флюоритах из щелочных пород Октябрьского массива количество редкоземельных элементов минимальное (0,02-0,15%); из каменноугольских гранитов и пегматитов — в среднем около 0,15% ; из аляскиитов с.Лезников (5,83%) (Юрк, Гуров, Гурова, 1973) и зон биотитизации серых екатериновских гранитов (3,5-5,5%) — максимальное.

По величине ионного радиуса к кальцию наиболее близки элементы иттриевой подгруппы. Поэтому в большинстве флюоритов из гранитоидов состав р.з.э. селективно иттриевый или иттриевый с подчиненной ролью цериевых редких земель. Роль р.з.э. цериевой подгруппы резко возрастает во флюорите из пород щелочного состава, что вызвано главным образом значительным преобладанием цериевых земель над иттриевыми в щелочной среде минералообразования.

Повышенная роль р.з.э. во флюорите может быть вызвана наличием в них включений редкоземельных минералов. Так, Н.А. Беспалько (1970) наблюдала под микроскопом мелкие включения бастнезита во флюорите из щелочных сиенитов Северной Волины.

Наиболее обогащен стронцием флюорит из щелочных пород Октябрьского массива (0,053-0,099%), несколько меньше его в образованиях, связанных с сиенитовым комплексом в Восточном Приазовье (0,006-0,093%); в остальных случаях наиболее типично для флюоритов УЩ содержание порядка 0,02%, возрастающее в пробах из грейзенов до 0,08% (Юрк, Гуров, Гурова, 1973).

К внеструктурным примесям во флюоритах относятся кремний, титан, алюминий, железо, магний, марганец, щелочи и др., причем лишь содержание кремния и глинозема в отдельных случаях превышает 1% и связано главным образом с включениями кварца и полевых шпатов.

В результате изучения включений минералообразующих растворов во флюоритах установлены температуры их образования: от 450 до 120°C (см. табл. 10). В грейзенах и грейзенизированных гранитоидах Волны флюорит развивается по микроклин-пертиту и мусковиту (Безпалько, 1970), в грейзенизированных каменноугольного типа гранитах — по плаггиоклазу (Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965).

Парагенетические ассоциации флюорита очень разнообразны и зависят от генезиса породы. В пегматитах с флюоритом наиболее часто ассоциируют топаз, циннвальдит, касситерит, ксенотим, колумбит, берилл, изредка апофиллит; в гранитах — циртолит, тантало-ниобаты, бастнезит, топаз, торит; в грейзенах — топаз, касситерит, циртолит, танталит; во флюорит-карбонатных жилах — кальцит, паризит, сульфиды; в кварц-полевошпатовых метасоматитах — чевкинит и бастнезит. Таким образом, постоянно отмечается ассоциация флюорита с минералами редких земель цериевой и, особенно, иттриевой подгрупп: олова, тантала, ниобия, циркония, лития, бериллия, что является следствием совместного переноса фтора и редких элементов газово-водными растворами в форме фторкомплексных соединений.

Т о п а з

Акцессорный топаз в породах УЩ связан с наиболее молодыми гранитоидами, возраст которых не превышает 1800 млн. лет. В северо-западной части щита он встречен в коростенских гранитах, в пьезокварцевых камерных пегматитах Волны и в метасоматически измененных гранитах Суцано-Пержанской зоны. В Приазовье он установлен в гранитах, пегматитах и грейзенах Каменноугольного, Экатериновского и Стародубовского массивов.

Содержание топаза в перечисленных образованиях изменяется в широких пределах, достигая в пегматитах максимального значения. В отдельных телах по количеству топаз уступает лишь полевоому шпату и кварцу. Среди коростенских гранитов максимальное содержание топаза (до 80 г/т) отмечается в аляскитах с. Лезников (Ляхович, 1967). В гранитах каменноугольного типа количество топаза зависит от степени метасоматической переработки этих пород. Максимальное его содержание наблюдается в грейзенах (свыше 10 кг/т) и грейзенизированных гранитах.

Морфология и физические свойства топаза из пьезокварцевых пегматитов Волны изучены М.Н. Ивантишиным и др. (1957), Е.К. Лазаренко и др. (1973). В пегматоидной, графической и полевошпатовой зонах пегматитовых тел топаз образует относительно неболь-

шие кристаллы размером до 9 см по оси c . В занорышах кристаллы достигают до 50 см. Масса кристаллов до 117 кг. Преобладают кристаллы призматического габитуса (рис. 11), для которых характерна уплощенность вдоль нормали и по двум взаимно параллельным граням призмы $\{110\}$. Всегда развиты грани ромбических призм $\{110\}$, $\{120\}$; изредка $\{230\}$, $\{470\}$, $\{010\}$. Головки кристаллов топаза образованы линакоидальной гранью $\{001\}$, гранями ромбических призм $\{011\}$, $\{023\}$, $\{016\}$, $\{101\}$, $\{121\}$, $\{103\}$ и ромбических дипирамид $\{111\}$, $\{112\}$, $\{225\}$, $\{113\}$. В зоне выщелачивания, а также в пегматоидной и полевошпатовой зонах, топаз имеет облик ильменского типа (рис. 11, а), а в занорышах — ильменского, адун-чилонского (рис. 11, б) и промежуточного типов (Лазаренко и др., 1973). Преобладают одноглавые кристаллы; двуглавые характерны для полевошпатовой зоны, где они свободно росли среди полевошпатовой массы, а также иногда для занорышей, где вторая головка образовалась при дорастании (Ивантишин и др., 1957).

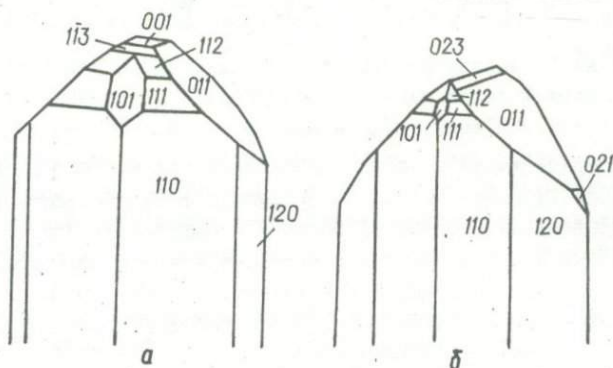


Рис. 11. Форма кристаллов топаза из камерных пегматитов Водяни (Лазаренко и др., 1973).

Топаз из гранитов Суцано-Пержанской зоны изучен недостаточно. Обычно он представлен мелкими бесцветными или слегка голубоватыми кристаллами с хорошо выраженной спайностью. Наиболее типична ассоциация его с флюоритом, циртолитом, колумбитом и касситеритом.

В пегматитах Приазовья топаз развит ограниченно. Он представлен кристаллами призматического габитуса размером до 10 см по оси c ; наиболее развиты грани призмы $\{110\}$, $\{120\}$ и дипирамиды

{112}. В гранитах и грейзенах этого района форма зерен топаза неправильная; цвет голубой, розовый, розовато-коричневый, желтый, винно-желтый, розовато-оранжевый, красно-бурый, рубиновый, светло-серый и белый до бесцветного. Часто окраска по кристаллу распределена неравномерно: центральные участки окрашены преимущественно в голубой цвет, а периферические - в розовый и розовато-бурый (Ивантишин и др., 1957). При нагревании до температуры свыше 300°C окраска топаза исчезает. Под воздействием γ -лучей бесцветный топаз приобретает бледно-золотисто-желтую окраску, интенсивность которой увеличивается при увеличении дозы радиоактивности. Эта окраска неустойчива и исчезает на свету или при нагревании до 300°C (Андреев, 1935). Многие исследователи окраску топаза связывают с дефектами в его кристаллической решетке (Платонов, Беличенко, 1964 и др.). Характеристика оптических свойств топаза приведена в табл. 12.

В топазах из пегматитов Волыни содержатся многочисленные твердые и жидкие включения. Среди сингенетичных твердых включений установлены флюорит, протолитионит, колумбит, альбит, дымчатый кварц, флюоцерит, фенакит (Возняк, 1971; Павлишин, Возняк, Мельников, 1968). Эти же и некоторые другие недиагностированные минералы часто встречаются в виде вторичных включений (присыпки, по трещинам).

Жидкие включения представлены двумя типами - первичным и вторичным (по классификации Г.Г. Леммлейна, 1959, и В.А. Калюжного, 1960). Они описаны в работах Н.П. Ермакова (1950), М.Н. Ивантишина и др. (1957), В.А. Калюжного (1958), В.А. Калюжного и др. (1971), Д.К. Возняка (1968, 1971) и др. Наиболее развиты жидкогазовые (жидкости около 40%), реже жидкогазовые с минералами-спутниками, многофазовые (с минералами-узниками), газово-жидкие включения и сложные включения углекислоты.

Топаз относится к числу минералов с относительно устойчивым химическим составом. Химические анализы топаза из гранитов и пегматитов щита показывают, что содержания в нем главных катионов - кремния и алюминия - близки к теоретическим. Роль примесей незначительна, и лишь в образцах из пегматитов Каменных Могил и гранитов с. Екатериновки отмечается резкое уменьшение содержания фтора. Дефицит в анионной части при этом компенсируется за счет увеличения роли гидроксильных групп. Характерной особенностью топазов Волыни является их повышенная германиееносность; содержание акцессорного германия в них в среднем составляет 15 г/т (Мицкевич, 1972).

Установлено, что кристаллизация топаза происходила не из расплава (Леммлейн, Кляя, Островский, 1962), а из жидких и газовых растворов (Возняк, 1968). Обобщая многочисленные экспериментальные

Таблица 12

Оптические свойства топаза

Константа	Волынь					Приазовье								
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
n_d	1,623	-	1,621	1,620	1,637	1,623	1,625	1,620	1,617	1,626	1,624	1,626	1,616	1,629
n_m	-	-	-	-	-	-	1,618	-	-	1,619	-	1,620	1,610	1,622
n_p	1,618	1,615	1,615	1,610	1,627	1,614	1,615	1,613	1,608	1,616	1,615	1,617	1,606	1,619
$n_d - n_p$	0,005	-	0,006	0,010	0,010	0,009	0,010	0,007	0,009	0,010	0,009	0,009	0,010	0,010
$2V$	62,0°	63,8°	64,5°	63,5°	49-54	-	62°	58°	68°	60°	-	61°	56°	60°

85

Примечание. Топаз: I - из пустоты пегматоидной зоны (Лазаренко и др., 1973); 2 - из занорыша (там же), 3 - из зоны выщелачивания (там же); 4 - из топазового пегматита (там же), 5 - из кварц-топазового грейзена (Гигашвили, 1969); 6 - из гранита, Каменные Могилы; 7 - то же; 8 - из аплита, Каменные Могилы (Елисеев, Кувев, Виноградов, 1965); 9 - из пегматита, Каменные Могилы (Юрк, Марченко, Чашка, 1973), 10 - из грейзена, Каменные Могилы (там же); 11 - из гранита, с. Екатериновка; 12 - из гранита, с. Екатериновка (Юрк, Марченко, Чашка, 1973); 13 - из гранита, с. Стародубовка (там же); 14 - из пегматита, р. Калец (там же).

данные, Е.К. Лазаренко и др. (1973) полагают, что наиболее ранние кристаллы топаза образовались во время перекристаллизации графических пород и в начале формирования занорышей при температуре, близкой к температуре α - β -превращения кварца. Основная масса кристаллов топаза в занорышах образовалась при температуре 300-420°C, а последние выделения происходили при T=180-220°C. Включения в топазах из кварц-топазовых грейзенов Волны гомогенизируются в жидкую фазу при T = 345-370°C (Гиришвили, 1969). В Приазовье образование основной массы топаза в грейзенах связано с мусковитизацией гранитов. В пегматитах Каменных Могил отмечается образование по топазу волокнистого и тонкопластинчатого мусковита, вызванное интенсивным калиевым метасоматозом (Марченко, Полуновский, 1970).

А л ю м о ф т о р и д ы

Алюмофториды - очень редкая группа минералов. Впервые на Украине два минерала этой группы - криолит и эльпасолит - установлены В.А. Калужным (1958) в виде включений в топазах из пегматитов Волны. В метасоматитах северо-западной части щита О.В. Зинченко (1968) встречены криолит, веберит, прозолит, пахнолит, ральстонит, Е.П. Гуровым, Е.П. Гуровой, Е.Я. Марченко (1969) - геарксунит, Ю.Ю. Юрком, Е.П. Гуровым, Е.П. Гуровой (1970, 1973) - томсенолит и эльпасолит.

Описание алюмофторидов приводится на основании данных монографии Ю.Ю. Юрка, Е.П. Гурова и Е.П. Гуровой (1973), в которой представлена наиболее полная сводка. В случае использования других литературных источников дается соответствующая ссылка.

Криолит

Криолит - самый распространенный и самый ранний по времени выделения минерал группы алюмофторидов. В пержанских гранитах встречается в виде рассеянной вкрапленности или совместно с кварцем заполняет небольшие прожилки (Зинченко, 1968). В грейзенизированных породах криолит образует в прожилках линзовидные скопления вдоль контактов с вмещающими метасоматитами, а в сиенитоподобных метасоматитах - гнезда до нескольких сантиметров в поперечнике.

Включения кристаллов криолита в топазах из пегматитов Волны имеют кубический габитус (Калужный, 1958), а в метасоматитах минерал образует крупнокристаллические выделения или слагает агрегаты изометрических зерен. На поверхности плоскостей отдельности наблюдается параллельная штриховка, связанная с полисинтетическими двойниками. Цвет от светло-серовато-желтоватого до коричневого, блеск жирный. В анизотропных зернах двулучепреломление низ-

кое (0,001); $2V = + (36-48)^{\circ}$; $n_g = 1,339$, $n_p = 1,338$ (в пегматитах $n = 1,342 \pm 0,003$); плотность $3,0 \text{ г/см}^3$.

Химический состав криолитов из метасоматитов Волини близок к теоретическому.

Прозопит

Развит в микроклиновых метасоматитах и пержанских апогранитах, где слагает прожилки, линзы и гнезда вместе с другими алюмофторидами и флюоритом. Он представлен мелкозернистыми сноповидными и лучистыми агрегатами удлиненных таблитчатых кристаллов, тяготеющих к краевым частям зональных прожилков алюмофторидов. Минерал прозрачный, бесцветный, иногда бледно-желтый, бледно-зеленый, бледно-лиловый, а в измененных образцах - розовый. Блеск стеклянный до слегка жирного. Плотность $2,90 \text{ г/см}^3$. Оптические константы: $n_g = 1,510$, $n_m = 1,505$, $n_p = 1,503$, $n_g - n_p = 0,007$; $2V = + (60-66)^{\circ}$; угол между системами спайности 56° .

Содержание алюминия в прозопите - 22,60%, кальция - 18,81, фтора - 30,60; кислорода - 13,09, воды - 14,32%. При этом содержание кальция несколько выше теоретического, что объясняется наличием примеси флюорита.

Прозопит кристаллизовался непосредственно из гидротермальных растворов, реже развивался по криолиту. В свою очередь прозопит замещается более поздними алюмофторидами и флюоритом.

Эльпасолит

Встречается как включение в топазах и в виде прожилков среди метасоматитов. В первом случае образует бесцветные кубические, куб-октаэдрические и более сложные кристаллы, занимающие до 8% объема полости включения. Показатель преломления $1,373 \pm 0,003$ (Калюжный, 1958).

В микроклиновых метасоматитах находится среди продуктов изменения прозопита. Макроскопически устанавливается очень трудно. Под микроскопом наблюдается с флюоритом и веберитом; бесцветный или красноватый, изотропный, $n = 1,378$, размер зерен $0,01-0,03 \text{ мм}$.

Томсенолит

Томсенолит встречается в метасоматитах и апогранитах в прожилках алюмофторидов и кварца в виде мелких выделений, корродированных кристаллов и зернистых агрегатов. Он располагается по периферии зернистых агрегатов криолита без какой-либо ориентировки. Иногда наблюдаются отдельные таблитчатые кристаллы томсенолита размером $0,5-3 \text{ мм}$ или мелкозернистые выделения среди алюмофторидов. Минерал бесцветный, прозрачный, с сильным стеклянным блеском; плотность $3,0 \text{ г/см}^3$.

Под микроскопом наблюдаются две системы спайности, угол между которыми приближается к 90° , $n_g = 1,415$, $n_m = 1,411$, $n_p = 1,407$, $n_g - n_p = 0,008$. В некоторых кристаллах отмечаются полисинтетические двойники.

Томсенолит развивается главным образом по криолиту и замещается веберитом и геарксутитом.

Пахнолит

Пахнолит встречается вместе с другими алюмофторидами в прожилках среди метасоматитов, гнейсовидных апогранитов в виде неправильной формы зерен и хорошо образованных короткопризматических и короткостолбчатых кристаллов, характерных для пустот выщелачивания. Скопления неправильной формы зерен пахнолита встречаются главным образом вдоль контактов вмещающих пород с мало мощными кварцевыми прожилками.

Как и томсенолит, пахнолит иногда развивается по периферии зерен криолита, заключенных в сплошные массы алюмофторидов, среди которых преобладает веберит. Размер агрегатов и зерен пахнолита 0,1-1,0 мм.

В пустотах выщелачивания он образует сростания с томсенолитом. Физические свойства пахнолита почти такие же, как и у томсенолита.

Оптические константы: $n_g = 1,418$, $n_p = 1,407$, $n_g - n_p = 0,011$; $2V = +60,5^{\circ}$. Спайность выражена слабо и в одном направлении. Иногда наблюдаются простые двойники.

Наиболее характерным процессом вторичного изменения пахнолита является замещение его веберитом.

Веберит

Среди алюмофторидов Украинского щита веберит уступает по содержанию только криолиту. Это один из наиболее поздних минералов, замещающий криолит, прозопит, томсенолит, пахнолит. В прожилках веберит образует плотные микрозернистые агрегаты и землистые скопления; в зональных прожилках алюмофторидов он слагает с пахнолитом центральные части; для кварцевых прожилков характерны линзовидные и гнездообразные выделения веберита. Кроме того, веберит окружает зерна криолита или развивается в нем в виде прожилков мощностью 0,1-1,5 мм. Форма зерен неправильная, под микроскопом иногда наблюдаются короткостолбчатые кристаллы и их агрегаты. Последние состоят из нескольких сросшихся кристаллов и напоминают по форме перистые розетки или радиальные образования из слегка удлинённых кристаллов. Размер зерен 0,015-0,5 мм. Зерна веберита из зональных прожилков уменьшаются по направлению от периферии к центру.

Оптические характеристики: $n_g = 1,350$, $n_m = 1,348$,
 $n_p = 1,345$, $n_g - n_p = 0,005$; $2V = 77^\circ$. Характерны полисинтетические
двойники.

Ральстонит

Ральстонит образует мелкие ($\sim 0,1$ мм) снежно-белые прозрачные и полупрозрачные октаэдрические кристаллы и выделения неправильной формы на поверхности кристаллов томсенолита и пахнолита, развитых в пустотах выщелачивания прожилков фторидов среди алогранитов. Поверхность таких кристаллов неровная со следами растворения. Кроме того, в тесном сростании с флюоритом ральстонит наблюдается в бледно-зеленых плотных микрозернистых массах центральных частей таких прожилков. При больших увеличениях под микроскопом среди этих масс иногда можно различить кубические кристаллы ральстонита.

Кристаллы ральстонита из пустот выщелачивания имеют зональное строение. Центральные их части однородны или слабозональны, а средние и внешние — состоят из concentрических зон шириной $0,001-0,002$ мм.

Показатели преломления октаэдрических кристаллов ральстонита лежат в пределах $1,410-1,430$, зерна изучаемого минерала (из сростания с флюоритом) изотропны с $n = 1,382-1,417$.

Ральстонит один из наиболее поздних алюмофторидов; образуется на заключительных стадиях гидротермального процесса за счет изменения пахнолита, томсенолита, криолита и других алюмофторидов.

Геарксутит

Встречается в кварцевых прожилках среди пержанских гранитов (Мельник, Разумеева, 1969), кварц-полевошпатовых метасоматитов, сиенитоподобных метасоматических пород кварц-альбит-микроклинового и микроклинового составов. Совместно с другими алюмофторидами он выполняет гнезда и пустоты, цементирует отдельные кристаллы ральстонита, слажает маломощные корки на поверхности агрегатов прозопита и в виде тонких прожилков наблюдается среди зерен кварца и других алюмофторидов.

Геарксутит образует снежно-белые плотные каолиноподобные скопления, состоящие из тончайших разноориентированных иголок, действ, создающих войлочные, сноповидные агрегаты длиной до $0,2$ мм. Под электронным микроскопом наблюдаются удлиненные призматические кристаллы со штриховкой по удлинению граней (Мельник, Разумеева, 1969). Корки и прожилки геарксутита также состоят из отдельных удлиненных кристаллов, образующих неправильные, радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. Размер кристаллов $0,002-0,05$ мм.

Оптические константы: минерал двуосный, отрицательный; $n_g = 1,456$, $n_p = 1,450$, $n_g - n_p = 0,006$; $2V = -(62-64)^\circ$, угол по гасанию по отношению к удлинению $19-22^\circ$.

Результаты неполного химического анализа геаркутита (в %): CaO-32,30, MgO_3 -29,60, F-37,43, SiO_2 - 0,83, MgO -0,04, H_2O не опр. (Мельник, Разумеева, 1969).

Геаркутит образовался в гипергенных условиях за счет других аллюмофторидов и фторидов при воздействии на них низкотемпературных растворов.

МИНЕРАЛЫ ТИТАНА

С ф е н

Сфен — широко распространенный акцессорный минерал гранитоидов, а также некоторых метасоматических и метаморфических образований УЩ. Почти постоянно и в значительном количестве он содержится в гранитоидах повышенной основности различных генетических типов и возрастных положений. Высокие концентрации сфена отмечены также в некоторых нормальных биотитовых гранитоидах (уманских, салтычанских), и особенно в тех их разновидностях, где отчетливо проявлены следы контаминации. Для лейкократовых гранитов сфен в общем не характерен, но в отдельных их типах (например, токовских) он содержится в значительном количестве. Довольно распространен сфен в мигматитах, среди акцессорных минералов которых по содержанию он уступает лишь магнетиту и апатиту. К сфеносодержащим гранитоидным породам относятся также образования граносиенитовой формации Приазовья. Встречается здесь сфен преимущественно в роговообманко-биотитовых гранитах и сиенитах, тяготея к участкам метасоматической переработки этих пород. Высокие содержания сфена отмечены в скарноидных диопсид-карбонатных образованиях Приднепровья, в некоторых разновидностях гидротермально измененных амфиболитов и во многих других типах метасоматитов.

Распространенность сфена в метаморфических породах в целом ниже, чем в гранитоидах. В относительно небольшом количестве он встречается в пироксен-плагиоклазовых и роговообманко-биотитовых гнейсах и кристаллосланцах, а также в некоторых типах амфиболитов. Значительно обогащены сфеном карбонатные метаморфические породы, в которых его содержание иногда достигает уровня породообразующего минерала. Так, в известково-силикатных сланцах Приазовья (Кравченко, 1970) и в аналогичных породах бассейна Руси содержится до 5% сфена, а в отдельных пробах и выше.

Четких закономерных связей между содержанием сфена и возрастным положением вмещающих его пород обычно не устанавливается, хотя

в целом следует отметить более широкое развитие сфена в древних архей-нижнепротерозойских образованиях. В Среднем Приднестровье, где широко представлены древнейшие гранитоиды щита и архейские суперкрупные толщи, сфен довольно характерный акцессорный минерал для различных мигматитов и тесно с ними связанных автохтонных плагиигранитов и гранодиоритов. Высокие его содержания (до 1650 г/т) установлены в катаклазированных биотитовых мигматитах р. Осокоровки, в роговообманко-биотитовых мигматитах хут. Запорожца (850 г/т), в кварцевых диоритах и плагиигранитах г. Днепропетровска (100-250 г/т) и во многих других местах (Орса, Елисеева, 1965). Особенностью распределения сфена в этом регионе, как, впрочем, и в других районах, являются резкие колебания его содержания даже в пределах одного геологического образования, что заставляет подходить к использованию этих данных для корреляционных целей с большой осторожностью.

Очень высокие концентрации сфена отмечены в кварцевых диоритах, гранодиоритах и плагиигранитах центральной части щита (Росинско-Тикицкий район). Содержание сфена (Щербаков, 1975) в гранодиоритах достигает 5700, в плагиигранитах - 2960, а в диоритах доходит даже до 25500 г/т. По данным этого же автора, сфеном обогащены уманские граниты (до 2100 г/т) и особенно их порфирибластические разновидности (до 3800 г/т). В Волинно-Подольском регионе щита сфен практически всегда наблюдается во всех разновидностях роговообманковых гранитоидов. Максимальные его содержания (до 700 г/т) установлены в гранодиоритах Букинского плутона (Щербак, 1975). Значительное содержание сфена (до 2000 г/т) отмечается в гранодиоритах северо-западной части щита, относящихся к гранодиоритовой субформации осницкого комплекса (Хатунцева, 1972).

В Приазовье сфен развит в диоритах и монцонитах наиболее древнего в этом регионе обиточненского комплекса (до 500 г/т), в более молодых ортит-биотитовых гранитах Салтычьей Могилы (до 10 кг/т) и в породах среднепротерозойской граносиенитовой формации (Октябрьский, Кальмиусский, Еланчикский, Южно-Кальчикский и другие массивы). Содержание сфена в щелочных метасоматически измененных породах достигает нескольких килограммов на тонну. Довольно типичен сфен также для широко развитых в Приазовье плагиигранитов и соответствующих им по составу мигматитов.

Сфен, как правило, ассоциирует с определенным набором акцессорных минералов. Это прежде всего апатит, магнетит, циркон, реже ортит. В монацитоносных гранитах сфена обычно нет или он содержится в ничтожном количестве.

В шлифах сфен наблюдается в виде неправильных зерен, агрегатных скоплений и реже правильных кристаллов. Такой характер выделений сфена свидетельствует об образовании этого минерала на

различных этапах формирования пород. Зерна сфена нередко разбиты густой сетью грубых кривых трещин, заполненных продуктами вторичного изменения. Окраска изменяется от темно-коричневой до светлой дымчато-серой. Темноокрашенные разновидности характеризуются стеклянним блеском, светлые — жирным. Под микроскопом сфены окрашены в буроватые тона, шагреневая поверхность выражена резко. В наиболее густо окрашенных разновидностях довольно четко наблюдается плеохроизм (в розовато-бурых тонах).

По данным В.В. Ляховича (1968), окраска и морфологические особенности сфенов связаны с их генезисом. Автор различает раннемагматический и позднемагматический, а также метасоматический сфены послемагматических этапов преобразования пород. Кроме того, в качестве отдельной разновидности выделяется сфен гибридных пород. Материалы по УЩ в целом подтверждают правильность такой классификации. Несколько проблематичным нам представляется выделение только раннемагматической генерации сфена, под которой при таком названии должны подразумеваться продукты начальных стадий кристаллизации. Между тем микроскопическое изучение сфеносодержащих пород показывает, что наиболее ранние сфены кристаллизуются позже высокотемпературной роговой обманки и большинства зерен плагиоклаза. По времени их образование примерно совпадает с кристаллизацией биотита и магнетита, так как наблюдаются многочисленные сростки этих минералов. Не вызывает никакого сомнения интенсивное развитие сфенов на заключительных этапах магматического процесса. В значительной мере их образование происходило за счет разложения более ранних титансодержащих минералов. Об этом свидетельствует приуроченность выделений сфена к участкам скопления резорбированных зерен таких минералов и наличие их реликтов среди новообразований сфена. Следует отметить, что нередко у несомненно поздних сфенов связь с процессами преобразования более ранних титансодержащих минералов совершенно не наблюдается. Это характерно для метасоматически переработанных пород и некоторых метаморфических образований, преимущественно диафоритов.

Ранний магматический сфен, как и сфен из гибридных пород, согласно В.В. Ляховичу (1968), характеризуется темной окраской и клиновидной формой кристаллов, позднемагматический образует светло-желтые конвертообразные кристаллы и неправильные выделения. Метасоматический сфен обладает еще более светлой окраской и игольчатой или неправильной формой выделений. По нашим данным, такая строгая зависимость окраски сфена от его генезиса выдерживается далеко не всегда. В Среднем Приднепровье, например, относительно поздние сфены микроклинизированных гнейсов имеют темно-бурю или коричневую окраску, и наоборот, сфены более ранних генераций характеризуются светлой желтовато-бурой или дымчато-серой окраской.

В морфологическом отношении сфены УЩ довольно разнообразны. Идиоморфные кристаллы характерны для ранних генераций, неправильные выделения — для поздних. Хорошо образованные кристаллы конвертовидной формы обычны для салтычанских и уманских гранитов, гранитоидов граносиенитовой формации Приазовья, некоторых гранодиоритов и кварцевых диоритов центральной части щита. Однако преобладающей формой сфенов являются неправильные, часто несколько округлые выделения.

При сопоставлении химических анализов сфенов прежде всего обращает на себя внимание довольно высокое содержание изоморфных элементов. Если для отдельных анализов еще можно предположить некоторую загрязненность анализируемого материала механическими минеральными примесями, то для основной массы такое предположение исключается, так как большинство изученных в ИГФМ АН УССР монофракций сфена подверглись тщательному минералогическому контролю. Нет оснований также ставить под сомнение качество выполнения самих анализов.

Следует отметить, что наиболее высокие содержания изоморфных элементов характерны прежде всего для темноокрашенных разновидностей сфена. Например, в сфенах из мигматитов Среднего Приднепровья среднее содержание чистого компонента $\text{CaTi}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ составляет 79%, в то время как в светлых разновидностях сфена — 87%.

Вопрос о структурной позиции в сфенах изоморфных элементов еще окончательно не решен. По предложению Сахама (Дир, Хауи, Зусман, 1965) выделены следующие изоморфные группы элементов: кальциевая (Na , TK , Mn , Sr , Ba), титановая (Al , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg , Nb , Ta) и кислородная (OH , F , Cl). В изученных сфенах из пород УЩ преобладающей изоморфной примесью в группе кальция являются редкие земли. В значительной части сфенов содержится натрий, реже марганец. Из элементов группы титана наиболее распространены алюминий и железо, несколько меньше магния. Выявляемый при расчетах в большинстве анализов недостаток кислорода и наличие воды свидетельствуют о том, что часть атомов кислорода замещена гидроксидом.

При расчете кристаллохимических формул почти во всех анализах обнаруживается несколько завышенное содержание элементов группы титана и, наоборот, заниженное — элементов группы кальция. Во многих случаях установлен недостаток кремнезема. Отмеченные данные ставят под сомнение правильность приведенного выше распределения изоморфных элементов по различным позициям. В частности, нам представляется более верным предположение о том, что магний входит в структуру минерала по типу не гетеровалентного (как считается, исходя из размеров ионных радиусов), а изовалентного изо-

морфизма, замещая кальций. Возможно, кальций замещается также двухвалентным железом, а кремний — алюминием.

Весьма важными для решения многих петрологических и геохимических задач являются вопросы о связи особенностей состава того или иного минерала с петрографическим составом и условиями образования вмещающих пород. Надо сказать, что для сфенов эти вопросы еще не совсем разработаны, хотя в литературе уже накопилось довольно много разрозненных данных такого характера. В.В. Ляхович (1968) систематизировал имеющийся материал, что позволило выявить определенные закономерности. В частности, в сфенах из гранодиоритов отмечается повышенное содержание магния и железа и пониженное — марганца и редких земель. Для сфенов из биотитовых гранитов установлено более высокое по сравнению с гранодиоритами содержание ниобия. Показано, что цирконий характерен для сфенов щелочных пород, а стронций — для сфенов из диоритов и гранодиоритов. Определенные закономерности выявлены в отношении изменения состава редких земель в зависимости от типа магматического процесса и характера геохимической обстановки.

Как же согласуются данные по Украинскому щиту с отмеченными выше выводами? В рассматриваемых сфенах содержание железа и магния строго не зависит от петрографического состава вмещающих пород и их генезиса. Среди сфенов с относительно высоким содержанием железа есть представители пород самого различного петрографического состава и происхождения. Здесь и сфены из биотит-роговообманковых мигматитов Приазовья, из биотитовых гранитов салтычанского и уманского массивов, порфиридных субщелочных гранитов Кальмиусского и Еланчикского массивов и из диопсидовых кальцифилов Приазовья. Преобладающая форма железа в сфенах Fe_2O_3 . Высокое содержание FeO (свыше 3%) установлено только в сфенах из гранитов Кальмиусского и Еланчикского массивов.

Близкая картина наблюдается в распределении Al_2O_3 . По группе анализов (Приднепровье и др.) намечается корреляция между содержанием глинозема и редких земель, отражающая, вероятно, характер гетеровалентных изоморфных замещений по схеме $Al^{3+} + TR^{3+} \rightarrow Ca^{2+} + Ti^{4+}$. В то же время некоторыми анализами эта закономерность не подтверждается. Довольно значительные колебания содержаний Al_2O_3 наблюдаются в сфенах из однотипных или близких по составу и происхождению образований.

Содержание редких земель у основной массы рассматриваемых сфенов обычно не превышает 2%. Повышенные содержания TR (свыше 4%) установлены в сфенах совершенно определенных типов мигматитов Среднего Приднепровья (Орса, Елисеева, 1965) и Приазовья (Куц, 1973), а также в метасоматически измененных граносиенитах Приазовья (Юрк, Марченко, Чашка, 1973). Эти сфены по составу уже могут

быть отнесены к редкоземельным разновидностям – кейльгауитам. Несмотря на различный индивидуальный состав редких земель и различные физические свойства, указанные редкоземельные сфены обладают одной общей особенностью – все они относятся к наиболее поздним генерациям, связанным с заключительными этапами образования или преобразования вмещающих пород. Расшифровка состава редких земель выполнена далеко не для всех химически изученных сфенов. Тем не менее имеющиеся данные позволяют выявить некоторые общие закономерности. Для большинства сфенов ранних генераций характерен селективно цериевый или комплексный состав, но с преобладанием цериевых редкоземельных элементов. Как правило, четко выделяется церий–неодимовый максимум.

В приазовской части щита существенно цериевый состав редких земель установлен в сфенах из биотитовых гранитов сел Салтычи, Радоловки, Пищевика, р. Темрюка, из роговообманко–биотитовых гранитов с. Гранитного, из гранодиоритов с. Осипенко, мигматитов с. Листвянки и др. (Куц, 1973; Юрк, Марченко, Чашка, 1973). Сфен с подобным набором лантаноидов широко развит в плагиоклазовых гранитоидах Среднего Приднепровья, а также в аналогичных породах центральной части щита и Вольно-Подолки.

В сфенах, кристаллизовавшихся в поздние и конечные этапы мигматизации и гранитообразования, а также образовавшихся в условиях метасоматической переработки ранее сформированных пород, для состава редких земель характерны повышенное содержание тяжелых лантаноидов и резкая обогащенность иттрием. Селективно иттриевый состав имеют желтовато–коричневые сфены из альбитизированного роговообманко–биотитового гранита с. Старогнатьевки в Приазовье. Обогащенные иттрием сфены выявлены в секущем прожилке в зоне оцелачивания сиенитов р. Кальмиуса (Юрк, Марченко, Чашка, 1973).

МИНЕРАЛЫ ЦИРКОНИЯ

Ц и р к о н

Циркон – самый распространенный акцессорный минерал на Украинском щите. Он характерен для всех типов пород, однако содержание его в них неодинаково.

В табл. 13, составленной по нашим данным и данным литературных источников (Ивантшин, 1960; Дяхович, 1965; Гнатив, Матковский, 1968; Орса, 1973; Эйнон, Есипчук, Цуканов, 1971), приведены сведения о распространенности циркона на Ущ. Из таблицы видно, что наиболее обогащены цирконом гранитоиды, а обеднены дайковые породы основного состава.

Содержание циркона в метаморфических породах крайне неравномерное. В породах низких ступеней метаморфизма оно целиком зави-

Т а б л и ц а 13

Содержание циркона в породах Украинского щита, г/т

Группа пород	Комплексы	Порода	Район	Количество определений	Пределы колебаний	Среднее
Метаморфические породы		Гнейс пироксеновый, амфибол-пироксеновый	Центральная часть щита	2	0,2-2,5	1,3
		Гнейс биотит-плагиоклазовый	Волянь	12	3н-155	37
		Гнейс амфиболовый	"	2	3н-32	16
		Амфиболит микроклинизированный	"	1	160	-
		Амфиболит	Приазовье	16	3н-220	30
		Мигматит полосчатый	Волянь	3	50-115	75
		Кварцит	г. Овруч	3	16-23	19
Гранитоиды	Подольско-Днепровский	Гранодиорит	Среднее Приднепровье	3	58-140	124
		Плагиогранит	То же	5	58-382	130
		Гранит токовский	" "	1	75	-
		Гранит мокромосковский	" "	2	6-28	-
		Гранит аплит-пегматоидный	" "	2	3н-1000	-
	Подольские	Гранит бердичевский	Западная часть щита	2	94-208	151
		Кировоградско-житомирский	Гранодиорит	Волянь	1	69
	Плагиогранит		"	3	20-45	32
	Гранит житомирский серый		"	8	20-120	72
	Гранит кировоградский порфировидный		Центральная часть щита	3	35-98	61
	Гранит коростышевский		Волянь	1	193	-
	Гранит уманский		Западная часть щита	1	405	-
	Гранит крупнозернистый, красный, порфировидный		Волянь	7	262-890	490
	Гранит новоукраинский		Центральная часть щита	1	III	-
Аплит, пегматит	Волянь		8	3н-9	-	
"	Приазовье	9	3н-1289	359		

Продолжение табл. 13

Группа пород	Комплекс	Порода	Район	Количество определений	Пределы колебаний	Среднее
Гранитоиды	Осницкий	Кварцевый диорит, гранодиорит	Волынь	8	50-720	315
		Гранит осницкий	"	6	32-1000	210
		Гранит лейкократовый	"	4	4-300	79
		Пегматит	"	7	3н-22	6
	Коростенский	Гранит коростенский	Волынь	7	587-2100	1100
		Гранит новомиргородский	Центральная часть щита	1	1218	
		Пегматит	Волынь	5	3н-23	5
		Щелочной гранит	Приазовье	3	48-954	522
Основные породы		Габбро амфиболовое	Волынь	4	3н-170	105
		Габбро биотитовое	"	1	375	-
		Диабаз амфиболовый	"	4	3н-100	27
		Диабаз пироксеновый	"	6	3н	-

сит от количества его в исходном субстрате. Так, в кварцитах, песчаниках и алевролитах овручской серии и пугачевской свиты содержание циркона обычно невысокое, однако встречаются обогащенные прослои. Эти прослои, представляющие собой метаморфизованные циркон-пегматитовые россыпи, установлены в сланцевой толще озерянской свиты (Дранник, 1972).

В породах более высоких ступеней метаморфизма — амфиболитовой и гранулитовой — содержание циркона также чрезвычайно неустойчиво. Оно заметно увеличивается при надоянии на метаморфические породы процессов мигматизации и гранитизации. Содержание его в мигматизированных гнейсах, полосчатых мигматитах, как правило, всегда выше, чем в неизмененных разновидностях.

Таким образом, содержание акцессорного циркона в метаморфических породах Ущ зависит не от возраста и стратиграфической принадлежности метаморфических толщ, а от содержания его в исходных породах, от степени их мигматизации и гранитизации.

Распределение циркона в гранитоидах Ущ подчинено определенной закономерности. Последняя выражается в уменьшении содержания циркона в ряду гранодиорит — обычный гранит — лейкократовый гранит — аплит — пегматит и обогащении цирконом наиболее молодых гранитоидов щита — ралакви коростенского комплекса и граносиенитов Приазовья.

Содержание акцессорного циркона в гранитах в большинстве случаев находится в прямой зависимости от содержания калиевого полевого шпата. Так, в гранитах кировоградско-житомирского комплекса, развитых на Волыни, среднее содержание циркона в плагиоклазовых разновидностях составляет 40 г/т, в каликатровых — увеличивается до 70 и в крупнозернистых микроклиновых гранитах достигает 430 г/т. Аналогичная зависимость наблюдается в гранитах Кировоградского блока. Тенденцию к увеличению содержания циркона в молодых гранитоидных комплексах по сравнению с древним отражает табл. 14. Основные и, особенно, ультраосновные породы щита обеднены акцессорным цирконом. Содержание его в последних обычно не превышает 3 г/т. В основных породах содержание циркона увеличивается до 30, а в диоритах и тоналитах — до 75 г/т.

Циркон в породах УЩ не обладает какой-либо определенной специфической окраской. Наблюдаются кристаллы бесцветные, розовые, серые, коричневые, желтые, сиреневые и пурпурно-красные с различными оттенками. Причину различных окрасок циркона связывают с влиянием примесей, дефектами кристаллической решетки и другими причинами. В свое время Томита (*Tomita*, 1954) предложил метод корреляции докембрийских пород, основанный на разнице в окраске акцессорного циркона. Как сторонник радиогенной природы его окраски он считал, что длительность радиоактивного воздействия (т.е. геологический возраст циркона) является главным фактором, определяющим его цвет. Однако этот метод не получил распространения в связи с тем, что окраска циркона не стабильна. Как показали экспериментальные исследования, циркон при нагревании изменяет окраску (Блюменталь, 1963). В литературе имеются данные, что циркон способен менять свою окраску даже под действием солнечного света (Агафонова, 1968). Поэтому, очевидно, справедливы высказывания о том, что для корреляции докембрийских пород в регионах с проявлением повторного метаморфизма окраску циркона следует использовать с большой осторожностью (Хильтова, Шульешко, Борисова, 1967). Вместе с тем на УЩ намечается приуроченность циркона различных окрасок к определенным типам пород. Красный, пурпурно-красный и сиреневый цирконы характерны для амфиболитов и плагиогранитов Среднего Приднепровья, пироксеновых гнейсов центральной части щита и Побужья, глиноземистых и известково-силикатных гнейсов Приазовья (Хмарук, 1966), а также для гранитов гранулитовой фации (бердичевских и чернокитов). Коричневые цвета преобладают у цирконов из порфиroidных гранитов кировоградского типа — долиньских, бобринецких и христофоровских центральной части щита.

В гранитах Среднего Приднепровья наряду с розовато-сиреневым есть и коричневый циркон. При этом в плагиогранитах преобла-

Т а б л и ц а 14

Содержание циркона в гранитоидных комплексах
Украинского щита, г/т

Тип	Комплекс	Количество опреде- лений	Пределы колебаний	Среднее		
				по комп- лексу	по ти- пу	по ши- ту
Геосин- клиналь- ный	Днепроvский	13	58-140	130	175	300
	Подольский	2	94-208	151		
	Кировоградско- житомирский	32	20-890	190		
	Осницкий	18	30-1000	230		
Платфор- менный	Коростенский	8	253-2101	875	875	

дает светлоокрашенный розовато-сиреневый циркон, а в микроклини-зированных разновидностях и микроклиновых гранитах - коричневый. Интенсивность коричневой окраски изменяется от светлой до темной (Орса, 1973).

В житомирских гранитах циркон окрашен в розовый и розовато-серый цвета; такие же светлые розовые тона характерны для циркона из осницких и коростенских гранитов. Прослеживается прямая зависимость между интенсивностью окраски акцессорного циркона и степенью метаморфизма пород. Так, в биотит-плагиоклазовых гнейсах тетереvской серии реликтовый кластогенный циркон обычно окрашен в светло-розовый и розовато-серый цвета. При мигматизации этих гнейсов он обрастает бурыми непрозрачными оболочками, а в самих мигматитах наблюдается уже в виде хорошо ограненных плоскогранных кристаллов коричневого цвета. Таким образом, темные коричневые цвета характерны для новообразованного циркона и обусловлены степенью метаморфизма и гранитизацией исходных пород.

Акцессорный циркон образует идиоморфные и субидиоморфные кристаллы, а также округлые зерна. Последние развиты ограниченно и встречаются главным образом в метаморфических породах.

В огранении кристаллов циркона принимают участие две тетрагональные призмы первого $\{110\}$ и второго $\{100\}$ рода, а также грани бипирамид $\{111\}$ и $\{311\}$, реже $\{331\}$. Комбинацией этих основных граней и обуславливается все многообразие форм кристаллов этого минерала. Общепринятой морфологической классификации кристаллов циркона пока нет. В основу отечественной классификации положен принцип различного развития граней призматического пояса, на основании чего выделяются цирконовый и гиацинтовый типы кристаллов (Шафрановский, 1933). Однако эта классификация не учитывает

особенностей строения головок кристаллов, имеющих как тупой (форма $\{III\}$), так и копьевидный (форма $\{3II\}$) облик. Поэтому выделение некоторыми авторами (Вартанова, 1968; и др.) копьевидного типа кристаллов представляется весьма обоснованным.

В последнее время французскими минералогами (Пюпен, Турко, 1972) предложен метод статистического подхода к изучению популяций циркона. Рассматривая все возможные варианты сочетания призматических и пирамидальных граней (как теоретически, так и по наблюдениям), авторы выделили 194 типа и подтипа. Однако эта классификация очень громоздка и ее применение может способствовать выявлению морфологических особенностей циркона в целях корреляции.

Изучение циркона в породах УЩ показало, что помимо хорошо ограненных кристаллов здесь очень часто встречаются субидиоморфные и кривогранные кристаллы (Шафрановский, 1961). Для последних характерны пригупленные, сглаженные реберные и гранные формы, искривленные деформированные грани, неодинаково развитые пирамидальные окончания одного и того же кристалла или вообще их отсутствие и шестоватость сложения, напоминающая "скупенные" кристаллы (Ерофеев, 1871). На Побужье встречаются искривленные формы. Подобные формы чаще всего отмечаются в метаморфических породах, реже в гранитоидах.

Облик кристаллов циркона самый разнообразный — столбчатый, изометричный, таблитчатый и дощатый; при этом последних два типа имеют подчиненное развитие. Наиболее распространены столбчатые (призматические) кристаллы. Это подтверждает вывод Брегга (Bragg, 1937) о том, что кристалл вытянут по оси c , в то время как параметр элементарной ячейки c меньше a .

Для метаморфических пород характерны три морфологических типа циркона: округлые зерна, кривогранные и хорошо ограненные кристаллы.

В кварцитах толкачевской свиты овручской серии преобладают округлые (шаровидные или эллипсоидные) зерна, а хорошо ограненные кристаллы, аналогичные кристаллам циркона из коростенских гранитов, встречаются очень редко. Поверхность округлых зерен матовая, шероховатая, со следами транспортировки — царапинами и мелкими выбоинами.

В песчаниках и алевролитах белокоровичской серии форма зерен циркона отличается разнообразием. Наряду с округлыми зернами (80%) здесь наблюдаются субидиоморфные и идиоморфные кристаллы (20%). Среди идиоморфных кристаллов отмечаются гиацинтовый, цирконовый и копьевидный типы, причем последний наиболее распространен. Округлые зерна имеют шероховатую матовую поверхность.

В биотит-плагиоклазовых гнейсах тетеревской серии циркон представлен округлыми зернами изометрической или эллипсоидной формы,

а также плохо ограниченными кристаллами. Головки последних тупые или острые, ограниченные гранями бипирамиды {311}. Часто у одного и того же кристалла одна из головок тупая, другая острая. Поверхность таких кривогранных кристаллов неровная, бугристая.

В мигматизированных разновидностях гнейсов и полосчатых мигматитах кривогранные кристаллы приобретают плоскогранные формы. В амфиболитах, залегающих среди биотит-плагиоклазовых гнейсов теревской серии, большая часть циркона представлена кристаллами шестоватого сложения без развитых концевых пирамидальных граней. Шестоватость сложения выражается в срастании отдельных игловидных индивидов призматическими гранями. Подобное срастание становится наиболее наглядным, когда вершина кристалла венчается несколькими остроугольными пирамидальными головками. Аналогичные кристаллы циркона характерны также для большей части амфиболитов центральной части щита. Кроме того, в последних наблюдаются округлые зерна изометричного или столбчатого облика, а также кристаллы цирконового и гиацинтового типов. Иногда наблюдаются кристаллы с острыми головками. Поверхность зерен и кристаллов циркона из амфиболитов неровная, бугристая. Очень часты четковидные формы, образованные в результате срастания нескольких индивидов пирамидальными гранями. В подобном срастании обычно находятся два, три и даже четыре индивида. Встречаются амфиболиты, в которых отмечаются только знаки циркона. Зерна его обычно имеют изометрический облик и относятся к сложно ограниченному многогранному кристаллам.

В пироксеновых гнейсах (гиперстенитах) центральной части щита циркон наблюдается лишь в округлых изометричных зернах; в биотит-пироксеновых гнейсах с гранатом, развитым по р. Ингульцу, содержатся как округлые изометричные зерна, так и кристаллы гиацинтового типа со сглаженными вершинами и реберными формами. В слабо микроклинизированных биотит-амфиболовых гнейсах с реликтами пироксена округлые зерна циркона подчинены ограниченному кристаллам преимущественно гиацинтового типа.

В метаморфических породах Приазовья амфиболитовой (амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые гнейсы) и гранулитовой (известково-силикатные и глиноземистые гнейсы) фаций отмечается наличие плохо ограниченных "обсосанных", а иногда явно окатанных зерен циркона (Хмарук, 1966)

Матовая и шероховатая поверхность округлых зерен циркона из пород амфиболитовой и, особенно, гранулитовой фаций наблюдается не часто. Для них более характерен сильный алмазный блеск и глянцеви́дная поверхность.

В гранитоидах Украинского щита преобладающе развиты идиоморфные плоскогранные кристаллы циркона. Наиболее распространенные ти-

пы — гиацинтовый, цирконовый, копьевидный и бипирамидальный, причем каждый из них свойствен определенным типам гранитов. Такая приуроченность впервые была подмечена И.Д. Царовским (1956) и предложена в качестве критерия для их корреляции. Автор установил, что для циркона наиболее древних гранитоидов подвижных зон характерно постоянное наличие призматических граней второго рода {100}, дополнительные грани пирамид {211} и {311} выражены менее четко. Для коростенских и других более молодых гранитоидов характерен циркон с хорошо развитыми формами {110} и {111}.

Отмеченные морфогенетические различия аксессуарного циркона из гранитоидов Ущ позднее были подтверждены другими исследователями (Лазаренко та ін., 1960). Морфологические типы кристаллов циркона в гранитоидах Ущ распределяются следующим образом. Основная масса циркона из гранодиоритов и плагиогранитов днепровского комплекса представлена хорошо ограниченными столбчатыми кристаллами копьевидного типа. В образовании их принимают участие грани призм {110}, {100} и бипирамид {111} и {311}. Из граней призматического пояса наиболее развиты грани {100}.

В микромосковских плагиоклаз-микроклиновых гранитах наблюдаются кристаллы гиацинтового типа с тупыми головками. Для аплит-пегматоидных гранитов этого комплекса характерны деформированные зерна циркона и, реже, хорошо ограниченные кристаллы гиацинтового типа (Орса, 1973).

В бердичевских гранитах преобладают сложно ограниченные кристаллы циркона изометричного и столбчатого обликов, а в побужских — выделяются два типа: ранний циркон изометричной формы и поздний — столбчато-длиннопризматический (Щербак, 1970).

Большим разнообразием морфологических типов характеризуется циркон из гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Здесь выделены четыре основных морфологических типа кристаллов — гиацинтовый, цирконовый, копьевидный и шестоватый. Гиацинтовый тип характерен для серых равномернoзернистых гранитов житомирского типа, залегающих в гнейсо-мигматитовой толще тетеревской серии в виде отдельных небольших массивов изометричной формы.

В гранитах этого же типа, но залегающих в виде линзовидных тел, согласных с гнейсо-мигматитовой толщей, наблюдаются копьевидные кристаллы циркона. Кристаллы шестоватого сложения без концевых пирамидальных граней характерны для плагиоклазовых порфиридных гранитов. Красные преимущественно калишлатовые крупнозернистые граниты содержат кристаллы цирконового типа.

В гранитоидах осницкого комплекса морфология кристаллов циркона однообразна: в гранодиоритах, гранитах и лейкократовых гранитах наблюдаются кристаллы, образованные гранями призматического

пояса {IIO}, {IOO} и бипирамиды {III}. Редко асимметрично развиты грани бипирамиды {3II}. Из граней призматического пояса преобладает грань (IIO).

В коростенских рапакиви и рапакививидных гранитах формы циркона отличаются отчетливо выраженным столбчатым обликом и образуют кристаллы цирконового типа. В биотитовых лезниковских гранитах мелкие короткопризматические кристаллы циркона характеризуются также преобладающим развитием призмы первого рода {IIO}.

Циркон из щелочных пород Приазовья образует кристаллы цирконового и бипирамидального типов (Царовский, 1956, 1968). Для щелочных сиенитов Октябрьского массива характерен циркон с укороченной призмой {IIO}; в породах Мариупольской группы преобладают бипирамидальные кристаллы с очень слабо развитой или отсутствующей формой {IIO} и хорошо развитой формой {III}.

Облик кристаллов акцессорного циркона из пород Ущ характеризуется коэффициентом удлинения (z/d) и размерами по оси L_y . При этом основная масса циркона концентрируется во фракции меньше 0,25 мм.

В метаморфических породах округлые зерна реликтового кластогенного циркона обычно очень мелкие. В песчаниках и алевролитах белоковичской серии они не превышают 0,05–0,1 мм; в кварцитах овручской серии – 0,2 мм. В пироксен-биотитовых гнейсах ингуло-ингулецкой серии их размер составляет 0,05–0,07, редко 0,1 мм. Такие же размеры у зерен циркона из биотит-гиперстеновых гнейсов побужской свиты и биотит-плагноклазовых гнейсов тетеревской серии. Удлинение зерен 1,0–1,5. Кристаллы циркона, образовавшиеся при гранитизации в породах высоких ступеней метаморфизма, обычно более крупные. Размеры их по оси L_y 0,1–0,15 (до 0,3 мм) с преобладающим удлинением 2,0–2,5 мм. Увеличение размеров кристаллов при регенерации наблюдается в биотит-плагноклазовых гнейсах тетеревской серии на Волни.

Независимо от размера по длинной оси удлинение кластогенного циркона, как правило, меньше двух: у шаровидных зерен оно равно 1,0–1,5, а у эллипсоидных – 1,5–2,0. Для кристаллов циркона из гранитоидов чита характерно удлинение, равное или больше 2,0. В зависимости от размера по длинной оси и удлинения среди них можно выделить две группы. К первой относится короткопризматический циркон с $z/d = 2$, ко второй – столбчатый с $z/d > 2,0$. Циркон первой группы характерен для серых мелкозернистых гранитов житомирского типа на Волни, второй – для кировоградских гранитов. Намечается тенденция уменьшения размеров и удлинения кристаллов циркона в ряду гранодиорит – плагиогранит – нормальный гранит – лейкократовый гранит. Подобная закономерность установлена для циркона из гранитоидов осницкого комплекса, размеры и удлинение

которого из собственно осницких гранитов сходны с размерами и удлинением циркона из кировоградских и коростенских гранитов.

Используя коэффициент удлинения, И.Д. Царовский (1968) показал динамику изменения облика циркона. Им установлено, что в ряду пород гранодиорит - чудново-бердичевский гранит - кировоградско-житомирский гранит роль циркона с призматическим габитусом увеличивается. В то же время в наиболее молодых докембрийских породах по мере перехода от рапакиви к лезниковскому типу гранитов и от граносиенитов к нефелиновым сиенитам эволюция направлена в сторону укорачивания призматических форм циркона (Царовский, 1956, 1968).

К числу важнейших характеристик акцессорного циркона относятся особенности его внутреннего строения. Внешняя форма кристалла, наблюдаемая под бинокляром, является отражением конечного этапа его образования. Вся "прожитая им жизнь" отражена в строении самого кристалла.

Можно выделить два основных типа внутреннего строения цирконов: однородное и гетерогенное. Однородное строение циркона свидетельствует в пользу одноактного образования минерала, связанного с одним геологическим процессом. Гетерогенная (или бигенетическая, по А.А. Краснобаеву, 1970) зональность циркона обусловлена разными геологическими процессами.

Циркону из метаморфических пород Ущ свойственно гетерогенное сложение. Так, в биотит-пироксеновых гнейсах ингулецкой серии округлые зерна обрастают каймой регенерации. Аналогичное строение характерно для циркона из биотит-плаггиоклазовых, биотит-графитовых гнейсов тетеревской серии и их мигматитов. В последнем случае регенерационные оболочки окрашены в темно-коричневый цвет. Их мощность при переходе от гнейсов к мигматитам возрастает. Гетерогенное строение характерно также для циркона из некоторых разновидностей гранитов Ущ. Округлые ядра в кристаллах циркона из коростышевских гранитов описаны В.В. Ляховичем (1968), из некоторых разновидностей гранитов житомирского типа на Воляни - Н.Ю. Левковской (1972). В побужских гранитоидах бигенетическая зональность циркона подтверждена данными изотопного возраста (Шербак, 1970). Значительное количество кристаллов циркона из плаггиогранитов днепровского комплекса, по данным В.И. Орош (1973), имеет ярко выраженное зональное строение. Обычно наблюдается шесть - восемь зон, одинаковых по толщине и отделенных одна от другой четкой границей. Зональность чаще всего обусловлена новообразованиями циркона разных генераций, выделяющимися при становлении массивов.

В коростенских рапакиви и рапакививидных гранитах выделяются две генерации циркона: ранняя - метамиктная и поздняя - неизменная, причем обе могут быть представлены в одном кристалле. При этом

бурый метамиктный циркон раннемагматической генерации слагает ядро, а поздний (бесцветный неизмененный) — его регенерационную оболочку (Марченко, Гуров, 1966).

Тонкое зональное строение акцессорного циркона — характерная черта гранитоидов осницкого комплекса. Считается, что подобного рода зональность возникает в минерале при изменении условий кристаллообразующей среды (Шафрановский, 1957).

Шестоватое строение циркона характерно для измененных основных пород. В метагаббро осницкого комплекса преобладающее количество циркона представлено длиннопризматическими кристаллами с шестоватым сложением. Последнее подчеркивается полосчатой интерференционной окраской. Циркон с таким строением наблюдается также в некоторых разновидностях амфиболитов центральной части щита. Однородным или слабо выраженным зональным строением характеризуется акцессорный циркон из эффузивных пород. В кварцевых порфирах толкачевской свиты овручской серии кристаллы цирконового типа однородны или слабо зональны. Характерная черта их — обильная тонкая трещиноватость типа паутин, которая обнаруживается на поверхности кристаллов при подъеме тубуса микроскопа. Однородным строением отличаются зерна циркона из даек диабазы оливин-пироксенового состава, развитых среди пород осницкого комплекса.

Особенностью внутреннего строения акцессорного циркона из пород Ущ является также наличие в нем разнообразных по форме и прозрачности включений. Округлые зерна кластогенного циркона из метаморфических пород содержат обычно небольшое количество включений. Они представлены палочкообразными, округлыми прозрачными или точечными непрозрачными выделениями, расположенными беспорядочно по всему зерну. Подобные включения характерны для цирконов из пироксеновых и биотит-пироксеновых гнейсов центральной части щита и Побужья, биотит-плагиоклазовых гнейсов тетеревской серии, кварцитов овручской серии и песчаников пугачевской свиты. В цирконе из амфиболитов преобладают темноокрашенные непрозрачные включения, которые обычно располагаются согласно удлинению кристалла.

Самые разнообразные включения присущи циркону из гранитоидных комплексов Ущ. Включения в цирконе из гранитов кировоградско-житомирского и осницкого комплексов немногочисленны и представлены игловидными, округлыми прозрачными черными точечными и пластинчатыми непрозрачными разновидностями, расположенными, как правило, беспорядочно по всему кристаллу.

Циркон из лабрадоритов часто содержит много тонких включений биотита, ильменита и кварца. В некоторых кристаллах наблюдаются черные удлиненные включения, распределение которых иногда совпадает с зональностью минерала (Агафонова, 1968). В цирконах из коростенских гранитов и пегматитов наиболее часты включения ильмени-

та и слюды, реже апатита, роговой обманки, полевого шпата, а также точечных трудно определяемых образований (Агафонова, 1963; Винар, Матковский, Матвиенко, 1969).

Циркон из гранитов рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона содержит включения ильменита, апатита и биотита. Наиболее характерны включения биотита, имеющего стержневидную или неправильную форму (Марченко, 1973).

Некоторые исследователи полагают возможным использовать характер включений в цирконе в качестве корреляционного признака. Так, Е.Я. Марченко (1965) предлагает этот признак для разделения гранитоидов на геосинклинальные и платформенные. Он показал, что для циркона из нижнепротерозойских геосинклинальных гранитов Приазовья характерны столбчатые включения апатита и непрозрачные включения рудной пыли магнетита, а для верхнепротерозойских платформенных гранитов и сиенитов характерны включения ядер метамиктного циркона. Такое распределение включений подтверждается химическими анализами, показавшими, что циркон из нижнепротерозойских гранитов загрязнен кальцием, а из верхнепротерозойских — редкими землями и торием.

Кристаллическая структура циркона не относится к числу изоморфноэмиких. Наиболее характерен для этого минерала изовалентный изоморфизм между цирконием и гафнием, и гетеровалентный — между цирконием и редкими землями, кремнием и фосфором. Это вытекает из результатов химических и спектральных анализов акцессорного циркона УЩ, по которым видна относительная стабильность его состава. К числу наиболее характерных примесей относятся гафний, редкие земли, уран, торий и фосфор. Кроме того, в тех или иных количествах встречаются примеси магния, кальция, марганца, железа, титана, ниобия и тантала, натрия, калия, серы.

Содержание окиси кремния, как правило, близко к теоретическому. Оно несколько ниже в цирконе из древних гранитоидных комплексов и выше — из молодых. Так, среди циркона из коростенских и приазовских гранитов довольно часто встречаются разности с содержанием кремнекислоты до 33 и даже 36%. Последнее обусловлено тем, что циркон из коростенских гранитов как бы "начинен" кварцем, включения которого гаснут одновременно с кварцем окружающих пород (Агафонова, 1968).

Содержание окиси циркония в цирконе всегда ниже теоретического и находится в прямой зависимости от количества в нем примесей, главным образом гафния и редких земель.

В цирконе из гранитоидов днепровского и подольского комплексов содержание окиси циркония довольно стабильно и составляет 62-64%; также стабильно, но несколько ниже оно в цирконе из гра-

нитов кировоградско-житомирского комплекса (60-64%). В цирконе из молодых гранитоидов Приазовья и коростенского комплекса содержание окиси циркония колеблется от 56 до 66%, в нем отмечается также самая высокая концентрация редких земель.

Среднее содержание редких земель в цирконе из пород Ущ составляет 0,50%. Пределы колебаний по отдельным пробам довольно значительны (0,03% - 1,6%). Наиболее низкое их содержание (0,26-0,46%) отмечается в цирконе из гранитоидов днепровского, подольского и кировоградско-житомирского комплексов. Учитывая монацитонность последних можно полагать, что редкие земли в первую очередь идут на кристаллизацию монацита, а циркон вследствие этого обедняется ими. Тем не менее прослеживается общее закономерное увеличение содержания редких земель в цирконе от древних гранитов к молодым.

Закономерности распределения редких земель в цирконе из пород различного генезиса внутри комплексов более сложные и выявлены пока недостаточно (табл. 15). Можно лишь указать, что в цирконе из гнейсов, мигматитов, плагиогранитов и аллит-пегматоидных гранитов днепровского комплекса средние содержания редких земель отличаются незначительно. Циркон из гранитов подольского комплекса содержит больше редких земель, чем циркон из пегматитов. Циркон из габбро осницкого комплекса содержит меньше редких земель (0,42%), чем из осницких гранитов.

Для большей части циркона из гранитоидов Ущ характерен существенно иттриевый состав редких земель, цериевый отмечается в цирконах из пегматитов и аллит-пегматоидных гранитов.

Акцессорный циркон с комплексным составом редкоземельных элементов установлен в гранитах днепровского комплекса (Орса, 1973). В селективно иттриевых разностях этого минерала наряду с иттрием существенную роль играют тяжелые лантаноиды, в частности иттербий; для существенно цериевых разностей характерно преобладание неодима над церием и церия над лантаном.

К числу наиболее существенных примесей в цирконе в первую очередь относится гафний. В основе изоморфного замещения им циркония лежит близость размеров атомных радиусов и сходство химических свойств. Соотношение этой пары элементов является одним из индикаторов геохимических процессов, протекающих в породах, и используется при решении разных петрологических вопросов (Ляхович, Шевалецкий, 1962).

В табл. 16 обобщены данные о содержании циркония и гафния в цирконе из пород Ущ. Определение производилось различными методами - рентгеноспектральным (точность метода $\pm 5\%$), спектральным из предварительно выделенной суммы двуокиси циркония и гафния

Т а б л и ц а 15

Содержание редких земель в акцессорном цирконе из пород Украинского щита, %

Комплекс	Породы	Количество определений	Пределы колебаний	Среднее	Среднее по комплексу
Днепровский	Гнейсы	2	0,25-0,27	0,26	0,26
	Мигматиты, плагиограниты	7	0,15-0,73	0,27	
	Аплит-пегматидные граниты	2	0,15-0,35	0,25	
Подольский	Граниты	6	0,28-1,64	0,60	0,46
	Пегматиты	3	0,16-0,24	0,20	
Кировоградско-житомирский	Мигматиты	1	0,73	-	0,33
	Граниты	5	0,06-0,61	0,21	
Осницкий	Габбро	1	0,42	-	0,70
	Граниты	2	0,72-0,96	-	
Коростенский	Граниты	21	0,03-1,33	0,70	0,70
Среднее по щиту					0,50

Т а б л и ц а 16

Среднее содержание циркония и гафния в цирконах из гранитов Украинского щита, %

Комплекс	Количество определений	ZrO ₂		HfO ₂		ZrO ₂ /HfO ₂
		Пределы колебаний	Среднее	Пределы колебаний	Среднее	
Днепровский	29	51,7-64,1	60,6	1,0-1,3	1,1	51
Подольский	1	60,0	-	1,7	-	35
Кировоградско-житомирский	11	54,0-65,0	60,8	1,1-1,9	1,4	43
Осницкий	8	57,5-65,7	62,4	0,9-1,4	1,0	62
Коростенский	12	57,0-63,7	61,4	0,8-1,4	1,2	51

(точность метода $\pm 10-15\%$), а также химическим. Анализ приведенных данных показывает, что наиболее обогащен гафнием циркон из гранитов подольского и кировоградско-житомирского комплексов. Соответственно у них и низкое значение цирконий-гафниевого отношения.

Т а б л и ц а 17

Среднее содержание урана и тория в акцессорном цирконе из гранитов Украинского щита, %

Комплекс	Количество определе- ний	U		Th		U Th	
		Пределы колеба- ний	Среднее	Пределы колебаний	Среднее	Пределы колебаний	Среднее
Днепровский	14	0,016-0,143	0,05	0,008-0,060	0,03	0,50-3,5	1,6
Подольский	9	0,050-0,34	0,10	0,019-0,17	0,05	1,0-9,2	2,0
Кировоградско- житомирский	8	0,025-0,71	0,19	0,02-0,24	0,05	1,2-4,5	3,8
Осницкий	1	0,029	-	0,027	-	1,05	-
Коростенский	5	0,022-0,07	0,04	0,011-0,065	0,03	1,8	-
Среднее по щиту	-	-	0,09	-	0,04	-	2,2

Т а б л и ц а 18

Содержание урана и тория в аксессуарном цирконе из пород Среднего Приднепровья (Орса, 1965), %

Породы	Количество определений	U		Th		U/Th	
		Пределы колебаний	Среднее	Пределы колебаний	Среднее	Пределы колебаний	Среднее
Гнейсы, мигматиты и плагиограниты плагиоклаз-биотитовые	8	0,016-0,061	0,034	0,008-0,060	0,028	0,50-3,0	1,3
Гнейсы и мигматиты микроклинизированные	4	0,070-0,093	0,085	0,026-0,043	0,037	1,9-3,0	2,3
Граниты пегматомидные, розовые	2	0,134-0,143	0,138	0,040-0,043	0,041	3,1-3,5	3,3

Наиболее высокое значение этого отношения отмечается в цирконах из гранитов днепровского, осницкого и коростенского комплексов. Если принять, что отношение циркония к гафнию в литосфере равно 50:1, то наиболее несмещенным оно остается в цирконах из гранитов днепровского и коростенского комплексов. Внутри отдельных комплексов отчетливо наблюдается тенденция к увеличению этого отношения в цирконах из щелочных пород и более основных гранитоидов по сравнению с цирконом из гранитов нормального ряда. Эта закономерность ранее отмечалась многими исследователями (Хевиши, Янцен, 1924, 1955; Ляхович, Шевалеевский, 1965; и др.).

При анализе характера распределения циркония и гафния в цирконе по профилям внутри отдельных массивов постоянно отмечается одно и то же закономерное увеличение содержания гафния относительно циркония от периферии к центру массива. При этом места повышенной гафниенности циркона совпадают с участками сосредоточения пегматитовых тел, в которых и отмечается гафниевый максимум.

Хорошо известная связь повышения гафниенности с возрастанием кремнекислотности пород впервые была показана на примере перехода от цирконсодержащих ралакиви к лезниковским и пержанским гранитам (Царовский, 1956). В последние годы эта зависимость подтверждена на большем материале Н.А. Беспалько с соавторами (1974).

Содержание урана и тория в акцессорном цирконе из гранитов Ущ не превышает 1% (табл. 17). Циркон из всех гранитов щита характеризуется преобладанием урана над торием. Наиболее обогащен ураном циркон из кировоградско-житомирских гранитов. В нем его содержание в два — пять раз выше, чем в цирконе из гранитов других комплексов.

Пределы колебаний содержания урана в цирконе из различных типов гранитов иногда довольно значительны, в то время как содержание тория относительно стабильно.

Таким образом, значение уран-ториевого отношения в цирконе можно рассматривать как показатель, характеризующий привнос урана в процессе гранитообразования. На это также указывает соотношение урана и тория в породах различного состава.

Так, в породах Среднего Приднепровья значение уран-ториевого отношения возрастает от 1,3 в гнейсах и мигматитах до 3,3 в розовых пегматоидных гранитах (табл. 18). Это указывает на накопление урана в цирконе к концу гранитоидного магматизма. В то же время последнее значение сходно с таковым для циркона из кировоградско-житомирских гранитов. Это обстоятельство позволяет предполагать, что повышение содержания урана в цирконе микроклинизированных гнейсов и пегматоидных гранитов обусловлено гранитизацией более древних архейских пород.

Особое место при рассмотрении химизма циркона занимает вода. Содержание ее в кристаллическом цирконе обычно не превышает 1%. В метамиктных разновидностях оно может достигать 10-15% (Липова, Рудницкая, 1974). Вопрос о форме вхождения воды в структуру циркона все еще остается открытым. По мнению одних исследователей (Frondel, 1953; Белов, 1962; Литвинская, Белов, 1966), вода в его структуре представлена гидроксильными группами $[OH_4]^{4-}$, замещающими позиции $[SiO_4]^{4-}$; по мнению других (Ахманова, Леонова, 1961; Ершова, Рехарская, 1962) - она носит в основном адсорбционный характер и является следствием метамиктного распада.

Среднее содержание воды в цирконах из гранитоидов Ущ составляет 1,10%. При этом цирконы из пород разных гранитоидных комплексов содержат различное ее количество. Наиболее обогащен водой циркон из кировоградско-житомирских гранитов (табл. 19). Известно,

Т а б л и ц а 19

Содержание воды в цирконе из пород гранитоидных комплексов Украинского щита, %

Комплекс	Количество определений	Пределы колебаний	Среднее
Днепровский	6	0,20-1,03	0,64
Подольский	8	0,52-1,26	0,86
Кировоградско-житомирский	8	0,63-3,17	1,82
Осницкий	3	0,90-1,20	1,00
Коростенский	5	0,85-1,60	1,09
Среднее по щиту			1,10

Т а б л и ц а 20

Плотность циркона из гранитоидных комплексов Украинского щита, г/см³

Комплексо	Количество определений	Пределы колебаний	Среднее
Днепровский	5	4,03-4,17	4,10
Подольский	2	4,32-4,40	4,36
Кировоградско-житомирский	8	3,54-4,16	3,91
Осницкий	1	4,6	4,6
Коростенский	1	4,6	4,6

что вхождение неодинакового количества воды в циркон связано с условиями его образования, главным образом с общим и парциальным давлением воды во время кристаллизации породы. Этим можно объяснить относительно низкое содержание воды в цирконе из гранитов гранулитовой фации и коростенского комплекса, кристаллизовавшихся в "сухих" условиях. Однако низкое содержание воды в цирконе из гранитоидов днепровского комплекса, кристаллизовавшихся в условиях амфиболитовой фации, остается не ясным. Можно лишь предполагать особые условия кристаллизации этих гранитов в раннем докембрии или образование основной массы циркона в условиях гранулитовой фации, но претерпевшей впоследствии диафторез.

Плотность циркона из гранитоидов УЩ лежит в пределах 3,5–4,6 г/см³ (табл. 20). Наиболее высокое ее значение характерно для циркона из гранитов осницкого и коростенского комплексов, а низкое – из гранитов кировоградско-житомирского. Плотность циркона связана обратной зависимостью с содержанием воды. Именно поэтому самому обводненному циркону из кировоградско-житомирских гранитов отвечает наиболее низкая плотность.

Плотность циркона свидетельствует также о степени кристаллическости его внутреннего строения. Для циркона из кировоградско-житомирских гранитов характерна самая большая степень метамиктности по сравнению с цирконом из других гранитоидных комплексов щита.

Все приведенные данные об акцессорном цирконе из кристаллических образований Украинского щита показывают, что его морфология и состав тесно связаны с химическим составом содержащей его породы и являются ключем к раскрытию условий ее образования.

Ц и р т о л и т

К циртолиту относится непрозрачная разновидность циркона, содержащая гидроксильную группу, воду и редкие земли.

Циртолит – типоморфный акцессорный минерал некоторых кристаллических пород Суцано-Пержанской зоны (Беспалько и Левковская, 1968; Беспалько, 1970; Беспалько, Левковская, Орлова, 1974), которые относятся к наиболее молодым образованиям УЩ (1600 – 1100 млн. лет) и объединяются некоторыми исследователями в пержанский комплекс. Он установлен в аляскитовых гранитах, являющихся метасоматически измененными аналогами гранитов коростенского комплекса, в пержанских апогранитах и в связанных с ними щелочных пертозитах, в щелочных микроклиновых метасоматитах – лестиваритах и щелочных пегматитах; в грейзенах и кварцевых жилах. При этом прослеживается приуроченность определенных разновидностей циртолита к петрографическим разновидностям пород. Акцессор-

ный циртолит сырницких и львовковских аляскитовых гранитов образует кристаллы призматического габитуса, сложенные тетрагональной призмой {110} и одной или двумя бипирамидами. Цвет светло-желтый, оранжевый до буровато-желтого, прозрачный до полупрозрачного, содержит включения, ожелезнен по трещинам и иногда покрыт вторичными корочками. Поверхность граней гладкая, блестящая, иногда слабо корродированная.

Содержание циртолита в пержанских алогранитах от 50 до 2500 г/т. Встречается циртолит в виде крупных кристаллов и неправильных зерен. Кристаллы короткопризматического ($z/a = 1,5-2,0$) и бипирамидального габитуса. Призматические кристаллы ограничены гранями укороченной (иногда исчезающей) призмы {110} и одной бипирамиды {111}. Бипирамидальные кристаллы образуют двойники по плоскости {111}. Минерал непрозрачный, блеск жирный. Цвет буроватый, серовато-желтый до темно- и красно-бурого. Содержит включения, образует сростки с биотитом, кварцем, колумбитом. В шлифах зонален, наблюдаются низкие цвета интерференции.

В мономинеральных полевошпатовых калий-натриевых метасоматитах - пертозитах циртолит составляет 20-60% тяжелой фракции. Представлен крупными неправильными выделениями, бипирамидальными и, реже, призматическими кристаллами. Непрозрачный, фарфоровидный. Блеск жирный. Цвет светло-бурый, серовато-бурый и желтый различной интенсивности. По-видимому, циртолит в пертозитах образует несколько генераций. В шлифах наблюдается зональное строение циртолита и низкие цвета интерференции.

В кварц-ортоклазовых грейзенизированных существенно калиевых метасоматитах, сопровождающих щелочные сиениты, циртолит представлен темно-коричневыми до шоколадного цвета сильно ожелезненными бипирамидальными и короткопризматическими кристаллами; изредка встречается ярко-оранжевый непрозрачный, характерный для более окварцованных разновидностей метасоматитов.

В грейзенах циртолит представлен кристаллами исключительно бипирамидальной формы, темно-серой до черной окраски, что резко отличает его от циртолита других образований.

Особенности окраски и морфологии циртолита сохраняются также в корях выветривания и россыпях, что позволяет использовать эти свойства в целях корреляции. Морфология кристаллов во всех перечисленных образованиях довольно проста; все кристаллы цирконового или бипирамидального типа образованы одной тетрагональной призмой {110} и бипирамидой {111}. Грани бипирамиды бывают развиты неодинаково и кристаллы как бы перекошены. Грани призмы часто укорочены, наблюдаются в виде чуть заметных поясков. Все грани обычно шероховатые, редко гладкие блестящие. Почти во всех перечисленных

образованиях циртолит образует сростки с другими минералами. Большинство кристаллов циртолита в естественном состоянии по сравнению с цирконами характеризуются пониженной рентгеновской плотностью (табл. 21), что связано с вхождением в его структуру воды. Это видно из приведенных химических анализов (см. приложение) и подтверждается данными ИК-спектроскопии.

Плотность циртолита изменяется от 4,45 до 3,30 г/см³ и зависит от степени его гидратации.

Для химического состава исследованных циртолитов характерны следующие особенности: пониженные значения суммы $ZrO_2 + HfO_2$ от 60,2% в циртолитах из аляскитовых гранитов до 38,06% из грейзенов; значительное содержание железа, редких земель, гидроксильной группы и воды, что свидетельствует о высокой степени изоморфного замещения в группе циркония и кислорода и видно из кристаллохимических формул циртолита (табл. 22). Циртолиты (ан. 300 и 303) по составу могут быть отнесены к хагаталитам.

Содержание железа в циртолите сильно варьирует и, по-видимому, зависит от условий образования и степени связывания его в породе. Так, в циртолитах из щелочных метасоматитов с сидерофиллитом, мартитом и другими железистыми минералами 1,4-1,5% Fe_2O_3 , а в грейзенах, где минералов железа практически нет, содержание Fe_2O_3 в циртолите повышается до 4-7%. Высокая железистость наблюдается также в циртолитах из железослюдковых окварцованных лестиваритов (4,15-8,6%).

Редкие земли установлены во всех изученных разновидностях циртолита. Концентрация их довольно выдержана для генетических типов и имеет важное типоморфное значение. Наблюдается общая тенденция повышения концентрации редких земель от циртолитов аляскитовых гранитов к циртолитам грейзенов. Так, в циртолитах из аляскитовых гранитов содержание редкоземельных элементов не превышает 2%, в пержанских апогранитах - достигает 2,6%, в щелочном метасоматите - падает до 1,65% и в грейзенах достигает 12,4%. Концентрация редких земель в циртолите, по-видимому, определяется режимом кислотности - щелочности среды минералообразования. Максимальное накопление их происходит в условиях кислотного выщелачивания, вероятно, вследствие большей подвижности циркония, который в этих условиях выносятся.

В составе редкоземельных элементов наблюдается повышение роли иттрия при переходе от гранитных циртолитов к грейзеновым. Происходит как бы постепенная очистка иттриевых земель от цериевых. Отмечается близкая концентрация иттрия в одноименных генетических типах циртолитов: в аляскитовых гранитах 53%*, в апогранитах 56, в окварцованных лестиваритах 61 и в грейзенах 66%.

* Сумма р.з.э. принята за 100%.

Т а б л и ц а 2 I

Рентгенометрическая характеристика цирколита

Эталон (Михеев, 1957)		Из апогранита		Из лестиварита		Из грейзена	
I	d/λ	I	d/λ	I	d/λ	I	d/λ
-	-	2	4,9	I	4,9	2	5,0
7	4,413	5	4,5	5	4,5	5	4,5
-	-	2	4,0	-	-	-	-
-	-	4	3,66	3	3,64	4	3,70
10	3,291	10	3,31	10	3,22	10	3,30
-	-	-	-	-	-	1	3,01
-	-	-	-	2	2,78	2	2,70
2	2,629	2	2,67	I	2,63	-	-
8	2,515	8	2,56	5	2,53	8	2,55
2	2,336	2	2,37	1	2,34	-	-
2	2,205	2	2,22	-	-	-	2,20
5	2,068	4	2,08	7	2,07	5	2,08
4	1,912	4	1,929	2	1,910	3	1,921
-	-	-	-	-	-	2	1,890
-	-	2	1,840	I	1,814	2	1,825
2	1,748	I	1,793	I	1,760	4	1,765
9	1,710	8	1,729	4	1,718	6	1,723
6	1,644	3	1,666	2	1,660	2	1,655
2	1,545	-	-	I	1,543	2	1,545
6	1,472	4	1,497	-	-	3	1,490
-	-	3	1,459	-	-	-	-
6	1,374	-	-	2	1,391	4	1,391
4	1,365	-	-	3	1,389	3	1,367
2	1,287	2	1,407	-	-	4	1,293
4	1,257	I	1,317	-	-	3	1,264
5	1,184	I	1,268	-	-	3	1,264
2	1,165	2	1,202	-	-	4	1,201
-	-	-	-	-	-	2	1,170
-	-	-	-	-	-	2	1,143
-	-	-	-	-	-	2	1,128
-	-	-	-	-	-	4	1,112
4	1,104	2	1,110	-	-	4	1,105
3	1,096	-	-	-	-	4	1,104
5	1,055	2	1,057	-	-	3	1,055
5	1,049	-	-	-	-	-	-
2	1,041	-	-	-	-	-	-
-	-	2	1,018	-	-	2	1,015

Аналитик Л.Н. Егорова. Условия съемки: Fe-излучение; I - 10 mA, V - 40 kV, камера РИД-57,3, экспозиция 10 ч.

При повышении щелочности среды она падает до 45,7 и 34,5% (анализы 295, 297) при значительном повышении роли цериевых земель. В цирколитах из аляскитовых гранитов и апогранитов главную роль играют церий, лантан и неодим, в то время как количество самария и европия остается неизменным (около 2%). В цирколите из лестиваритов и грейзенов лантан содержится в незначительном количестве; ведущая роль среди редких земель цериевой группы принадлежит церию, европию, неодиму и самарию. Среди р.э.э.

Таблица 22

Кристаллохимические формулы циртолитов из пород Суцано-Пержанской зоны

Но- мер ана- лиза	Порода	Zr	Hf	Ti	Mg	Ca	Fe ³⁺	Nb	Ta	Z	Si	Al	P	Fe ³⁺	Ti	Z	O	OH	Z	H ₂ O, %
290	Аляски- товый гранит	0,91	-	-	-	-	0,10	-	-	1,08	0,90	-	-	-	-	0,90	3,29	0,71	4,0	1,3
291	То же	0,87	-	0,01	0,01	0,02	0,04	-	-	0,95	0,96	0,03	-	-	-	0,99	3,63	0,36	3,99	-
294	Апогра- нит	0,89	0,03	0,02	-	-	0,03	-	-	0,97	0,93	0,05	-	-	-	0,98	3,70	0,30	4,00	2,5
293	То же	0,88	0,03	0,04	-	-	0,09	-	-	1,04	0,39	0,05	-	-	-	0,94	3,26	0,74	4,0	2,1
292	" "	0,30	0,03	0,04	0,02	0,01	0,11	-	-	1,01	0,83	0,13	0,01	-	-	0,97	3,43	0,57	4,0	3,3
296	Гранит- порфир пержан- ский	0,86	-	0,06	0,03	0,02	0,03	-	-	1,00	0,87	0,02	-	-	-	0,89	3,35	0,65	4,0	0,1
297	Перто- зит	0,85	-	0,02	0,01	0,02	0,03	-	-	0,93	1,0	0,07	-	-	0,01	1,08	3,86	0,14	4,0	2,92
298	Лести- варит	0,87	-	0,02	0,01	0,04	0,09	0,01	-	1,04	0,87	0,07	-	-	-	0,95	3,61	0,39	4,0	2,8
299	То же	0,85	-	0,04	0,02	0,01	0,09	-	-	1,01	0,88	0,07	-	-	-	0,95	3,42	0,58	4,0	3,0
300	" "	0,72	-	0,02	0,01	0,10	0,19	0,09	-	1,13	0,77	0,06	-	-	-	0,92	2,99	1,01	4,0	0,2
295	Сиенит- порфир	0,84	-	0,10	0,01	0,01	0,06	-	-	1,01	0,93	0,04	-	-	-	0,97	3,71	0,29	4,09	5,3
303	Грейзен кварц- муско- витовый	0,70	-	0,10	0,03	0,04	0,10	0,02	0,01	1,00	0,82	0,06	-	0,10	-	0,98	3,50	0,50	4,0	8,5
304	То же	0,79	-	0,12	0,02	0,04	0,07	-	-	1,04	0,80	0,02	-	-	0,02	0,84	3,30	0,70	4,0	5,3
302	" "	0,65	-	0,23	0,01	0,03	0,03	-	-	0,95	0,94	0,09	-	-	0,04	1,07	3,53	0,47	4,0	11,5
301	" "	0,56	-	0,12	0,02	0,03	0,11	-	-	0,85	1,08	0,02	-	-	-	1,1	3,68	0,32	4,0	6,5

Содержание гафния и циркония в цирколитах (Беспалько, Левковская, Орлова, 1974), %

Порода	Разновидность	Местонахождение				
			HfO ₂	ZrO ₂	$\frac{ZrO_2}{HfO_2}$	$\frac{Zr}{Hf}$
Аляскив- тый гра- нит	Красный	Дедово Озеро	1,3	63,9	49	42
	Розовый	с. Суцаны	1,3	55,7	45	40
	"	с. Юрово	2,0	51,8	30	23
	"	с. Сырница	1,3	56,1	45	37
	Среднее	-	1,5	56,5	42	35
Апогранит	Светло-розо- вый	с. Перга	2,4	53,8	22	19
	То же	То же	2,5	50,6	22	21
	Окварцован- ный	с. Рудня- Перганская	1,9	55,0	29	26
	То же	с. Перга	2,4	51,4	22	19
	Безлюдистый	То же	1,7	40,1	23	21
	С амазонитом	" "	2,4	48,0	20	17
	Биотитизиро- ванный	с. Рудня- Перганская	1,8	50,9	30	25
	Гранит-пор- фир	с. Перга	1,9	56,4	29	26
	Среднее	-	2,1	50,0	24	21
	Пертозит	Белый альби- тизированный	Суцано-Пер- жанская зона	2,3	53,2	24
То же		То же	3,1	55,1	18	16
Розовый		" "	2,4	51,2	21	19
"		" "	1,7	52,6	31	27
"		" "	2,1	54,1	25	22
Среднее		-	2,4	53,0	23	20
Снегит-пор- фир	Бостонит пор- фировидный	Ястребецкий участок	1,7	47,5	28	24
	Мелкозерни- стый	То же	1,6	42,8	27	23
	Среднее	-	1,7	45,1	28	27
Лестива- рит	Грейзенизи- рованный	Ястребецкий участок	2,9	50,3	17	15
	То же	То же	3,1	51,6	16	14
	" "	" "	3,0	56,4	18	16
	" "	" "	2,8	54,2	19	16
	Гематитизи- рованный	" "	2,5	55,8	22	19
	Альбитизиро- ванный и гем- атитизиро- ванный	" "	2,2	47,3	26	18
	То же	" "	2,8	47,7	17	15
	" "	" "	2,9	55,4	19	16
	Среднее	-	2,8	51,2	20	16
	Грейзен	Кварц-муско- витовый	Ястребецкий участок	3,2	55,3	17
То же		То же	2,9	46,9	16	14
" "		" "	3,5	47,8	14	13
" "		" "	3,2	55,3	17	15
Среднее		-	3,2	51,8	16	14

иттриевой подгруппы максимальные концентрации образуют иттрий, диспрозий, эрбий.

Содержание гафния в изученных цирколитах очень непостоянно (табл. 23). Оно значительно выше, чем в цирконе, что обуславливает понижение цирконий-гафниевого отношения. Наблюдается строгая приуроченность определенного содержания гафния и цирконий-гафниевого отношения к петрохимическим типам метасоматитов. Наиболее низкое содержание окиси гафния (1,3-2,0%) и высокое цирконий-гафниевоe отношение (37-42) характерны для цирколита из аляскитовых слабо альбитизированных гранитов.

В цирколите из пержанских апогранитов содержание окиси гафния повышается до 2,5%, цирконий-гафниевоe отношение снижается до 21, а в цирколите из альбитизированных редкометалльных пертозитов, залегающих в апогранитах, концентрация гафния повышается до 3,1%, цирконий-гафниевоe отношение колеблется от 16-20 в бипирамидальном цирколите до 27 - в призматическом. В цирколитах из гематитизированных, окварцованных и слабо грейзенизированных лестиваритов содержания Hf близки к таковым из пертозитов, но цирконий-гафниевоe отношение в них меньше (16), что связано с пониженным количеством циркония.

Максимальное содержание гафния (3,2%) и наиболее низкое цирконий-гафниевоe отношение (14) установлены в темно-сером бипирамидальном цирколите - хагаталите из кварц-мусковитовых грейзенов.

Приведенные данные показывают, что содержание гафния и цирконий-гафниевоe отношение в цирколите зависят от условий формирования пород и имеют индикаторное значение. Изменение концентрации гафния и значения цирконий-гафниевогo отношения зависят от режима кислотности - щелочности, определяющего подвижность циркония и гафния. По мере нарастания интенсивности кислотного выщелачивания происходит накопление гафния, как менее подвижного в этих условиях элемента (цирконий выносятся). При этом повышается степень изоморфного замещения в группе циркония и уменьшается роль последнего (до 0,56 форм. коэф.). Вместе с гафнием, как было показано, накапливаются редкие земли, железо и возрастает роль воды.

Содержание радиоактивных элементов в цирколите подвержено значительным колебаниям. Наиболее высокой радиоактивностью обладают буровато-желтые разности цирколита (2,4-4,3%)*, менее радиоактивны серовато-желтые (0,8-0,84%) и еще меньше красновато-бурые (0,57%). Радиоактивность обусловлена главным образом наличием тория (табл. 24).

* В процентах, эквивалентных U_3O_8 .

Оптические свойства циртолита из пород Сушано-Пержанской зоны (пониженное двупреломление, показатели преломления, наличие изотропизированных участков при высоком содержании радиоактивного элемента) указывают на метамиктное состояние минерала. Последнее подтверждается данными ИК-спектроскопии. ИК-спектры снимались на двухлучевом инфракрасном спектрометре типа UR - 10 в области призм KBr и $NaCl$ ($400-800\text{ см}^{-1}$). О метамиктном состоянии минерала свидетельствуют расплывчатые контуры в области полос поглощения с частотами 620 см^{-1} (рис. 12). Последнее характеризует степень метамиктности минерала в связи с деформационными колебаниями кремнекислородных тетраэдров. В области валентных колебаний (920 см^{-1}) полоса поглощения также расплывчата и смещена в сторону частот $920 - 1000\text{ см}^{-1}$.

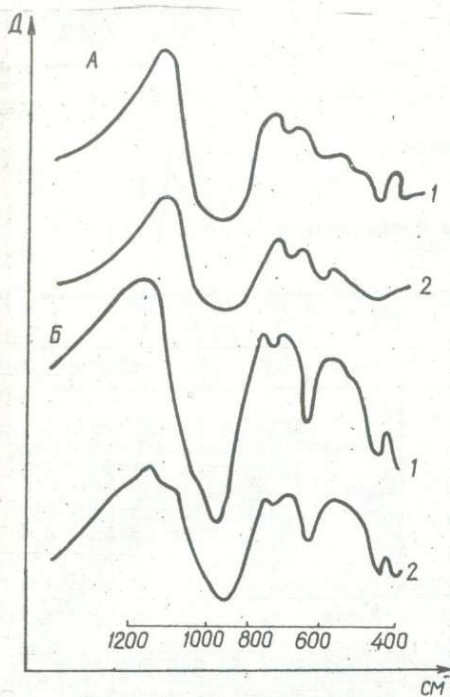


Рис. 12. ИК - спектры циртолита из пержанского гранита (аналитик А.Д. Кисленко):
А - до прокаливания,
Б - после прокаливания;
1 - серый циртолит, 2 - желтый циртолит.

переходе к кристаллическому в процессе нагревания.

Потери веса при прокаливании циртолита до $T = 950^{\circ}\text{C}$ приведены в табл. 25. Они связаны с потерей воды, содержащейся в минерале в

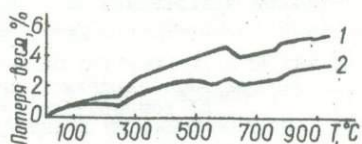


Рис. 13. Кривые потери веса циртолита из пержанского гранита. Пробы: 1 - 619; 2 - 620.

Прокаливание циртолита приводит к полному восстановлению его кристаллической структуры, поскольку инфракрасный спектр после прокаливания метамиктного циртолита полностью соответствует спектру кристаллического образца.

Кривые нагревания характеризуются экзотермическим эффектом при $T = 920^{\circ}\text{C}$, который, так же как и инфракрасные спектры, подтверждает первоначальное метамиктное состояние минерала и свидетельствует о

количестве 3,0–5,0%. Как видно из рис. 13, минерал теряет воду постепенно, это указывает на наличие в нем низкотемпературной адсорбционной и высокотемпературной кристаллизационной воды.

Т а б л и ц а 24
Радиоактивность циртолита, %

Проба	Цвет	Общая радиоактивность (эквивалентная U_3O_8)	U_3O_8	ThO_2
70/59 ^ж	Буровато-желтый	2,2	-	-
620 ^ж	"	4,3	-	-
84/56 ^{жж}	Серовато-желтый	0,84	-	-
619 ^ж	"	0,8	-	-
644 ^ж	Красно-бурый	0,57	Нет	0,57

^жРезультаты замеров α - дискриминационным методом на приборе "Бакеан" (С.В.Смирнов).

^{жж}Данные радиохимического анализа.

Т а б л и ц а 25

Потери веса циртолита при прокаливании до температуры 950°C

T°C	Проба		T°C	Проба	
	620	619		620	619
100	0,86	0,86	500	0,22	0,45
150	0,24	0,23	550	+0,18	+0,22
200	0,02	0,14	600	0,18	0,40
250	+0,16	0,09	650	+0,06	+0,58
300	0,65	0,97	700	0,10	0,30
350	0,23	0,58	750	0,30	0,28
400	0,10	0,46	800	0,25	0,50
450	0,13	0,35	950	0,36	0,70

Вопрос о вхождении воды в решетку циртолита до сих пор дискуссионный. Существуют мнения как об адсорбционной воде, захваченной минералом в процессе разрушения решетки (Ахманова, Деснова, 1961), так и о кристаллизационной, связанной в метамиктном минерале с ZrO_2 и SiO_2 (Костылева, 1946, Зюзин, 1964). Некоторые исследователи (Ершова, Рехарская, 1962) доказывают наличие в циртолите адсорбционной воды в изотропных участках и кристаллизационной - в анизотропных. Причем при разрушении структуры минерала кристаллизационная вода переходит в адсорбционную. Косвенным

доказательством наличия конституционной воды служит прямая зависимость между содержаниями в циртолите редких земель, фосфора и воды. Вхождение гидроксильных групп в анионный радикал, вероятно, компенсирует вместе с фосфором избыточный заряд в катионной части, вызванный замещением $Zr^{4+} \rightarrow Th^{3+}$. При расчете кристаллохимических формул кристаллизационная вода в виде гидроксильных групп вводится в анионную часть, а ее избыток выводится в свободную адсорбционную воду.

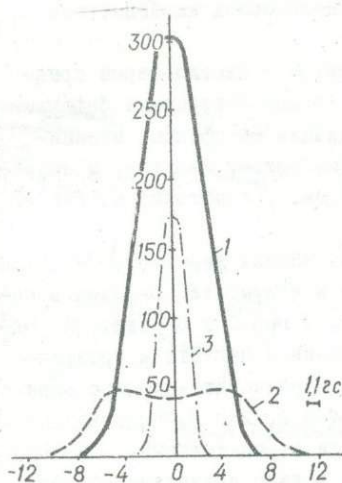


Рис. 14. Компоненты спектра протонного магнитного резонанса циртолита:
1 — гидроксиды; 2 — кристаллизационная вода; 3 — адсорбционная вода.

Характер вхождения воды в циртолит отражают также спектры протонного парамагнитного резонанса, свидетельствующие о наличии гидроксидов, кристаллизационной и адсорбционной воды (рис. 14).

Повышенные содержания в циртолите редких земель, радиоактивных элементов, фосфора и воды рассматриваются как результат его образования в определенных физико-химических условиях (Ферсман, 1939; Костылева, 1934, 1946, 1949; Рудовская, 1962) или как результат наложения метасоматических процессов (Жиров, 1952).

В изученных метасоматитах обычно наблюдается несколько морфологических типов циртолитов, связанных с определенными стадиями метасоматического процесса. Так, в пержанском граните короткопризматические кристаллы более ранние, о чем свидетельствует их ассоциация с биотитом; бипирамидальные кристаллы более поздние — связаны с наложенными щелочными процессами. Они нередко содержат включения призматического циртолита.

Метамиктный распад циртолита происходит после его образования под воздействием радиоактивных элементов, содержащихся в минерале в повышенном количестве. Причем, наиболее метамиктны циртолиты, связанные с поздними фазами метасоматического процесса (грейзенизацией).

Циртолиты кристаллизуются в постмагматических образованиях в условиях низких температур и давлений. Они чутко реагируют на

изменение режима кислотности — щелочности постмагматических процессов и могут служить индикаторами последних. Состав и свойства цирколитов зависят от состава метасоматитов. Наиболее существенные изменения состава цирколитов в ряду взаимно связанных формаций метасоматитов происходят по мере нарастания кислотности (альбитизация — окварцевание — грейзенизация).

Б а д д е л е и т

Бадделеит представляет собой двуокись циркония и является довольно редким акцессорным минералом. На Украине установлен в Северо-Западном Приазовье среди метасоматических карбонатитов и их кор выветривания.

Карбонатиты с акцессорным бадделеитом — светло-серые среднезернистые лейкократовые породы, по составу отвечающие бефорситам. Бадделеит в них находится в ассоциации со сфеном, монацитом, цирконом, колумбитом, баритом, сфалеритом, пиритом, молибденитом, пирротинном, ильменитом, магнетитом, гатчеттолитом, рутилом, анкилитом и др.

Бадделеит встречается в виде очень мелких зерен (0,07–0,3 мм). Образует включения в доломите, апатите и колумбите. Окрашен в коричневые (до буровато-коричневых) тона, в порошке бесцветный. Одной из его особенностей является совершенная чистота и прозрачность. Блеск алмазный. Под микроскопом коричневатобурый с едва заметным плеохроизмом в бурых тонах; $n = 2,12 - 2,20$; двусосный, с малым углом оптических осей; оптически отрицательный.

Очень часто бадделеит встречается в виде правильно образованных кристаллов. Наиболее распространены таблитчато-уплощенные формы (рис. 15, а – в), в которых грани призмы $\{100\}$ изменяются от удлинённых многоугольников до почти изометричных квадратов. Эти грани самые развитые и наиболее часто встречаются. Постоянно наблюдаются грани призмы $\{110\}$, но они менее развиты, чем $\{100\}$. Кристаллы венчаются гранями (001) , (031) , (011) , (101) , развитыми очень слабо. Грани (101) , (111) , (112) , (103) , (120) зачастую очень невыразительны, сглажены и придают кристаллам округлую форму.

Иногда встречаются довольно редкие для бадделеита сочетания форм. На рис. 15, г показан косо усечённый шестиугольный кристалл с хорошо развитыми гранями призм $\{101\}$, $\{110\}$ и $\{100\}$. Сочленение граней (100) и (101) по острому углу усечается слабо развитой гранью $(10\bar{2})$. Другой кристалл (рис. 15, д) напоминает собой неправильную наклонённую в одну сторону пирамиду, основанием которой является разносторонний шестиугольник. Сочленение некоторых граней пирамиды с основанием усечается слабо развитыми гранями. Ребра призмы очень сглажены, грани округлые и нечеткие.

Наличие сглаженных округлых граней вызвано, по-видимому, изменением бадделлита в процессе метасоматоза.

Результаты рентгеноструктурных исследований бадделлита (табл. 26) хорошо согласуются с эталонными данными (Михеев, 1967).

В коре выветривания карбонатитов бадделлит встречается в виде округлых или уплощенно-шестоватых, призматических зерен темно-серого, темно-коричневого, коричнево-бурого и темно-красного цветов. На границе зерна просвечивают красноватым оттенком, в тонких изломах прозрачны. По оптическим данным похож на бадделлит из коренных карбонатитов. В коре выветривания бадделлит ас-

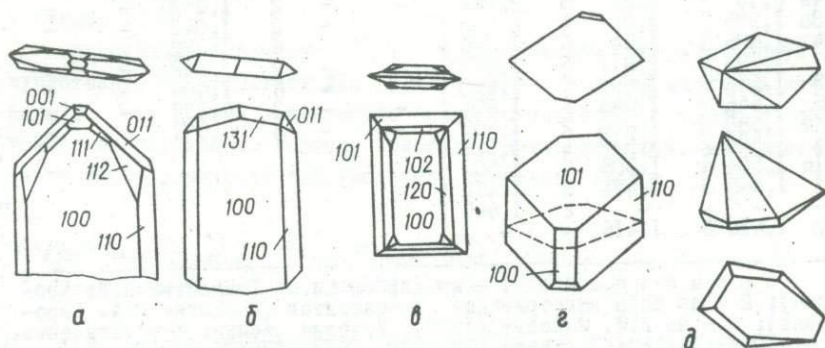


Рис. 15. Формы кристаллов бадделлита из карбонатитов и их проекции.

социирует с каолинитом, вудхаузитом, флоренситом, гематитом, кварцем, апатитом, ильменитом, колумбитом, роговой обманкой, марказитом, сидеритом, монацитом, цирконом, баритом, мартитом, хлоритом, ферсмитом, эшнитом.

Качественный химический состав бадделлита из коры выветривания определялся с помощью электронного зонда (РСМА) на рентгеновском микроанализаторе типа MAP-I в оптимальных условиях возбуждения рентгеновских спектров соответствующих серий. Минерал характеризуется преобладающим содержанием циркония и незначительным количеством гафния. В виде небольшой примеси содержатся ниобий и тантал. Бадделлит принято считать высокотемпературным минералом, который образуется в начальные этапы формирования карбонатитов или в гидротермальную стадию карбонатной дифференциации (Van Wambekke, 1971). В карбонатитах УЩ бадделлит образуется значительно позже начальной стадии карбонатизации, так как сами доломитовые карбонатиты более поздние по сравнению с кальцитовыми раз-

Рентгенометрическая характеристика бадделеита

1		2		3		1		2		3	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
4	3,69	7	3,71	3	3,667	-	-	2	1,323	-	-
3	3,46	5	3,52	-	-	-	-	5	1,264	-	-
10	3,12	10	3,14	10	3,159	-	-	2	1,243	-	-
-	-	1	3,01	-	-	-	-	3	1,158	-	-
9	2,81	9	2,84	8	2,826	-	-	3	1,152	-	-
5	2,58	7	2,62	6	2,611	-	-	1	1,128	-	-
2	2,51	3	2,53	4	2,535	-	-	4	1,101	-	-
-	-	1	2,32	3	2,329	-	-	3	1,090	-	-
4ш	2,18	7	2,20	5	2,201	-	-	2	1,052	-	-
3ш	1,995	5	2,00	4	2,003	-	-	2	1,042	-	-
4	1,836	5	1,84	6	1,845	-	-	6	1,032	-	-
7	1,793	8	1,817	6	1,807	-	-	2	1,012	-	-
3	1,682	6	1,690	5	1,690	-	-	6	1,006	-	-
6	1,646	7	1,648	5	1,654	-	-	3	0,997	-	-
1ш	1,588	2	1,600	2	1,607	-	-	4	0,991	-	-
4	1,533	6	1,543	4	1,538	-	-	-	-	-	-
1ш	1,504	4	1,505	3	1,507	-	-	-	-	-	-
1	1,468	5	1,474	3	1,472	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	2	1,447	-	-	-	-	-	-
2	1,416	5	1,416	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание: 1 - из карбонатитов (аналитик Л.Н. Егорова); 2 - из коры выветривания карбонатитов (аналитик Ю.А. Сиротенко); 3 - по В.И. Михееву (1957). Условия съемки: λe - излучение, I - 10мА, V - 40кВ, камера РКД-57,3, экспозиция 5 ч.

ностями. Таким образом, можно предполагать, что бадделеит образуется в широкой области температурных режимов.

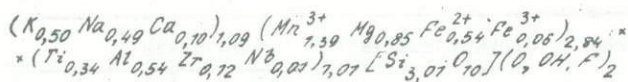
К у п л е т с к и т

Этот редкий минерал установлен А.А. Вальтером и Г.К. Еременко (1965) в мариуполитах Октябрьского массива. Он образует единичные радиальные выделения до 2-3 см в диаметре и находится в тесном срастании с лепидомеланом. В тонкопластинчатых кристаллах куплетскита наиболее развита грань (001) с совершенной спайностью по ней. Цвет невыветрелых зерен темно-коричневый, выветрелых - светло-коричневый. Минерал хрупкий со стекляннным блеском на плоскостях спайности. Твердость 230 кг/мм², плотность 3,36-3,45 г/см³.

Оптические характеристики: $n_g = 1,734 \pm 0,003$, $n_m = 1,702 \pm 0,003$, $n_p = 1,660$, $n_g - n_p = 0,074$; плоскость оптических осей перпендикулярна к спайности и параллельна удлинению кристаллов; $2V = -(79-85)^\circ$; плеохроизм по N_g - желтовато-коричневый, по N_m - коричневый, по N_p - красновато-коричневый.

Кривые нагревания слабо выветрелого образца свидетельствуют о том, что потеря низкотемпературной воды происходит при температуре 120°C, а гидроксильной воды и фтора — при 800–855°C. Рентгенограммы приазовского и описанного Е.И. Семеновым (1956) ловозерского куплетскитов сходны. Сравнимые минералы отличаются по химическому составу: в куплетските из мариуполитов Октябрьского массива меньше титана (в два раза) и марганца (в 1,2–1,5 раза) и больше магния, алюминия, щелочей и циркония. Дефицит марганца компенсируется магнием, а титана — частично цирконием, содержание которого составляет 3,10% (ZrO_2). Возможность указанных изоморфных замещений в астрофиллите — куплетските доказана Н.В. Беловым (1959), причем в первом случае марганец должен быть трехвалентным.

Сопоставление замеренной удельной магнитной восприимчивости куплетскита с расчетной для двух- и трехвалентного марганца показало, что первая значительно ближе по значению к случаю с трехвалентным марганцем. Поэтому кристаллохимическая формула куплетскита имеет следующий вид (Вальтер, Еременко, 1965):



А.А. Вальтер и Г.К. Еременко (1965) считают, что образование куплетскита происходило в позднюю гидротермальную стадию формирования жильных тел мариуполитов в условиях значительного обогащения постмагматических растворов марганцем и титаном за счет пироксенитов, с которыми мариуполиты имеют активные контакты. Кроме альбита, цеолитизированного нефелина, эгирина и лепидомелана куплетскит ассоциирует с акцессорными флюоритом, ринкитом и филлипситом.

МИНЕРАЛЫ НИОБИЯ И ТАНТАЛА

Первые сведения об акцессорных минералах ниобия и тантала на Украинском щите относятся к 1922 г., когда Г.П. Черником в пегматитах бассейна Случи были найдены отдельные зерна редкоземельных тантало-ниобатов — эвксенита, блонстрандина и самарскита. Ю.Ю. Юрк (1938, 1941) и Т.Е. Лапчик (1938) обнаружили акцессорные тантало-ниобаты в некоторых пегматитовых жилах Западного Приазовья.

В 1940 г. М.Н. Ивантишиным были установлены тантало-ниобаты в центральной части пегматитового поля, расположенного на западном контакте коростенских гранитов с габбро-лабрадоритовым комп-

лексом Волни (Ивантишин и др., 1957). В 1957 г. Ю.Г. Сорокин в южной части этого же пегматитового поля в камерных пегматитах обнаружил колумбит в ассоциации с топазом, аксессуарным бериллом, флюоритом, касситеритом, ильменитом.

Исследованиями последнего десятилетия не только значительно расширен круг регионов с редкометальным тантало-ниобиевым оруденением, но и выделены новые разнообразные геологические формации, несущие аксессуарную тантало-ниобиевую минерализацию.

Из 90 известных к настоящему времени минералов ниобия и тантала на Украинском щите установлены пирохлор, эльсвортит, ильменорутит, тапиолит, колумбит-танталит, приорит-бломстрандин, самарскит, эвксенит.

Согласно классификации А.И. Гинзбурга и С.А. Горжевской (1960), они относятся к шести структурным типам (табл. 27). Преобладают среди них минералы группы пирохлора и колумбита.

Т а б л и ц а 27

Классификация тантало-ниобатов Украинского щита

Подкласс	Сингония	Структурный тип	Минералы	
			Ниобий-танталовые	Танталовые
$A_2B_2X_7$	Кубическая	Пирохлора	Пирохлор, эльсвортит, приазовит	-
BB_2X_6	Тетрагональная	Ильменорутила	-	-
AB_2X_6	Тетрагональная	Тапиолита	-	Тапиолит
	Ромбическая	Колумбита	Колумбит	Танталит
	"	Приорит-бломстрандина	Приорит, приорит-бломстрандин, блومстрандин	-
	"	Самарскита	Самарскит, гидросамарскит, ампагабеит	-
	"	Эвксенита	Эвксенит	-

Пироклор

Встречается в Приазовье и на Волни. В нефелиновых сиенитах Приазовья акцессорный пироклор – самый распространенный тантало-ниобиевый минерал, с которым связано свыше 80% всего ниобия и тантала пород; в метасоматических образованиях Волни он крайне редок.

Распределение пироклора в щелочных породах Октябрьского массива (Приазовье) весьма неравномерное. Содержание его возрастает от щелочных сиенитов, фойнитов, щелочных пегматитов к сиенит-пегматитам, мариуполитам и альбититам. Наиболее распространены две разновидности пироклора: черно-бурая и медово-желтая. Обе они встречаются как в метамиктном, так и в кристаллическом состояниях. Черно-бурая разновидность характерна главным образом для контактово-метасоматических пород (полевошпат-слюдистых и сиенит-пегматитов); медово-желтая – для продуктов щелочного метасоматоза – фойнитов, мариуполитов, щелочных пегматитов и альбититов. При этом медово-желтая разновидность пироклора преобладает и встречается в виде мельчайших октаэдрических кристаллов размером 0,01–0,2 мм, очень редко до 1 мм. Плотность пироклора, вследствие различной степени изменения процессами гидратации, неодинакова и часто превышает 4,2 г/см³. Твердость медово-желтого пироклора в свежих образцах 592 кл/мм², в измененных значительно уменьшается. Удельная магнитная восприимчивость составляет $4 \cdot 15 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSE, что примерно в 15 раз выше, чем восприимчивость вишневогорского пироклора (Минеев, Резенкова, 1962). Последнее, очевидно, объясняется повышенным содержанием в них редких земель. Минерал изотропный, в шлифах бесцветный или с очень слабым зеленоватым оттенком. Показатель преломления высокий. Часто в шлифах слабо прозрачен при совершенно непрозрачной внешней каемке, что связано с вторичными его изменениями.

По данным С.А. Кашина и др. (1961), на дифференциальной кривой нагревания медово-желтого пироклора отмечается лишь незначительное понижение с минимумом при $T = 160-180^{\circ}\text{C}$, отвечающим выделению воды, что почти соответствует термограмме кристаллического пироклора. На дифференциальной диаграмме черно-бурого пироклора наблюдается низкотемпературный (150–200^oC) эффект, связанный с удалением воды, и экзотермический эффект с максимумом около $T = 700^{\circ}\text{C}$, что соответствует гачеттолиту.

В крупных зернах пироклора часто наблюдается концентрическая зональность, обусловленная чередованием темных и светлых участков. Как показали исследования Д.А. Минеева и Н.И. Резенковой (1962), подобная зональность объясняется неравномерным распределением в них радиоактивных элементов. Вокруг кристаллов, являющихся включениями в темноцветных минералах, образуются плеохроич-

ные дворики. Флюорит на контакте с пироксолом окрашивается в фиолетовый цвет.

Рентгеноструктурный анализ подтверждает метамиктное состояние пироксолов. Для непрокаленной медово-желтой разновидности $a_0 = 10,43 \pm 0,02 \text{ \AA}$, для прокаленной в течение двух часов при температуре 300°C $a_0 = 10,38 \pm 0,01 \text{ \AA}$. Черный пироксолов в непрокаленном состоянии рентгеноаморфен, а после прокаливания при тех же условиях $a_0 = 10,38 \pm 0,01 \text{ \AA}$.

На Воляни пироксолов приурочен к гематитизированным щелочным пегматитам и кварц-мусковитовым грейзенам, образовавшимся по щелочным сиенитам (Беспалько и др., 1971), где устанавливается также две разновидности пироксолов: красновато-бурая в пегматитах и серая в грейзенах. Бурый пироксолов встречается в виде сростков с флюоритом, железной слюдой, циртолитом и др. Иногда в пустотах пегматита он образует кубические кристаллы размером до 1-1,5 мм. Окраска его непостоянная и меняется от красновато-бурой до шоколадной. Части мелкие черные включения колумбита. Излом ровный до плоскоравнинного. Блеск матовый, а на свежем изломе стеклянный до смолистого. Пироксолов часто покрыт светло-бурыми и желтыми корочками. В естественном состоянии минерал рентгеноаморфен. После прокаливания в течение одного часа при $T=800^\circ\text{C}$ у различных образцов восстанавливается разное количество линий, что, вероятно, зависит от степени метамиктности.

Серый кристаллический пироксолов характерен для мусковитовых грейзенов; он ассоциирует с темно-серым ниобийсодержащим циртолитом (хагатолитом), ганитом, флюоритом, галенитом и др. Образует сростания с хагатолитом. Минерал пятнистый от оливково-серого до темно-серого почти черного цвета. Зерна неправильной формы, очень редки октаэдрические кристаллы. Мягкий, землистый. Блеск матовый, жирный. Рентгенографические исследования показывают, что минерал в естественном состоянии обладает кристаллической структурой, соответствующей пироксолов, которая становится более четкой после прокаливания при $T=900^\circ\text{C}$ (Беспалько и др., 1971).

Выделенные разновидности пироксолов отличаются и химическим составом (ан. 343-350). В черно-буром пироксолов из щелочных пород Приазовья по отдельным определениям содержание Ta_2O_5 колеблется от 9,4 до 21,4%; Nb_2O_5 - от 52,0 до 59,9%; $Nb_2O_5/Ta_2O_5 = 2,4-5,9$. В медово-желтом пироксолов содержание Ta_2O_5 составляет 2,27-3,69%, Nb_2O_5 - 49,26-59,9%; $Nb_2O_5/Ta_2O_5 = 14,2-21,7$. Медово-желтый пироксолов характеризуется повышенным содержанием редких земель (до 6,02%). Содержание UO_3 в пироксолов изменяется от 0,3 до 2,2%, составляя в среднем около 1%. Содержание ThO_2 колеблется от 0,5 до 2,0% и в среднем равно 1,5%.

При выветривании степень метамиктности пирохлора увеличивается. Кристаллы покрываются с поверхности белесыми пористыми корочками вторичных продуктов, представленных цеолитом, кальцитом и гидроксидными соединениями железа. Происходящие при этом изменения химического состава сводятся к выносу натрия, калия, кальция, редких земель и др., вследствие чего происходит накопление инертных железа и титана. Выносятся также тантал и часть ниобия.

Пирохлор из щелочных пегматитов Вольни (ан. 349, 350) имеет чрезвычайно сложный состав. Для него характерно необычайно высокое содержание Fe_2O_3 , ZrO_2 , MgO и CaO . Содержания основных компонентов Ta_2O_5 , Nb_2O_5 - подвержены значительным колебаниям. По составу редких земель пирохлор является существенно цериевым минералом с церий-неодимовыми максимумами; лишь бурый пирохлор содержит некоторое количество редкоземельных элементов иттриевой подгруппы.

Своеобразный минерал из группы пирохлора обнаружен в гранитных пегматитах Западного Приазовья и назван Ю. Ю. Юрком (1956а) приазовитом. В.С. Джунь (1963) на основании данных рентгеноструктурного анализа и химического состава считает возможным выделить приазовит в самостоятельный вид. Однако этот вопрос остается дискуссионным, и нами приазовит отнесен к группе пирохлора.

Э л ь с в о р т и т

Акцессорный эльсвортит обнаружен в одной из пегматитовых жил у с. Елисеевки в Западном Приазовье (Литовченко, Куц, 1972). Этот крайне редкий минерал встречен в зоне разнозернистого альбита и клевеландита вблизи кварц-микроклиновых блоков. Альбит около обособлений этого минерала разбит трещинами, выполненными мусковитом, а иногда бурными охрами сульфидов и радиоактивных минералов. Кроме него в зоне альбитизации встречены измененный гидратированный самарскит (ампангабит), приазовит, гранат и циртолит.

В естественном состоянии минерал рентгеноаморфен и только после прокаливании дает картину дифракции рентгеновских лучей, типичную для пирохлора. Размер элементарной ячейки эльсвортита $a_0 = 10,31 \text{ \AA}$. Морфологически эльсвортит представлен мономинеральными скоплениями гнездообразной формы (0,1-0,5 см) и жилками. Цвет буровато-желтый, реже черный. Блеск жирный, тусклый, на изломе алмазный. Излом раковистый, неровный. Твердость в среднем 412 кг/мм^2 . Минерал хрупкий. Плотность $3,75-3,58 \text{ г/см}^3$; диэлектрическая проницаемость 5,28; $n = 1,92-1,81$; pH суспензии эльсвортита 7,2. При скрещенных николях изотропный. Цвет его в отраженном свете светло-серый с голубоватым оттенком, отражательная спо-

способность 10,7. Внутренние рефлексии бурые. В минерале обнаружены более темные включения ильменорутила, количество которого увеличивается на сильно измененных участках. Этот процесс до некоторой степени уподобляется лейкоксенизации ильменита при выносе титана.

Химический состав эльвортита (ан. 35I) показывает, что минерал относится к титано-ниобиевой разности. Характерны соотношения Nb_2/O_3 $Ta_2/O_5 = 5,8$ и $CaO/U_2O_3 = 0,98$, позволившие отличить эльвортит от близких ему по составу минералов. Редкие земли представлены исключительно цериевой подгруппой.

Эльвортит, как и все минералы структурного типа пироклора, характеризуется дефицитом катионов группы А (1,07), а также значительным содержанием воды (10,5%). По дефициту катионов группы А он относится к дефицитным разностям (где А = 1,5-1,0):

Формула минерала $(Ca_{0,38} U_{0,68} Pb_{0,03} TR_{0,02})_{1,11} (Nb_{1,01} Ta_{0,18} Ti_{0,72} Fe_{0,77})_2 (O_{5,39} F_{0,04})_{5,43} \cdot nH_2O$.

Термические исследования показывают, что вода в этом минерале выделяется постепенно с максимумом при температуре 174-190°C. Дифференциальные кривые нагревания эльвортита характеризуются как эндотермическим эффектом с максимумом при T= 174-190°C, так и экзотермическим при T=712-740°C; последний связан с переходом минерала в кристаллическое состояние. В одном образце на кривой нагревания наблюдается второй экзотермический эффект при T=960°C, который связан с образованием новой фазы, возможно ильменорутила.

Тесная ассоциация эльвортита с альбитовым и мусковитовым замещающим комплексом указывает на то, что образование его происходило в относительно позднюю стадию пегматитового процесса.

И л ь м е н о р у т и л

Впервые этот минерал описал Ю.Ю. Юрк (1956), рассматривающий его как смесь ильменорутила и колумбита. Обнаружен в пегматитовых жилах Западного Приазовья (села Елисеевка и Долинское); в виде мелких включений наблюдался в сильно измененных участках эльвортита. Ильменорутил обнаружен в микроклине и кварце пегматитовой зоны в ассоциации с мусковитом, шерлом, колумбитом, а также в зоне альбитизации с эльвортитом.

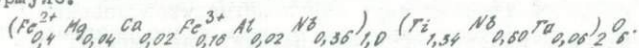
Кристаллическая структура ильменорутила аналогична кристаллической структуре обычного рутила с небольшим увеличением параметров элементарной ячейки: $a_0 = 4,54-4,58 \text{ \AA}$; $c_0 = 2,97-2,99 \text{ \AA}$. Образует призматические кристаллы, а также встречается в виде мелких включений неправильной формы. Размер кристаллов 2-3 мм. Хорошо развиты формы {100}, {110}, {111} и {101}.

Цвет бурый, буровато-черный. Черта буровато-серая. Твердость 930-900 кг/мм². Обычно не прозрачен. Блеск металлический. Плот-

ность 5,38 г/см³. Показатель преломления 2,33. Одноосный, оптически положительный. Минерал анизотропный, отражательная способность 20,5. Под микроскопом в аншлифе окраска буровато-серая. Внутренние рефлексии бурые.

Химический состав ильменорутила (ан. 358) показывает, что наряду с ниобием он содержит тантал, количество которого составляет 3,2%, а суммарное содержание $(Nb, Ta)_2O_5$ равно 46,70%. Количество TiO_2 несколько занижено по сравнению с ильменорутилами Норвегии, Ильменских гор, Италии, Западной Африки - 36,24%.

Расчет по зарядам приводит к следующей кристаллохимической формуле:



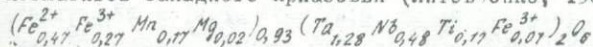
Тапиолит

Впервые на Украине тапиолит установлен Е.И. Литовченко (1966) в дифференцированных зональных пегматитах Западного Приазовья. Вторая находка этого минерала связана с пегматитами альбит-сподуменового типа восточной части Украинского щита (Лавриненко, Розанов, Розенберг, 1971).

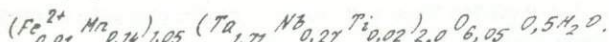
В первом районе выделения тапиолита (до 2 см в поперечнике) приурочены к альбитизированным участкам пегматита. Кристаллы призматического габитуса и таблитчатого облика ограничены неполностью. Тонкопризматические зерна образуют лучистые агрегаты. На гранях кристаллов иногда отмечается продольная штриховка. Цвет черный, блеск полуметаллический, излом неровный, редко раковистый. Плотность 7,49 г/см³; твердость 765 кг/мм². Минерал одноосный, положительный, $n_e = 2,47$, $n_p = 2,35$ (Литовченко, 1966).

В пегматитах альбит-сподуменового типа с нечетко выраженной зональностью тапиолит встречен в мусковит-кварц-альбитовой зоне. Он образует агрегатные скопления (0,2-10 см) и, реже, кристаллы без четко выраженных кристаллографических форм. Цвет черный, а у зерен, покрытых с поверхности пленками и корками, бурый. Блеск полуметаллический, полуматовый, излом полураковистый. Плотность 7,48 г/см³. Дебаеграмма тапиолита идентична с эталонной (Лавриненко, Розанов, Розенберг, 1971).

По химическому составу тапиолит - танталат железа, в котором тантал изоморфно замещается ниобием и титаном, а железо - марганцем. Наиболее значимым является замещение тантала ниобием (до 14,69% Nb_2O_5); роль марганца в изученных образцах менее существенна. Это видно из кристаллохимических формул тапиолита пегматитов Западного Приазовья (Литовченко, 1966):



и альбит-сподуменовых пегматитов (Лавриненко, Розанов, Розенберг, 1971)*:



Из второстепенных элементов в тапиолите из пегматитов Западного Приазовья необходимо отметить акцессорный уран (0,28% U_3O_8), редкие земли (0,16% Ta_2O_3), молибден (0,1%), цирконий (0,1%), бериллий (0,001%), а также кремний и др. Это частично вызвано тем, что анализировался не чистый минерал, а образец с примесями альбита, кварца и приазовита, которые корродируют зерна тапиолита или развиваются по нему (Литовченко, 1966).

Тапиолит из рассмотренных двух типов пегматитов ассоциирует с такими редкими акцессорными минералами, как берилл, колумбит-танталит и, в случае литиевых пегматитов, — со сподуменом и лепидолитом.

К о л у м б и т - т а н т а л и т

Минералы группы колумбита — танталита развиты преимущественно в Приазовье и на Волыни в пегматитах, измененных постмагматическими процессами, гранитах и в разнообразных типах метасоматитов.

В пегматитах Приазовья минералы этой группы встречаются только в отдельных телах с наиболее полно проявленной вещественной дифференциацией. Он приурочен к зонам с блоковой структурой, контактам микроклина и кварца, альбититовым оторочкам вокруг блоков кварца и трещинам в кварце. Гнездообразные скопления этих минералов находятся непосредственно в разнотельной альбитовой зоне, где они сильно корродированы мелкозернистым сахаровидным альбитом.

На Волыни колумбит установлен в центральной части пегматитового поля на западном контакте коростенских гранитов с габробралабораторитовым массивом Волыни (Ивантишин и др., 1957) и в отдельных телах камерных пегматитов с зональным строением (Павлишин, Марченко, 1969).

Породы метасоматического генезиса с минералами группы колумбита — танталита в Приазовье слагают три разобщенных гранитных массива — Каменноугольский, Екатериновский и Стародубовский. Граниты этих массивов подверглись интенсивному воздействию процессов метасоматоза, среди которых преобладали альбитизация, мусковитизация и грейзенизация. Сильное развитие последнего процесса привело к образованию не только грейзенизированных гранитов, но в некоторых случаях и чистых грейзенов. Содержание этих минералов в породах указанных выше массивов составляет около 100 г/т, иногда

*Химический состав (в %): Ta_2O_5 — 74,59; Nb_2O_5 — 7,16; FeO — 12,98; MnO — 1,39; TiO_2 — 0,31; MgO — 0,15; SnO_2 — 0,46; SiO_2 — 1,31; CaO — 0,17; H_2O^+ — 0,90.

достигая 400–600 г/т. Максимальное их содержание приурочено к породам с наиболее интенсивным развитием высокотемпературных постмагматических процессов – биотитизации, альбитизации и грейзенизации.

В метасоматитах Волыни колумбит приурочен преимущественно к грейзенизированным и альбитизированным гранитам и сопровождающим их породам – гранит-порфирам и кварцевым жилам (Беспалько и др., 1971). Распределен весьма неравномерно, скапливаясь главным образом на участках грейзенизации и окварцевания. При этом, несмотря на относительно высокое содержание ниобия в породе (0,02–0,04%), колумбит обнаруживается далеко не всегда. Это, вероятно, обусловлено очень малыми размерами его зерен и сростанием их с другими минералами, в частности циртолитом, касситеритом и биотитом.

Акцессорные колумбиты из пегматитов и метасоматитов различаются как морфологией, так и химическим составом. В пегматитах Приазовья минералы группы колумбитов – танталитов образуют крупные выделения и изредка кристаллы. Наиболее часто они встречаются в виде пластинчатых выделений длиной до 2 см, реже в виде плотных гнездообразных скоплений до 20 см в диаметре. Кристаллы и обломки кристаллов встречаются очень редко. Обычно танталит обладает более четкими кристаллографическими формами по сравнению с колумбитом.

Колумбиты – танталиты образуют кристаллы призматического габитуса с хорошо развитыми гранями пинакоидов, бипирамид и слабо развитыми гранями призм. Для мелких кристаллов характерна таблитчатая форма. Реже встречаются сильно измененные, "изъеденные" альбитом кристаллы. На отдельных крупных кристаллах наблюдается тонкая штриховка, представляющая собой мелкие ступенчатые нарастания граней.

Цвет серовато-черный, черный, железно-черный; после прокаливания буровато-черный. Блеск перламутровый, металлический. Минерал хрупкий с неровным изломом. Твердость колумбита 712–800 кг/мм², колумбит-танталита – 812–900 кг/мм² и танталита до 920 кг/мм². Плотность также изменяется в зависимости от химического состава. В колумбитах из пегматитов она колеблется от 5,21 до 5,72 г/см³; в колумбит-танталитах и танталитах – от 6,17 до 6,51 г/см³. Диэлектрическая проницаемость колумбита 12,2, колумбит-танталита и танталита – 10,2 – 12,2. Показатели преломления очень высокие: у колумбита 2,44, у танталита – 2,42. Минерал двуосный, отрицательный. Отражательная способность: у колумбита $R_g = 18,2$, $R_p = 15,8$, у танталита $R_g = 17,5$, $R_p = 14,6$. Эффекты анизотропии слабые, погасание прямое. Внутренние рефлексы красновато-бурные и наблюдаются не

во всех образцах. Части прорастания колумбит-танталита приазовитом, реже самарскитом. Размер элементарной ячейки колумбит-танталита из пегматитов Приазовья изменяется от $a_0 = 5,70$, $b_0 = 14,22$, $c_0 = 5,19$ до $a_0 = 5,68$, $b_0 = 14,08$, $c_0 = 5,27$ Å. Небольшое уменьшение элементарной ячейки, возможно, связано с наличием в минерале трехвалентного марганца. Установлено отклонение от стехиометрии в колумбитовой структуре, что может быть обусловлено заполнением позиций А катионами Fe и Mn (Горжевская, Сидоренко, 1964).

Расшифровка рентгенограммы тантало-ниобата из пегматитов Сорокинской зоны (табл. 28, ан. 364) полностью соответствует стандартной рентгенограмме колумбита (ХРДС, 1959).

Колумбит из камерных пегматитов коростенского комплекса представлен пластинчатыми, иногда изометричными образованиями размером до 3 мм. Плотность $5,0$ г/см³, твердость 69I-7I9 кг/мм².

В альбитизированных и грейзенизированных гранитах Приазовья и Волны колумбит встречается в виде очень мелких зерен.

В первом районе колумбит чаще всего представлен мелкими удлиненно-пластинчатыми кристаллами черного цвета с металлическим блеском. По широким уплощенным граням призмы (001) нередко наблюдается продольная штриховка. Рентгеноструктурное изучение полностью подтверждает принадлежность этого минерала к колумбиту (табл. 28, ан. 365, 369).

В метасоматитах Волны колумбит образует неправильные ямчатые зерна, иногда толстотаблитчатые кристаллы черного цвета с сильным полуметаллическим блеском на свежем изломе. В тонких осколках просвечивает красноватым оттенком. Часто покрыт желтыми охристыми корочками. Рентгенографическое изучение указывает на высокую степень кристалличности минерала (Беспалько и др., 1971).

По химическому составу минералы группы колумбита - танталит являются танталатами и ниобатами железа и марганца. Химический состав колумбита из пегматитов Приазовья (ан. 360-365) характеризуется высоким содержанием Ta_2O_5 (11-14%). Содержание Nb_2O_5 51-64,7%. Ниобий-танталовое отношение составляет 4,50-4,80.

По содержанию тантала некоторые разности приближаются к промежуточному типу - колумбит-танталиту (ан. 375, 376). Количество Ta_2O_5 в них возрастает до 31,70% при понижающейся роли ниобия. Соответственно ниобий-танталовое отношение резко уменьшается до 1,3. При дальнейшем увеличении количества тантала появляется крайний член ряда - танталит (ан. 377-384). Содержание Ta_2O_5 в нем колеблется от 36,5 до 60,2%, находясь в равных количествах с ниобием или резко преобладая над ним. Ниобий-танталовое отношение в данном случае уменьшается до 0,92-0,18. Понижение этого отноше-

Рентгенометрическая характеристика тантало-ниобатов

Ан. 369*		Ан. 365*		Ан. 364**		Эталон (ХРДС, 1959)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
-	-	3	8,300	-	-	10	7, II
-	-	1	5,149	-	-	-	-
-	-	-	-	I	4,05	-	-
4	3,648	-	-	5	3,67	90	3,66
-	-	6	3,596	-	-	10	3,57
2	3,256	2	3,267	5	3,29	-	-
10	2,948	10	2,925	10	2,97	100	2,97
-	-	2	2,819	-	-	30	2,86
-	-	4	2,514	2	2,57	30	2,54
3	2,498	4	2,514	3	2,50	40	2,49
-	-	4	2,457	-	-	-	-
-	-	2	2,388	2	2,40	50	2,38
2	2,209	4	2,187	-	-	20	2,21
3	2,087	5	2,066	7	2,09	30	2,09
4	1,897	2	1,936	4ш	1,907	30	1,907
-	-	6	1,878	-	-	30	1,833
2	1,817	4	1,810	2	1,820	10	1,799
4	1,762	6	1,760	5	1,784	70	1,774
-	-	-	-	5	1,746	40	1,740
6	1,729	-	-	7	1,725	90	1,724
8	1,714	8	1,708	-	-	-	-
2	1,600	2	1,591	3ш	1,618	-	-
4	1,503	6	1,527	7	1,548	50	1,541
2	1,478	2	1,469	3	1,490	20	1,488
10	1,450	8	1,445	10ш	1,470	70	1,461
2	1,371	4	1,366	3	1,384	20	1,379
				2	1,316	20	1,312
				3ш	1,247	20	1,247
				3	1,224	20	1,222
				4	1,194	20	1,193
				4	1,138	20	1,137
				2	1,126	10	1,123
				6ш	1,100	20	1,102
				2	1,088	10	1,089
				2ш	1,074	10	1,076
				2ш	1,048	-	-
				4ш	1,036	10	1,035
				4ш	1,020	10	1,022
				5ш	0,994	20	0,995

* Аналитик Г.К. Гутниченко. Условия съемки: Fe-излучение, I - 12mA, V - 45kV, камера РКД-57,3; экспозиция 1 ч.

** Аналитик Л.Н. Егорова. Условия съемки: Fe-излучение; I - 10mA, V - 40kV, камера РКД-57,3, экспозиция 5 ч.

ния в колумбит-танталите из пегматитов объясняется преимущественным накоплением тантала по сравнению с ниобием. О повышающейся роли тантала свидетельствуют кристаллохимические формулы минералов (табл. 29), а также атомные соотношения ниобия, тантала и титана, представленные на диаграмме (рис. 16).

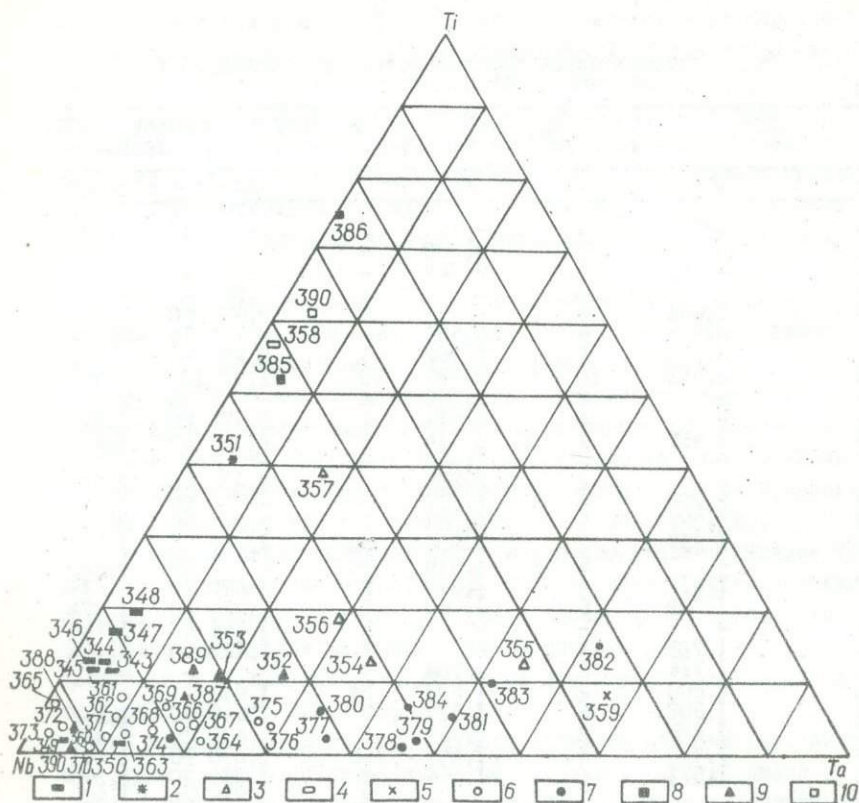


Рис. 16. Соотношение атомных количеств (%) ведущих катионов группы В (Nb , Ta , Ti) в тантало-ниобатах Ущ: 1 - пирохлор; 2 - эльсвортит; 3 - приазовит; 4 - ильменорутил; 5 - тапиолит; 6 - колумбит; 7 - танталит; 8 - приорит-бломстрандин; 9 - самарскит и ампангабейт; 10 - эвксенит.

Количества катионов в колумбитах - танталитах, пересчитанные на анионы кислорода, представлены в табл. 29. Содержание TiO_2 колеблется от 0,32 до 5,42% и только в титансодержащем колумбите оно повышается до 6,78%. Для исследуемых минералов характерно преобладание закисного железа над окисным: среднее содержание FeO - 9,95, Fe_2O_3 - 1,23%, отношение FeO/Fe_2O_3 в среднем составляет 5,0. Содержание окиси марганца колеблется от 3,58 до 7,82, повышаясь в одном образце до 12,09%. Постоянное наличие SiO_2 обусловлено загрязнением.

Аксессуарный колумбит из пегматитов р. Берды (ан. 364) по химическим особенностям совершенно идентичен колумбиту ранее

Таблица 29

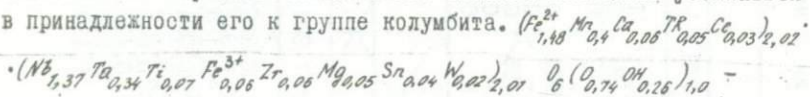
Количество катионов в колумбитах - танталитах (пересчет на 6 атомов кислорода)

Элемент	Анализ										
	360	361	362	363	364	365	366	368	369	370	371
<i>Nb</i>	1,718	1,594	1,650	1,700	1,541	1,450	1,848	1,681	1,348	1,810	1,741
<i>Ta</i>	1,184	0,172	0,185	0,240	0,421	0,337	0,013	0,281	0,283	0,168	0,202
<i>Ti</i>	0,035	0,292	0,092	0,006	0,034	0,071	0,155	0,037	0,105	0,014	0,039
<i>Fe³⁺</i>	-	-	0,071	0,100	0,045	0,075	0,013	-	-	-	-
<i>Fe²⁺</i>	0,452	0,530	0,505	0,500	0,549	0,785	0,423	0,571	0,103	0,775	0,868
<i>Al</i>	0,035	0,014	0,028	-	0,060	0,030	-	-	0,126	0,008	-
<i>Mn</i>	0,604	0,378	0,341	0,400	0,267	0,358	0,474	0,435	0,074	0,203	0,151
<i>Mg</i>	0,042	0,017	0,057	-	0,041	0,037	0,074	-	0,025	0,017	0,022
<i>Ca</i>	0,018	-	0,164	-	-	-	-	-	0,032	0,014	0,018

Элемент	Анализ											
	372	373	375	376	377	378	379	380	381	382	383	384
<i>Nb</i>	1,860	1,867	1,290	1,361	1,10	1,06	1,02	1,161	0,873	0,452	0,744	0,880
<i>Ta</i>	0,082	0,048	0,500	0,563	0,90	0,88	0,92	0,651	0,942	1,230	0,987	0,750
<i>Ti</i>	0,089	0,055	0,099	0,078	-	0,01	0,05	0,114	0,109	0,307	0,194	0,116
<i>Fe³⁺</i>	-	0,035	0,107	-	0,20	-	-	0,024	0,034	-	0,152	0,120
<i>Fe²⁺</i>	0,852	0,796	0,576	0,875	0,41	0,62	0,68	0,619	0,466	0,802	0,434	0,610
<i>Al</i>	-	-	0,146	-	-	0,02	0,03	-	0,042	0,009	0,042	0,160
<i>Mn</i>	0,068	0,169	0,269	0,144	0,32	0,48	0,31	0,388	0,433	0,231	0,350	0,168
<i>Mg</i>	0,010	0,035	0,050	0,012	-	-	0,03	0,067	0,042	0,072	0,051	0,088
<i>Ca</i>	0,014	-	0,054	0,039	-	-	-	0,082	0,180	0,045	0,156	0,008

описанных пегматитов, не считая несколько пониженного содержания марганца; $Nb/Ta = 1,88$.

Специфической особенностью обладает крайний ниобиевый член группы колумбита – танталита из камерных пегматитов Коростенского плутона (Павлишин, Марченко, 1969). Для него характерно (ан. 366) резкое преобладание ниобия над танталом ($Nb/Ta = 59,3$). М.Н. Ивантишин (1960) описал тантало-ниобат из пегматитов этого же плутона, отличающийся высоким содержанием железа (20,96% FeO) и редких земель (1,65%, ан. 367). Спектрально в нем установлены стронций, скандий, молибден и олово. Этот тантало-ниобат рассматривается автором как колумбит с общей формулой $A_2B_2X_6$. Однако дополнительные пересчеты химического анализа позволяют усомниться в принадлежности его к группе колумбита.



кристаллохимическая формула, рассчитанная по методу Л.С. Бородина и И.И. Назаренко (1957), соответствует стехиометрической формуле $A_2B_2X_7$, что позволяет относить этот тантало-ниобат к группе кубических типа пироклора – микролита.

Химический состав колумбит – танталита из метасоматически измененных гранитов Приазовья имеет некоторые отличительные черты. Общей тенденцией является резкое увеличение содержания закисного железа при совершенно незначительной роли окисного. При этом количество FeO достигает иногда 19,71%, а суммарное количество железа – 23%. Вторая особенность по сравнению с колумбит-танталитом из пегматитов – это резкое понижение роли марганца.

Колумбит из зоны биотитизации гранитов Екатериновского массива (ан. 368), а также из мелкозернистых биотитовых гранитов (микроклин-альбит-биотитовых апогранитов) характеризуется высоким тантало-ниобиевым отношением (3,5), наличием вольфрама, высоким содержанием марганца и низким – железа. Аксессуарный колумбит из мелкозернистых биотитовых и биотит-альбит-микроклиновых разностей апогранитов Каменных Моги (ан. 369) отличается от предыдущего высоким содержанием окисного железа.

В кварц-мусковитовых грейзенах этого массива резко возрастает роль тантала, что приводит к образованию танталита (ан. 384). Для него характерно значительное уменьшение содержания железа и наличие вольфрама.

Преобладание в метасоматически измененных разностях гранитов с интенсивными процессами альбитизации и грейзенизации танталита над колумбитом свидетельствует о частичном разделении ниобия и тантала на более поздних стадиях метасоматического процесса.

Для колумбита из пород Стародубовского массива (ан. 370-373, 376) общей тенденцией является высокое содержание железа. Ниобий-танталовое отношение колеблется от 5,2 до 23,6. В мусковит-биотитовом гранате с высоким содержанием мусковита (2-2,5%) встречается колумбит-танталит, в котором это отношение уменьшается до 1,4. Однако ни в одной из разновидностей пород этого массива не был встречен собственно танталит.

Сравнивая развитие постмагматических процессов во всех трех массивах можно заключить, что в гранитах Стародубовского массива преобладала щелочная стадия метасоматоза, в то время как в двух других массивах сильнее проявилась кислотная стадия - грейзенизация, по-видимому, способствовавшая накоплению тантала.

По химическому составу колумбит (ан. 374) из метасоматитов Волныи (Беспалько и др., 1971) приближается к таковому из метасоматитов Приазовья (ан. 373). Он также характеризуется высоким содержанием закисного железа ($17,26\% \text{ FeO}$) и преобладанием ниобия над танталом; $\text{Nb/Ta} = 2,4$. Спектрально в нем установлены примеси циркония, олова, свинца, никеля, кобальта, меди, иттрия и лантана.

Минералы группы колумбита - танталита в пегматитах Приазовья находятся в тесной парагенетической ассоциации с некоторыми другими редкометальными и акцессорными минералами, такими как берилл, сподумен, циртолит, турмалин, топаз, рутил, ильменорутил, монацит и др. Из породообразующих минералов колумбит обычно ассоциирует с альбитом, микроклином, кварцем и мусковитом. Колумбит-танталит в пегматитах Приазовья пространственно связан с более поздним кварцем, альбитом, клевеландитом и поздним мусковитом. Кроме того, он замещается приазовитом. Танталит встречается в пегматитах несколько реже, чем колумбит, хотя находится совместно с последним и характеризуется тем же парагенезисом.

Колумбит из камерных пегматитов Коростенского плутона ассоциирует с бериллом, флюоритом, касситеритом, топазом, молибденитом и др. Генетически он приурочен к участкам альбитизации, вследствие чего его генезис рассматривается как метасоматический. Температура образования $330-360^{\circ}\text{C}$ (Павлишин, Марченко, 1969). Иногда колумбит встречается в виде включений в топазе.

В метасоматически измененных гранитах образование колумбит-танталита связано с постмагматическими процессами - биотитизацией, альбитизацией и грейзенизацией. Помимо привноса ниобия и тантала в виде фторокомплексов, происходит также перераспределение их в процессе метасоматической переработки первичных минералов пород. При этом ниобий и тантал частично высвобождаются из обогащенных

ими темноцветных минералов. О связи образования колумбита и танталита с фторовым метасоматозом свидетельствует тесная парагенетическая ассоциация их с флюоритом.

Приорит — блонстрандин

Минералы группы приорита — блонстрандина наблюдаются в мусковитовых пегматитах р. Случи (Черник, 1922) и Приазовья.

В пегматитах Приазовья приорит локализуется в кварце пегматоидной зоны и в кварцевом ядре, где совместно с чешуйчатым биотитом выполняет трещины и образует тонкие прожилки мощностью до 8 мм. Иногда встречаются мелкие гнездообразные скопления (около 3 см) этого минерала в кварце или единичные зерна в позднем мелкозернистом альбите.

Цвет изменяется от темно- до красновато-коричневого и бурого. При длительном прокаливании минерал светлеет и приобретает фарфоровидный блеск. Блеск стеклянный, реже жирный. Излом раковистый. Твердость 750 кг/мм². Плотность 4,58 — 4,96 г/см³. Диэлектрическая проницаемость 4,32; pH суспензии 7,1. Показатель преломления изменяется от 2,16 у более светлых до 2,42 — у темных разностей. Коэффициент зависимости показателя преломления и плотности 0,25. Отражательная способность 17,1; внутренние рефлексы бурные.

Рентгеноструктурные исследования показали, что приорит рентгеноаморфен. При температуре 600°C восстанавливает кристаллическую структуру и при этом появляется дифракционная картина, соответствующая приориту; $a_0 = 5,17 \text{ \AA}$. При прокаливании до $T=1000^\circ\text{C}$ четко проявляется отражение кубической фазы: $d/a = 2,80; 2,56; 2,015; 1,704; 1,547; 1,181; 1,149; 1,051 \text{ \AA}$, $a_0 = 10,34 \text{ \AA}$ (табл. 30).

Под микроскопом в проходящем свете изотропный, светло-желтый. В отраженном свете слегка кремовато-серый. На отдельных участках минерал слабо анизотропен. Обнаружены мелкие включения магнетита.

Минеральная разновидность из пегматитов Приазовья (ан. 385) характеризуется преобладанием Nb_2O_5 над TiO_2 и приближается к приориту. Содержание Nb_2O_5 составляет 28,89%, TiO_2 20,46%, Ta_2O_5 6,21%. Минерал содержит трехвалентное железо, алюминий (больше 1%) и следы кремнезема. В группу А входят редкоземельные элементы, представленные иттриевой подгруппой ($Y_2O_3 = 24,95\%$) и небольшим количеством редких земель цериевой подгруппы ($Ce_2O_3 = 1,12\%$). Содержание окислов урана и тория составляет 5,01 и 1,58% соответственно. Отмечается наличие свинца, кальция и магния. Кристаллохимическая формула:

(Y_{0,8} Ce_{0,02} Ca_{0,19} Mg_{0,04} U_{0,05} Th_{0,02} Pb_{0,03} 2,16 (Nb_{0,79} Ta_{1,10} Ti_{0,92} Fe_{0,05} Al_{0,11})_{2,00} 2,39 2,04 H₂O

Кривые обезвоживания показывают, что вода выделяется в интервале T=200 - 800°C. Максимальное ее количество удаляется при температуре 300 - 600°C.

Минерал этой группы, встречаемый в пегматитах р. Случи (ан. 386) характеризуется резким преобладанием Nb₂O₅ (18,13%) над Ta₂O₅ (0,62%) и TiO₂ (32,75%) над Nb₂O₅. Особенностью его химического состава является высокое содержание редких земель с преобладанием иттриевой подгруппы, а также тория и урана. Железо играет незначительную роль. Кристаллохимическая формула:

(Y_{0,74} Ca_{0,74} Th_{0,71} Fe²⁺_{0,09} U_{0,05} Ce_{0,04} Na_{0,02} Mg_{0,02} K_{0,01} Mg_{0,01})_{1,23} (Ti_{1,50} Nb_{0,49} Ta_{0,01})_{2,00}

Эти особенности химического состава позволяют отнести описанный минерал к блонстрандину.

Приорит встречен в Приазовье только в поздних пегматоидных блоковых зонах, зонах альбитизации и по трещинам на различных участках пегматитов, что свидетельствует в пользу более позднего образования этого минерала.

Т а б л и ц а 30

Рентгенометрическая характеристика приорита, прокаленного при температуре 600 и 1000°C

600°C		1000°C		600°C		1000°C	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
I	5,400	I	5,400	3	I,765	3	I,765
2	4,290	2	4,280	-	-	3	I,704
1	3,890	2	3,890	7	I,672	8	I,673
1	3,300	2	3,300	-	-	5	I,546
4	3,250	5	3,260	9	I,548	7	I,547*
3	3,010	4	3,010	1	I,516	2	I,515
9	2,960	10	2,970	8	I,500	9	I,501
9	2,870	4	2,800*	2	I,280	3	I,280
1	2,615	2	2,615	-	-	4	I,181*
1	2,560	5	2,560*	-	-	6	I,163
1	2,406	2	2,406	-	-	3	I,149
1	2,184	1	2,185	-	-	4	I,124
6	2,015	6	2,016	1	I,102	1	I,102
-	-	2	2,008	1	I,092	1	I,093
4	I,932	5	I,983	-	-	1	I,082
8	I,836	9	I,836	4	I,066	6	I,067
-	-	7	I,815*	5	I,050*	6	I,051*
				4	I,040	4	I,038
				4	I,030	5	I,029
				2	I,005	1	I,005
				5	0,990	6ш	0,990

* Отражение кубической фазы с $a_0 = 10,31 \text{ \AA}$. Аналитик Г.А. Сидоренко. Условия съемки: Fe-излучение, I - 12 mA, V - 35 kV, камера PKD-57,3, экспозиция 5 ч.

С а м а р с к и т

Впервые аксессуарный самарскит из пегматитов Западного Приазовья был описан Г.П. Барсановым (1945). Как и большинство минералов редких элементов, он чаще всего встречается в крупно-блоковой зоне пегматитов, располагаясь в альбитизированном микроклине на границе с кварцевыми обособлениями и непосредственно в кварце, образуя вокруг себя бурые ореолы. Мелкие включения этого минерала обнаружены в мелкозернистом альбите и микроклине в ассоциации с приазовитом. В некоторых случаях приазовит развивается по трещинам в самарските и по внешнему виду похож на продукты его замещения. Обнаружены также сростания самарскита с колумбитом. Кроме того, в ассоциации с ним находятся мусковит, циртолит, гранат, берилл и др. Минералогические находки самарскита отмечаются также в пегматитах Кировоградско-житомирского комплекса (Черник, 1922).

Для самарскита предполагаются две полиморфные модификации: низко- и высокотемпературная. Размеры элементарной ячейки низкотемпературного (ромбического) самарскита: $a_0 = 5,85$, $b_0 = 14,42$, $c_0 = 5,50$; высокотемпературного (моноклинного): $a_0 = 5,93$, $b_0 = 14,42$, $c_0 = 5,85$ Å (Нудельман, 1963). Прокаливание минералов, которые в естественных условиях находятся в метамиктном состоянии, вызывает восстановление кристаллической структуры.

Морфологически самарскит представлен мелкими изолированными зернами неправильной формы размером 2–3 мм. Иногда отмечается нарастание мелких призматических кристалликов самарскита на более крупные кристаллы колумбит-танталита. На некоторых зернах отмечаются отдельные грани призмы или пинакоида. Чаще всего зерна самарскита настолько изъедены альбитом, что от них остаются только скелетовидные реликты. Кроме того, наблюдаются агрегаты с колломорфной структурой метамиктного распада.

Хорошо сохранившиеся зональные кристаллы неизмененного самарскита обладают таблитчатым габитусом с преобладающими формами $\{010\}$ и $\{100\}$. Грани кристаллов матовые и покрыты корочками продуктов разрушения минерала. По трещинам в кристаллах самарскита и по краям зерен наблюдается осветление, связанное, видимо, с его гидратацией.

Цвет самарскита бархатно-серый, буроватый до красно-коричневого и желтовато-бурого у измененных зерен. Блеск стеклянный, смолистый, на поверхности некоторых кристаллов матовый, у сильно гидратированных разновидностей – шелковистый. Излом неровный, раковистый. Спайности нет. Твердость 740–800 кг/мм², у измененных разновидностей уменьшается до 600 кг/мм². Плотность колеблется в пределах

5,50 - 4,75 г/см³. Минерал слабо магнитен и при гидратации теряет магнитные свойства. Диэлектрическая проницаемость неизменного самарскита колеблется в пределах 9,70-8,50, у гидратированных разностей понижается до 5,70. Показатель преломления 2,02-2,22. Пониженный показатель преломления характерен для разностей с пониженной плотностью. В проходящем свете самарскит изотропен, непрозрачный и только отдельные зерна просвечивают по краям; в отраженном свете - кремово-серый и серый. Отражательная способность 19,5-14,2. Внутренние рефлексии буровато-красные и желтые. Г.П. Барсанову (1945) удалось наблюдать в гидратированном самарските (ампангабейте) из с. Елисеевки тончайшие выделения колумбита при увеличении в 600 раз после травления анишлифа плавиковой кислотой.

Химический состав самарскита (ан. 387-389) показывает, что он представляет собой тантало-ниобат с незначительным содержанием титана (до 3,28%) и резким преобладанием Nb₂O₅ над Ta₂O₅. Характерно повышенное содержание железа (10,88% FeO + Fe₂O₃) и в некоторых случаях - урана. Ниобий-танталовое отношение изменяется от 3 до 10.

В значительном количестве в минерале содержатся редкие земли с преобладанием элементов иттриевой подгруппы. На долю иттрия приходится 49,6% суммй редкоземельных элементов. Характерны неодимовый и диспрозиевый максимумы.

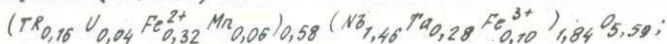
Содержание окиси кальция (до 4,69%) указывает на близость минерала к кальциосамарскиту.

По данным термических исследований, минерал относится к ряду самарскит - кальциосамарскит, дающих два экзотермических эффекта: первый наблюдается в интервале температур 443 - 550°C и связан с окислением урана; второй связан с раскристаллизацией минерала при температуре 685-780°C. По-видимому, мы имеем дело с промежуточными разностями самарскита, в какой-то степени измененными.

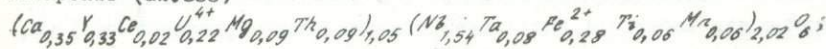
По количеству воды выделяются слабо гидратированная разность - самарскит, в которой содержание воды составляет 2,12%, и сильно гидратированная - ампангабейт (9,21 - 14,51% H₂O).

Пересчеты результатов химических анализов минералов структурного типа самарскита чрезвычайно сложны, так как железо и уран входят в их состав в различных степенях окисления. Кристаллохимические формулы (Горжевская, Сидоренко, 1964):

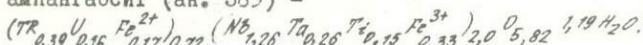
самарскит (ан. 387) -



самарскит (ан. 388) -

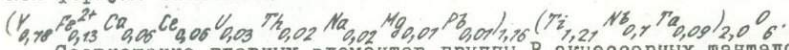


ампангабит (ан. 389) -



Образование самарскита, очевидно, происходило до процесса альбитизации из растворов, обогащенных иттриевыми землями и при достаточно еще высоком потенциале железа и урана. При развитии альбитизации самарскит сильно гидратируется, а иногда замещается тантало-ниобатом, обогащенным иттриевыми землями (приазовитом).

Кроме перечисленных выше минералов, в породах УЩ известен э в к с е н и т, единственная находка которого относится к мусковитовым пегматитам кировоградско-житомирского комплекса (Черник, 1922). Этот титано-ниобат (ан. 390) характеризуется высоким содержанием редких земель иттриевой подгруппы (31,45%). Количество титана и ниобия примерно равны и резко преобладают над танталом. Эти особенности хорошо отражаются в кристаллохимической формуле эвксенита -



Соотношение главных элементов группы В аксессуарных тантало-ниобатов УЩ обобщено на диаграмме (см. рис. 16), на которой наглядно показаны поля существования различных минералов по соотношению ниобия, тантала и титана. Эта диаграмма отражает основные особенности химического состава титано-тантало-ниобатов.

МИНЕРАЛЫ ОЛОВА

К а с с и т е р и т

Очень редкий для Украинского щита аксессуарный минерал. Он известен в анатолийских гранитах Приазовья (Куц, 1966б), аляскинских ст. Ток (Ляхович, 1967), коростенских гранитах (Луцицкий, Минаков, 1939), в пегматитах Волыни (Ивантишин и др., 1957), где его содержание достигает 118 г/т (Лазаренко и др., 1973) и в мигматитах р. Берды (Куц, 1966б); максимальное содержание данного минерала отмечено в образованиях метасоматического генезиса Суцано-Пержанской зоны и Приазовья.

В Суцано-Пержанской зоне касситерит связан с телами метасоматитов, залегающих среди микроклинизированных и альбитизированных лейкократовых гранитов и приуроченных к зонам тектонических нарушений. Эти тела имеют жилоподобную форму и вытянуты согласно общему направлению тектонических нарушений. Касситерит характерен для кварц-полевошпат-сидерофиллитовых и кварц-калишпат-альбитовых метасоматитов, в которых он слагает прожилковидные или небольшие локальные скопления зерен размером до 5 мм.

Основное количество касситерита приурочено к кварц-калшпат-альбитовым метасоматитам – альбититам, где он образует сложный штокверковый тип оруденения (Зубков, Галецкий, 1966).

В приазовской части щита содержание касситерита в слабо затронутых процессами альбитизации, грейзенизации и окварцевания гранитах Каменных Моги, сел Екатериновки и Стародубовки обычно не превышает нескольких граммов на тонну и только в мусковит-альбитовых апогранитах и альбититах количество его в отдельных случаях возрастает.

Форма зерен касситерита чаще неправильная, но иногда на них можно обнаружить несколько сохранившихся граней. Габитус кристаллов из Приазовья бипирамидальный, призматический, часто короткостолбчатый и толстотаблитчатый. Такой же облик имеет касситерит из метасоматитов Суцано-Пержанской зоны (Зубков, Галецкий, 1966). Для пегматитов Волны характерны кристаллы призматического габитуса, иногда оканчивающиеся пирамидками (Калужный, Ляхов, 1962). Для акцессорного касситерита из пегматоидных гранитов Волны и Приазовья характерны коленчатые двойники (Ивантишин и др., 1957). В метасоматитах Суцано-Пержанской зоны зерна касситерита обычно трещиноваты. По этим трещинам развиваются кварц-альбитовые, кварц-мусковитовые агрегаты и флюорит. Размер зерен не превышает 1 мм. Плотность 6,16–6,73 г/см³.

Цвета касситерита самые разнообразные. В коростенских гранитах преобладают светлоокрашенные прозрачные разновидности от светло-коричневых до бесцветных. Вблизи контакта с пегматитами встречаются коричневые зерна. Касситерит из коростенских пегматитов темно-бурый, темно-коричневый до черного (Ивантишин и др., 1957). Для метасоматитов Суцано-Пержанской зоны характерен коричневый и черный касситерит (Зубков, Галецкий, 1966). Наибольшее разнообразие окрасок наблюдается у касситерита из Приазовья: кроме отмеченных выше здесь появляются ярко-красный, янтарно-желтый, светло-желтый, розово-желтый цвета. Часто отмечается зональное распределение окраски. Блеск матовый, жирный, реже стеклянный.

Оптические свойства касситерита приведены в табл. 31. Ю. Ю. Юрк, Е. Я. Марченко и А. И. Чашка (1973) установили, что бурные зоны и участки кристаллов имеют более высокие показатели преломления, чем бесцветные, причем разница достигает 0,006. Плеохроизм от бурого, коричневого и красно-коричневого по Mg до светло-желтого, желтовато-зеленого и бесцветного по Pr . Параметры элементарной ячейки касситерита из волынских пегматитов: $a_0 = 4,74 \pm 0,02 \text{ \AA}$, $c_0 = 3,20 \pm 0,02 \text{ \AA}$ (Лазаренко и др., 1973).

Наиболее существенными примесями касситерита являются Fe^{3+} , Ca и Mn , суммарное содержание окислов которых достигает 7,8%.

Т а б л и ц а 31

Оптические свойства касситерита
(Юрк, Марченко, Чашка, 1973)

Порода	Место отбора пробы	Цвет	n	$2V$	(Nb, Ta) ₂ O ₅ , %
Гранит	Каменные Могилы	Коричневый	2,005	13-17	0,15
"	" "	"	1,970	8-12	0,07
"	" "	"	2,003	9-16	0,06
"	с. Екатериновка	Красный	2,005	4-6	0,09
"	То же	Желтый	2,010	9-17	0,16
Метасоматит	Суцано-Пержанская зона	Бурый до черного	2,010	5-13	3,70
Россыпи	То же	Черный	2,010	13-15	4,50

Особое значение имеют ниобий и тантал. С повышением содержания этих элементов возрастают электромагнитные свойства и интенсивность окраски касситерита, что обусловлено микроскопическими включениями тантало-ниобатов (Зубков, Галецкий, 1966).

Образование касситерита в метасоматитах Суцано-Пержанской зоны связано с ранними стадиями метасоматического процесса - альбитизацией и окварцеванием. В пегматитах кристаллизация касситерита происходила в более широком интервале температур, так как он встречается в виде включений, с одной стороны, в топазе и, с другой - в позднем горном хрустале, выросшем на морион (Возняк, 1968).

МИНЕРАЛЫ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

М о н а ц и т

В породах Украинского щита монацит распространен довольно широко. Это характерный минерал гранитоидов днепровского, бердичевского, побужского и кировоградско-житомирского комплексов. Что же касается метаморфических пород, то он встречается лишь в глиноземистых разновидностях гнейсов.

Некоторые исследователи указывают на наличие монацита в пироксен- и амфибол-плагиоклазовых ортогнейсах. Появление этого минерала в таких породах связано с наложением метасоматических процессов. Вообще же следует подчеркнуть, что и монацит, и другие акцессорные минералы метаморфических пород Ущ пока недостаточно изучены. Это связано с тем, что метаморфические породы, особенно

ортогнейсы, содержат незначительное количество акцессорных минералов, для выделения которых необходимо брать пробы весом по несколько сот килограммов. Кроме того, кристаллы акцессорных минералов в гнейсах обычно небольшие и часто образуют тонкие прорастания в породообразующих минералах. Для выделения акцессорных минералов в этих случаях существующие методы обогащения не пригодны и для извлечения требуется дополнительная разработка специальных методов.

Среди акцессорных минералов монацит имеет важное практическое значение, так как может использоваться для корреляции кристаллических пород различного генезиса и для определения изотопного возраста уран-торий-свинцовым методом.

Наиболее полно особенности распределения монацита изучены в породах западной части УЩ, в меньшей степени — в породах Среднего Приднепровья и Приазовья.

Акцессорный монацит содержится во многих разновидностях гранитов и пегматитов днепровского комплекса, но наиболее значительные его концентрации характерны для аплит-пегматоидных гранитов Приднепровья (до 100 г/т).

В бердичевских гранитах, биотит-гранатовых мигматитах, сингенетических пегматитах и пегматоидных гранитах бердичевского комплекса акцессорный монацит встречается повсеместно. В бердичевских гранитах какой-либо закономерности в распределении монацита не наблюдается. В одинаковой степени монацитоносны лейкократовые и меланократовые, крупно- и среднезернистые разновидности. Во всех искусственных шлихах, полученных из этих гранитов, есть акцессорный монацит.

В сингенетических телах пегматитов и пегматоидных гранитов акцессорный монацит, как правило, распределен неравномерно. Обогащенные монацитом участки образуют линзообразные или шпироподобные выделения с крупнозернистой или пегматоидной структурами. Мощность таких линз незначительная, по простиранию и падению они быстро выклиниваются. Количественное содержание монацита в сингенетических пегматитах обычно в три-четыре раза больше, чем во вмещающих бердичевских гранитах и биотит-гранатовых мигматитах. При этом кристаллы монацита в пегматитах отличаются более крупными размерами и правильными кристаллографическими формами.

Граниты и пегматиты аллохтонного типа, отнесенные нами к подольскому комплексу (Шербак, 1970), характеризуются иными особенностями распределения акцессорного монацита. В биотитовых аплит-пегматоидных гранитах акцессорный монацит распределен неравномерно, но в целом встречается в таких же количествах, как и в бердичевских гранитах.

Гранат-биотитовые граниты крайне бедны аксессуарным монацитом, содержание которого в редких случаях превышает 10 г/т.

Жильные пегматиты и пегматиты с наложенной метасоматической минерализацией отличаются относительно повышенной концентрацией аксессуарного монацита. Причем, в отличие от сингенетических пегматитов, монацит в них связан главным образом с участками более мелкозернистых структур.

Граниты и пегматиты кировоградско-житомирского комплекса крайне бедны аксессуарным монацитом. Он встречается лишь в аплит-пегматоидных разновидностях, имеющих ограниченное распространение. Равномернозернистые граниты житомирского типа, образующие крупные массивы, практически стерильны по отношению к этому минералу. Лишь в жильных телах житомирских гранитов, рассекающих биотит-гранатовые мигматиты и бердичевские граниты, встречается монацит. Это обстоятельство послужило основанием М.Н. Ивантшину (1960) для вывода о том, что краевые фации массивов житомирских гранитов ассимилировали аксессуарный монацит из более древних бердичевских гранитов.

Порфиридные граниты кировоградско-житомирского комплекса несут весьма ничтожное количество аксессуарного монацита, для выделения 1-2 г которого необходимо отобрать пробу массой 200-300 кг.

Наиболее полно изучены морфологические особенности монацита из отдельных разновидностей пород западной части Ущ. Причем, если по химическому составу и составу редких земель среди аксессуарных монацитов отчетливо выделяются три типа, то по морфологическим особенностям намечаются пять разновидностей: таблитчатые (А), округло-уплощенные (A_1), изометричные (Б), округло-изометричные (B_1), пластинчатые (В).

Как видно из табл. 32, между монацитом из гранитов отдельных комплексов намечаются некоторые различия по морфологическим признакам, хотя отличительные черты монацита по цвету и химическому составу проявлены более четко, чем по морфологическому облику. В гранитоидах всех рассматриваемых комплексов наблюдаются кристаллы монацита изометричной (Б) и округло-уплощенной (A_1) форм. Среди кристаллов монацита из гранитов бердичевского комплекса нет формы В, а среди кристаллов монацита житомирских гранитов почти не встречается форма А. Исключением является лишь монацит из пегматитов, генетически связанный с гранитами кировоградско-житомирского комплекса, образующий кристаллы призматической формы (А).

Монациты из гранитов и пегматитов бердичевского комплекса окрашены в бледно-желтые тона, тогда как монациты из гранитоидов подольского комплекса отличаются более яркими цветами - коричневым, бурым. Для монацитов из гранитов и пегматитов кировоградско-

житомирского комплекса характерны пестрые цвета, среди которых преобладают серые и желтовато-серые. Цвет монацита, как будет показано ниже, обусловлен двумя факторами — особенностями химического состава и наличием включений.

Монацит из гранитоидов днепровского комплекса изучен пока недостаточно. Кристаллы правильной формы в породах этого комплекса встречаются крайне редко. Характерная окраска — бледно-желтоватая. Лишь для розовых аплит-пегматоидных и серых мокромосковских гранитов характерны ярко-желтые и розовато-желтые тона.

Монацит из гранитов бердичевского комплекса имеет общие особенности. Наиболее четко проявлена близость химического состава. Но устанавливается и некоторое различие между монацитом из отдельных разновидностей гранитов и пегматитов этой группы по внешнему облику, размерам кристаллов и другим признакам. Монацит бердичевских гранитов обычно наблюдается в виде таблитчатых, укороченно-уплощенных кристаллов (рис. 17). Размер зерен в среднем 0,1–0,2 мм, лишь отдельные кристаллы в поперечнике достигают 0,8 мм. Цвет желтый, светло-желтый с зеленоватым оттенком. Красноватые тона в монаците отмечаются лишь на отдельных участках развития бердичевских гранитов, вблизи зон контактов их с житомирскими гранитами. Сингенетические пегматиты и пегматоидные граниты содержат монацит несколько иного характера. Он наблюдается обычно в виде более идиоморфных кристаллов (рис. 18) различных размеров (преобладают 0,4–1,0 мм). При переходе от среднезернистых к крупнозернистым бердичевским гранитам постепенно увеличиваются размеры не только породообразующих минералов, но и кристаллов монацита (рис. 19). Правильные кристаллографические формы характерны для более крупных кристаллов. В монацитах из сингенетических пегматитов существенно плагиоклазового состава часто содержатся тонкие пылевидные включения рудного минерала, вследствие чего кристаллы приобретают темную окраску.

Кристаллы монацита из разных пород подольского комплекса имеют свои характерные черты. Так, монацит из жильных пегматитов, в отличие от монацита из метасоматически измененных пегматитов, характеризуется правильными кристаллографическими формами и постоянством размеров кристаллов (0,75–1,1 мм). Монацит из чарнокитов и гранат-биотитовых гранитов отличается бледными тонами окраски и наличием тончайших включений других минералов. Иногда наблюдается зональность: ядро кристалла бледно-желтое, а внешняя оболочка ярко-коричневая и красноватая.

Монацит, генетически связанный с гранитами кировоградско-житомирского комплекса, наблюдается, как правило, в виде мелких кристаллов неправильной формы (рис. 20). В равномернозернистых

Т а б л и ц а 32

Характеристика кристаллов монацита из гранитоидов западной части Украинского щита

Комплекс	Порода	Форма кристаллов		Цвет	Размер, мм	Примечание
		основная	редкая			
Бердичевский	Бердичевский гранит	A, A ₁ , B ₁	B	Лимонно-желтый, слегка зеленоватый	0,1-0,2	Черные включения редкие. Покрит бурьми вторичными продуктами
	Сингенетический пегматит и пегматоидный гранит	A	A ₁ , B	Светло-желтый	0,4-1,0	Единичные зерна с бурыми налетами
	Плагиогранит	A	B	Серовато-желтый, темносерый	0,1-0,2	Обильные черные включения
Подольский	Пегматит жильный	B, B, A	A ₁ , B ₁	Буро-желтый, красноватый	0,75-1,1	Часть зерен имеет черные включения
	Чарнокит	A ₁ , B ₁	B	Бледно-желтый, зеленоватый	0,05-0,15	
	Пегматит метасоматический измененный	A ₁ , B ₁	B	Буро-желтый, красноватый	0,05-0,2	
	Биотитовый аplit-пегматоидный гранит	B ₁ , B	A	Бурый, красновато-желтый	0,15-0,25	Часто наблюдаются корки новообразования
	Гранат-биотитовый гранит	A ₁	A	Медово-желтый	0,25-0,35	

Продолжение табл. 32

Комплекс	Порода	Форма кристаллов		Цвет	Размер, мм	Примечание
		основная	редкая			
Кировоградско-литомирский	Литомирский гранит	A ₇ , B	B	Бледно-желтый	0,05-0,1	Красные и белые вторичные продукты
	Коростышевский гранит	B, B ₇ , A ₇	B	Пестрый (желтый, красный, бурый, темно-серый)	0,1-0,35	
	Аплит-пегматонный гранит	A ₇ , B ₇	B	Медово-желтый, грязно-желтый, сероватый	0,15-0,25	Частично покрыт кусками вторичного минерала Покрыт вторичными продуктами
	Пегматит литомирских гранитов	Бесформенный	A	Желтый, буроватый		

гранитах житомирского типа кристаллы монацита наиболее мелкие (0,05-0,1 мм); в порфиридных и аллит-пегматоидных гранитах - крупнее (0,1-0,35 мм).

Цвета монацита довольно разнообразные - желтый, желтовато-бурый, красный, темно-серый, зеленовато-серый. Светло-желтый до бесцветного монацит характерен для жильных тел житомирских гранитов, пересекающих биотит-гранатовые мигматиты. Красный монацит обычен в розовых аллит-пегматоидных гранитах; темно-серый и зеленовато-серый наблюдается в порфиридных гранитах.

По светопреломлению монацит из пород различных типов существенно не отличается (табл. 33). Самая низкая плотность характерна для монацита из житомирских гранитов; максимальная - для монацита из гранитов подольского комплекса. Показатели преломления, плотность и интенсивность окраски монацита зависят от содержания хеттонитовой молекулы ($Th_2 Si_2 O_8$).

Изменение монацита, входящего в состав интенсивно каолинизированных гранитов, наблюдается как макроскопически и под микроскопом. Зерна монацита разрушаются снаружи и по трещинам, покрываясь тонкой коркой. Чем интенсивнее протекают процессы выветривания гранита, тем больше покрывается монацит вторичной коркой. Толщина корки при размере зерна 0,5-0,7 мм в диаметре составляет не более 0,01-0,05 мм. Корки состоят из аморфного вещества серовато-бурого цвета. Они представляют собой плотную оболочку, трудно отделимую от зерен монацита.

Исследовались два измененных монацита: первый из сильно каолинизированных бердичевских гранитов (обр. 1), другой - из менее каолинизированных житомирских гранитов (обр. 2). Полный химический анализ обр. 1 представлен в табл. 34. Из него видно, что в корках, наряду с продуктами выветривания и разрушения монацита, содержится материал, заимствованный из вмещающих пород. В частности, повышенное содержание глинозема в корках связано с разрушением полевых шпатов и граната. Примечательно то, что в монаците (обр. 1) и корках, развивающихся по нему, содержание свинца одинаково:

	U, %	Th, %	Pb, %
Обр. 1			
Монацит	0,91	5,11	0,90
Корки	0,75	3,78	0,92
Обр. 2			
Монацит	0,16	8,22	0,72
Корки	0,145	3,57	0,425

В корках монацита (обр. 2) содержание свинца уменьшается. Это обусловлено, видимо, различными геохимическими условиями гипер-

Т а б л и ц а 33

Светопреломление и плотность монацита из гранитоидов
западной части Украинского щита

Порода	n_g	n_m	n_p	Плотность, г/см ³
Гранат-биотитовый гранит	1,830	1,770	1,767	5,14
Плагноклазовый гранит	1,828	1,773	1,767	-
Биотитовый пегматоидный гранит	1,830	1,773	1,767	5,19
То же	1,835	1,780	1,773	5,09
Биотитовый пегматоидный гранит	1,835	1,780	1,773	-
Чарнокит	1,830	1,780	1,773	5,42
Биотитовый пегматоидный гранит	1,830	1,780	1,773	-
Пегматит	1,835	1,784	1,780	-
"	1,830	1,780	1,773	5,23
"	1,830	1,777	1,773	5,29
"	1,830	1,777	1,773	5,32
Биотитовый пегматоидный гранит	1,833	1,770	1,767	-
То же	1,830	1,780	1,773	-
Биотитовый мелкозерни- стый гранит	1,833	1,784	1,773	-
Аплит-пегматоидный гранит	-	-	-	5,031
То же	-	-	-	5,131
" "	-	-	-	5,116
Пегматит	-	-	-	4,916
Аплит-пегматоидный гранит	-	-	-	5,097
Пегматит	-	-	-	5,06
Аплит-пегматоидный гранит	-	-	-	5,127
Пегматит	-	-	-	4,970
Гранат-биотитовый гранит	-	-	-	4,977
Биотитовый мелкозерни- стый гранит	-	-	-	4,862

Т а б л и ц а 34

Химический состав монацита и снятых
с него корок, %

Компонент	Монацит	Корки	Компонент	Монацит	Корки
SiO ₂	1,20	6,64	TiO ₂	5,80	4,30
TiO ₂	0,18	3,44	CaO	27,48	19,94
Al ₂ O ₃	0,20	1,76	(TK) ₂ O ₃	32,15	30,12
Fe ₂ O ₃	0,64	1,14	PbO	0,96	0,98
CaO	1,04	2,32	U ₃ O ₈	1,08	0,88
MgO	0,40	0,66	H ₂ O гнгр.	0,14	0,25
P ₂ O ₅	27,34	25,67	П.п.п.	0,20	2,35
			Сумма	99,51	100,45

генного разрушения бердичевских и житомирских гранитов. Как указывалось выше, монацит (обр. I) извлечен из гранитов, почти полностью превращенных в каолин. Условия образования каолина, видимо, способствовали накоплению обыкновенного свинца. Уран при разрушении монацита частично мигрирует, что подтверждается измене-

нием отношения Pb/U в корке (I, I23) по сравнению с монацитом (0,99) при почти одинаковом содержании свинца.

В несколько иных условиях находился монацит (обр. 2). Выветривание гранита не достигло стадии образования чистого каолинита. Сформировалась дресва, в состав которой входили гидрослюды. Геохимическая среда была менее кислой, что способствовало сохранению в растворах комплексных растворимых карбонатных солей уранила и щелочей (Бурксер и др., 1962). Не исключено, что чем интенсивнее в процессе гипергенеза разрушается монацит, тем больше компонентов из вмещающей среды захватывает продукты его вторичных образований. Это подтверждается данными изотопного состава свинца (в %), выделенного из монацита и корок:

	204 Pb	206 Pb	207 Pb	208 Pb	Нерадиогенный свинец
Обр. 1					
Монацит	0,056	37,48	5,64	56,81	2,5
Корки	0,845	34,77	9,05	55,85	21,71
Обр. 2					
Монацит	0,052	9,00	1,68	89,27	2,3
Корки	0,172	13,61	4,20	82,02	10,8

Если свинец корок монацита из каолинов содержит 21,7% нерадиогенного свинца, то на долю обыкновенного свинца в корках монацита из менее измененных гранитов приходится всего лишь 10,8%. Возможность захвата примесного свинца минералами, подвергшимися гипергенезу, показана Л.В. Комлевым (1964), К.К. Жировым (1957), Тилтоном (1957).

Таким образом, интенсивность изменения монацита под действием вторичных процессов зависит от конкретной геохимической обстановки. Это очень важно для геохронологии, потому что по различным изотопным отношениям измененных монацитов обычно получаются резко расходящиеся значения абсолютного возраста (Шербак, 1971).

Монациты из гранитоидов разных комплексов УЩ четко различаются химическими составами, соотношениями редких земель, изотопным составом свинца.

Монацит из гранитов бердичевского комплекса характеризуется относительно низким содержанием тория (3,55-7,4%). Причем среднее содержание ThO_2 в нем составляет 5,8%, в монаците из сингенетических пегматитов и пегматоидных гранитов - 6,6%. В таких же количествах содержится торий и в монаците из кировоградско-житомирского комплекса.

Для монацитов из гранитоидов побужского комплекса характерно высокое содержание ThO_2 , достигающее в аллит-пегматоидных гранитах и чарнокитах 11,28-12,90%.

В отношении урана наблюдается обратная картина. В монаците из бердичевских гранитов содержится 0,72% U_3O_8 , в монаците из сингенетических пегматитов и пегматоидных гранитов - 0,44%, что значительно выше, чем в аксессуарном монаците из аллохтонных гранитов и пегматитов (0,08-0,3%). Среднее содержание U_3O_8 в монаците из пегматитов, чарнокитов и метасоматически измененных пегматитов соответственно составляет 0,11, 0,08 и 0,24%. Небольшое количество урана содержит монацит из аплит-пегматоидных гранитов и чарнокитов, отличающийся максимальной концентрацией тория. В монаците из всех разновидностей гранитоидов содержание ThO_2 обычно изменяется в пределах 4-12% (Дир, Хауи, Зусман, 1966).

Характерной особенностью монацита из гранитов днепровского комплекса является низкое содержание в них как тория, так и урана.

По результатам химических анализов рассчитано содержание отдельных изоморфных компонентов - хеттонита ($ThSiO_4$), чералита ($CaThPO_4$) и собственно монацита ($ThPO_4$). Самое низкое количество хеттонита установлено в монацитах из гранитов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов - (4,5-9%), а максимальное - в монацитах из гранитов побужского комплекса (10-20%).

Содержание чералита в монаците можно использовать как показатель среды минералообразования. Так, например, в монаците из пегматитов, секущих пироксеновые гнейсы, оно составляет 19%, а в монаците из таких же пегматитов, но залегающих среди мигматитов и гранитов, - всего лишь 4,8%.

Или другой пример. Монацит из жильных тел житомирских гранитов, рассекающих бердичевские граниты, содержит всего 2% чералита, а в монаците из тел аналогичных гранитов, залегающих среди гнейсов, на долю чералита приходится 18,1%. Повышенное содержание чералита установлено и в монаците из бердичевских гранитов, характеризующихся повышенной основностью. Источником кальция, вместе с торием замещающего редкие земли в монаците, являются вмещающие породы.

По особенностям химического состава темно-серых разновидностей монацита можно выяснить характер тончайших включений в нем. Как отмечалось выше, такой монацит встречается в автохтонных гранитах бердичевского комплекса и порфиroidных гранитах кировоградско-житомирского комплекса. При пересчете химических анализов этих монацитов на составные компоненты оказалось, что в них в избыточном количестве содержатся кальций и кремний. Это наводит на мысль о том, что включения представлены какими-то силикатами кальция, скорее всего измененным ортитом. Высказанное предположе-

ние подтверждается геологическими данными. Темно-серый монацит с включениями чаще всего встречается в краевых частях массивов житомирских гранитов, контактирующих с более древними амфибол-биотитовыми мигматитами, содержащими акцессорный ортит.

Состав редких земель монацита из гранитов Ущ характеризуется низким содержанием лантана, что компенсируется несколько повышенным количеством неодима и иттрия. Монациты из гранитоидов отдельных комплексов отличаются составом TR . Для монацита из житомирских и коростышевских гранитов характерно несколько повышенное содержание иттрия и гадолиния при заметно пониженном количестве церия. Содержание неодима в монаците этих пород непостоянно и варьирует от 14 до 21%. То же самое наблюдается и в отношении лантана.

Остановимся на вопросе о соотношениях акцессорного монацита с породообразующими минералами, что имеет важное значение для определения его генезиса.

Выше уже отмечалось, что крупность кристаллов монацита в отдельных разновидностях пород находится в прямой зависимости от размеров зерен породообразующих минералов. Но эта особенность касается лишь гранитов и пегматитов, не подвергшихся наложенным метасоматическим процессам.

Наиболее полно изучено соотношение монацита с породообразующими минералами в гранитах и пегматитах побужского комплекса. В шлифах этих пород довольно часто наблюдается акцессорный монацит. Монацит из гранитов кировоградско-житомирского комплекса в виде мелких зерен в шлифах встречается крайне редко. Поэтому сведения о соотношениях его с породообразующими минералами весьма ограничены. Монацит из гранитов и пегматитов побужского комплекса чаще всего ассоциирует с биотитом, отличающимся по составу от биотита из гнейсов.

Синхронность образования акцессорного монацита и биотита четко устанавливается как макроскопически, так и в шлифах. Акцессорный монацит вместе с биотитом, альбитом и кварцем наблюдается в прожилках, пересекающих вмещающие граниты и пегматиты. Часто зерна монацита больше новообразованных породообразующих минералов.

Кристаллы монацита правильных очертаний — явление довольно редкое. Часто можно наблюдать изометричные или "округлые" (рис. 21) зерна монацита. В связи с этим хотелось бы подчеркнуть, что только на основании форм кристаллов нельзя судить о происхождении монацита. Иногда зерна монацита образуют крупные выделения, лишённые вообще каких-либо кристаллографических форм (рис. 22). В крупных кристаллах монацита можно наблюдать полисинтетические двойники (рис. 23). В сингенетических пегматитах, метасоматически изме-

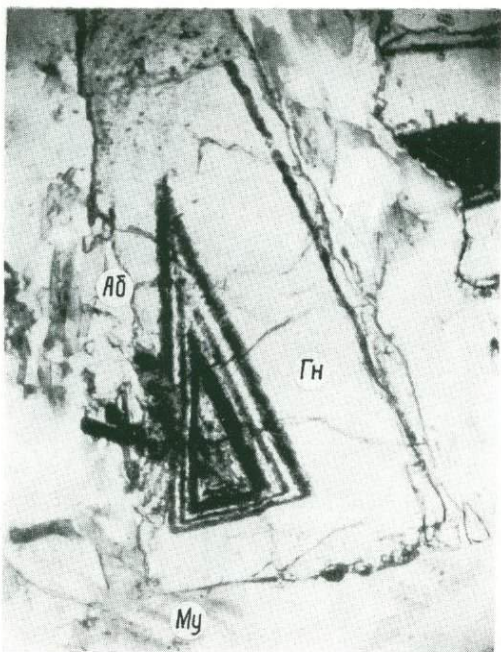


Рис. 3. Зональный кристалл гентгельвина (Гн), корродированный альбитом (Аб) и мусковитом (Му), Ув. 100.

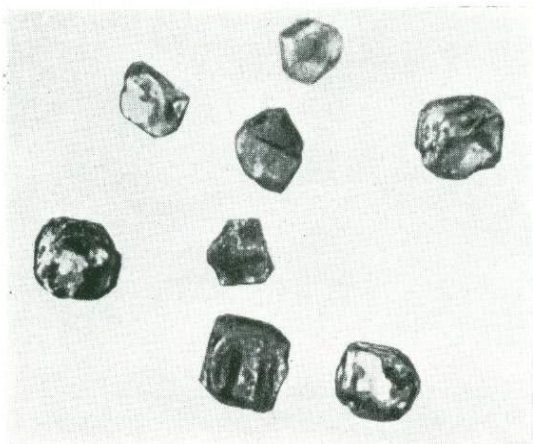


Рис. 17 Кристаллы монашита бердичевских гранитов (1 : 10 нат. вел.).



Рис. 18. Кристаллы монацита из сингенетичных пегматитов (1 : 10 нат. вел.).

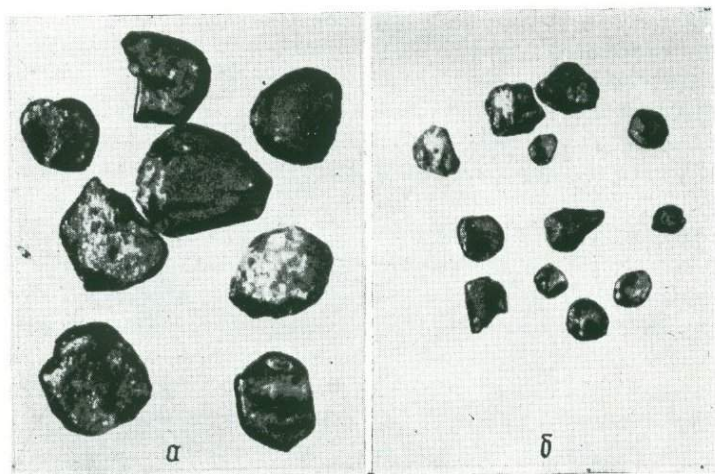


Рис. 19. Кристаллы монацита из крупно- (а) и среднезернистых (б) бердичевских гранитов (1 : 10 нат. вел.).

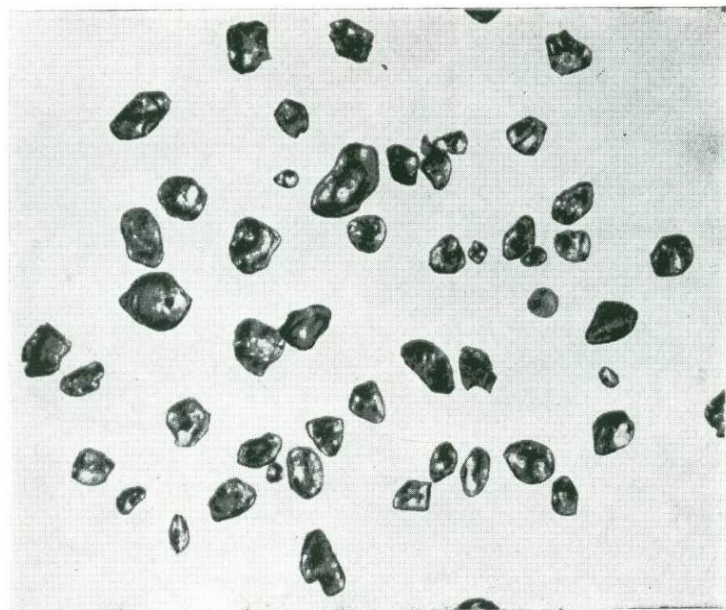


Рис. 20. Кристаллы монацита из житомирских гранитов
(1 : 10 нат. вел.).

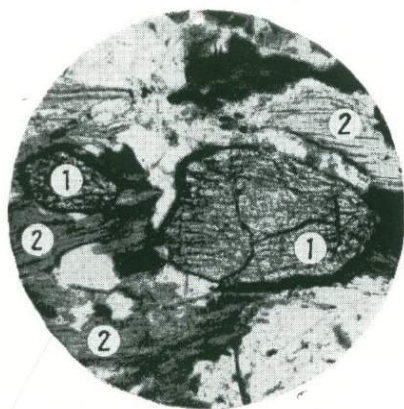


Рис. 21. Ассоциация монацита (1)
и ботита (2) в пегматите ($d=1,8$ мм).



Рис. 22. Крупные выделения монацита
в пегматоидном граните
($d=2,1$ мм).

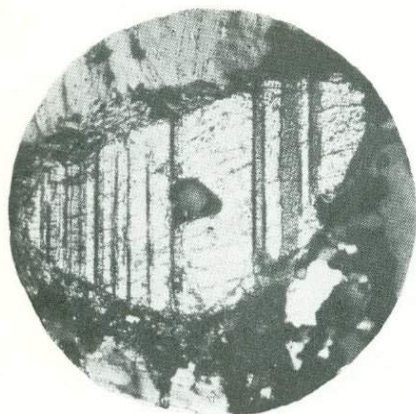


Рис. 23. Полисинтетические двойники
в монаците ($d=0,85$ мм).



Рис. 24. Зональные кристаллы
монацита ($d=1,3$ мм).



Рис. 25. Кристаллы монацита в
пегматите ($d=0,85$ мм).

ненных, встречаются зональные кристаллы монацита с признаками регенерации (рис. 24). Внешние зоны кристаллов представлены более ярко окрашенными разностями монацита, характерными для аллохтонных гранитов и пегматитов. Причем видно не только нарастание монацита поздней генерации на более раннюю, но и растворение последней.

Правильно ограниченные кристаллы монацита (рис. 25) встречаются в пегматитах, характеризующихся идиоморфностью породообразующих минералов. Это указывает на благоприятные условия кристаллизации как породообразующих, так и акцессорных минералов. Идиоморфные зерна монацита встречаются только в жильных пегматитах явно интрузивного характера. В пегматитах с признаками проявления вторичных метасоматических процессов акцессорный монацит имеет ксеноморфные очертания.

Интересные данные получены по количественной оценке приуроченности акцессорного монацита к породообразующим минералам (табл. 35). Подсчеты, выполненные по 75 шлифам из четырех тел пегматитов и пегматоидных гранитов, показали, что монацит ассоциирует с биотитом, кварцем и альбитом. Все эти минералы являются вторичными образованиями пегматитов и генетически связаны с метасоматическими процессами. Среди указанных новообразованных минералов значительное количество монацита приурочено к биотиту. Даже при содержании в пегматите 4% биотита с ним ассоциирует 23% всего монацита.

Акцессорный монацит, ассоциирующий с биотитом, наблюдается, как правило, в виде кристаллов неправильной формы, тогда как для кристаллов монацита, приуроченных к калиевому полевоому шпату, характерна правильная огранка.

Кристаллы монацита хорошо ограниченные и неправильной формы относятся к одной генерации. Различный габитус их обусловлен, видимо, неодинаковой концентрацией растворов, циркулирующих по трещинам и проникающих в межзерновые пространства. Искажение формы растущих минералов монацита связано с односторонним направлением питающих растворов (Лазаренко, 1966). На изменение состава растворов могли оказать влияние вмещающие породы. Замещение калиевого полевого шпата альбитом и биотитом (вынос калия) — явление, довольно часто наблюдаемое в гранитах и особенно в пегматитах. Известно, что калий и натрий по-разному влияют на миграционную способность редкоземельных элементов и концентрацию их в растворах (Синькова, Туранская, 1968). Растворы с повышенной концентрацией калия несут, как цериевые, так и иттриевые редкие земли, а в растворах, где натрия больше, чем калия, преобладают иттриевые редкоземельные элементы.

Т а б л и ц а 35

Приуроченность аксессуарного монацита к породообразующим минералам в пегматитах и пегматоидных гранитах, %

Порода	К калиш- пату	К биоти- ту	К квар- цу	К плагио- клазу	К про- чим	Количе- ство шлифов
Пегма- тит	40,86 (53,12)	43,5 (8,31)	13,5 (33,32)	0,8 (3,11)	1,12 (1,43)	29
Пегма- тоид- ный гранит	-	9,7 (5,08)	48,5 (6,73)	41,7 (67,3)	-	6
То же	11,0 (34,92)	38,3 (10,33)	3,0 (3,67)	47,79 (52,63)	-	20
Пегма- тит	51,3 (73,35)	23,2 (3,85)	20,3 (21,7)	5,1 (1,8)	-	20

П р и м е ч а н и е. В скобках приведено процентное содержание соответствующего минерала в породе.

Приведенные данные о составе и распределении аксессуарного монацита в разных типах гранитов и пегматитов западной части Ущ свидетельствуют о различном генезисе монацита.

В бердичевских гранитах и биотит-гранатовых мигматитах монацит кристаллизовался одновременно с образованием самих пород. Чтобы выяснить генезис монацита, необходимо знать источники редких земель, тория и фосфора, являющихся главными компонентами этого минерала. В доорогенный этап развития подвижной зоны, когда еще не проявились процессы мигматизации и гранитообразования, в районе господствующее положение занимали эффузивно-осадочные породы. Существенную роль в них играли глиноземистые и известково-мергелистые осадки, перемежающиеся с послойными телами метабазитов. На высокоглиноземистый состав первичных осадочных образований указывает наличие алмандина, силлиманита и кордиерита в метаморфических породах изученной площади. Геохимическая среда при накоплении глиноземистых осадков благоприятна для концентрации редкоземельных элементов. В ходе преобразований от гранат-биотитового гнейса к бердичевскому граниту валовое содержание редких земель оставалось постоянным; шло лишь перераспределение редких земель между минералами (Шербак, 1971).

Избыточные редкие земли, не вошедшие в состав аксессуарного монацита, содержатся в других породообразующих и аксессуарных минералах. В частности, редкие земли отмечаются в гранате, апатите, цирконе, полевых шпатах.

Уран и торий, как показали данные по расчету баланса этих элементов в валовых пробах и акцессорных минералах, почти полностью связаны с акцессорным монацитом. Что же касается фосфора, то его источником, видимо, были вмещающие породы основного состава, в которых в значительном количестве содержится апатит.

Таким образом, генезис монацита довольно сложный и тесно связан с формированием пород гнейсо-мигматитовой толщи и автохтонного гранита бердичевского комплекса. Монацит образовался в результате "мобилизации" элементов, находящихся в рассеянном состоянии во вмещающих породах, в процессе мигматизации и гранитообразования.

Монацит гранитов и пегматитов побужского комплекса характеризуется иными генетическими особенностями. В нем проявляется отчетливая генетическая связь с метасоматическими процессами и поздним этапом пегматитообразования. Концентрируется монацит в узких ослабленных зонах, где проявилась альбитизация и биотитизация пород гнейсо-мигматитовой толщи. Этим процессам предшествовали слабое дробление и катаклаз пород, в результате которых крупные кристаллы полевых шпатов и кварца превратились в мелкозернистый агрегат. Подобные явления некоторые исследователи называют рекристаллизацией (Гордиенко, 1962). Мелкие зерна породообразующих минералов, главным образом полевых шпатов, разрушаются легче, чем крупные кристаллы пегматитов и пегматоидных гранитов. Поэтому новообразования монацита концентрируются на участках мелкозернистых скоплений полевого шпата, кварца и биотита.

Иногда зоны биотитизации с повышенным содержанием акцессорного монацита и циркона проявляются вне тел пегматитов и секут породы различного состава и генезиса - гнейсы, мигматиты, граниты и пегматиты.

Новообразованный биотит, находящийся в парагенезисе с акцессорным монацитом, характеризуется повышенным содержанием фтора. Это позволяет считать, что в состав растворов, давших начало монациту, входил и фтор. По мнению некоторых исследователей (Бандуркин, 1961), редкоземельные элементы находятся в растворах в виде комплексных соединений, в которых важное место занимает фтор.

Среди гранитов кировоградско-житомирского комплекса устанавливаются три фациальные разновидности. Монацит приурочен к завершающим фациям гранитов. Встречается он в их порфириовидных и аллит-пегматоидных разновидностях. Образовался монацит одновременно с породообразующими минералами - полевыми шпатами, слюдами. Какой-либо зависимости между содержанием редких земель в валовых пробах гранитов и количеством акцессорного минерала в них не наблюдается. В типично житомирских гранитах, характеризующихся повышен-

Порода, район	Кристаллы	Преобладающая форма	Размер зерен, мм	
Гранит, ущ (Ляхович, 1968)	Короткопризматические, реже бипирамидальные	{110} {100} {111}	-	
Петматит	Коростенский массив (Ивантишин и др., 1957; Лазаренко и др., 1973)	Короткопризматические, бипирамидальные	{011} {010}	0,1-0,5
	Приазовье, с. Екатериновка (Защиха, 1964)	Бипирамидальные, приплюснутые по третьей кристаллографической оси	{011}	до 2,0
Мигматит, Приазовье, с. Екатериновка (Защиха, 1964)	Столбчато-призматические и бипирамидально-призматические	{010} {011}	0,1-2,0	
Гнейс, западная часть щита (Ивантишин, Заець, Куц, 1965)	Бипирамидальные	{111}	-	
Метасоматит, Побужье (Нечаев, Кононов, 1963)	Бипирамидальные	-	0,1-0,4	

ным содержанием редких земель, акцессорного монацита часто вообще нет. Редкие земли связаны главным образом с биотитом и акцессорным апатитом. Причем биотит, в отличие от слюд аллохтонной группы гранитов, почти не содержит фтора. Видимо, магматический расплав, давший житомирские граниты, отличался бедностью летучими компонентами, что не благоприятствовало кристаллизации собственно редкоземельных минералов, в том числе и акцессорного монацита.

К с е н о т и м

Ксенотим - очень редкий для пород Украинского щита акцессорный минерал. Он характерен для богатых калием гранитов и петматитов, где встречается в ассоциации с акцессорными монацитом,

ксенотима

Цвет	Включения	n_g	n_p	Плотность, г/см ³
Желтовато-серый, желтовато-красно- ватый	Округлые дисперс- ные бесцветные,	-	-	-
Светло-желтый до темно-бурого	Точечные	1,816	1,721	-
Светло-желтый, зеленовато-жел- тый, розовый. В зонально окра- шенных кристал- лах: центр зеле- новато-желтый, периферия - жел- товато-розовая, желтовато-бурая	-	>1,780	1,720	4,37
Желтый с оттен- ками	Биотит	>1,780	1,720	4,44
Буровато-желтый	-	>1,780	1,721	-
Светло-желтый, буровато-жел- тый	Биотит	>1,780	1,722	4,51

апатитом, гранатом, флюоритом, турмалином, тантало-ниобатами и др. В кировоградско-житомирских гранитах (до 32,4 г/т) ксенотим установлен В.В. Ляховичем (1967); в гранитах и пегматитах с. Екатериновки и Каменных Могил - Б.В. Зацехой (1964); в пегматитах и гранитах коростенского комплекса (до 1 г/т) - М.Н. Ивантишиным (1957, 1960). По данным Е.К. Лазаренко и др. (1978), ксенотим особенно характерен для камерных пегматитов. Среднее содержание его в гранитах Ущ, по оценке различных авторов, колеблется от 1,0 до 3,3 г/т.

В метаморфических породах содержание ксенотима также невелико. В очень малых количествах он установлен в гранат-биотитовом гнейсе западной части щита (Ивантшин, Заець, Куц, 1965). Исклю-

чение составляет своеобразная минерализация в зоне дробления мигматитов и гнейсов Побужья, где повышенное содержание ксенотима приурочено к интенсивно биотитизированным участкам метасоматических пород (Нечаев, Кононов, 1963).

Физические свойства акцессорного ксенотима приведены в табл. 36. Почти во всех случаях ксенотим представлен хорошо образованными кристаллами бипирамидального и короткопризматического габитуса. Б.В. Зациха (1964) установил резкое различие в морфологии кристаллов ксенотима из пегматитов и из вмещающих их мигматитов Приазовья: первые представлены исключительно бипирамидальными кристаллами, вторые — столбчато-призматическими и бипирамидально-призматическими. Размер зерен от 0,1 до 2 мм.

Цвет ксенотима светло-серый, желтый, зеленовато-желтый, розовый, иногда с бурым и красноватым оттенками, что вызвано появлением корочек вторичных продуктов на поверхностях кристаллов. Блеск неизмененных кристаллов стеклянный, измененных — матовый, жирный. Изредка в ксенотиме отмечаются включения биотита и других минералов. Показатели преломления и плотность несколько ниже теоретических.

Содержание р.з.э. в ксенотиме из метасоматитов Побужья составляет 59,92% (Нечаев, Кононов, 1963); из мигматитов Приазовья — 61,1% (Зациха, 1964); из пегматитов Приазовья — до 64,5% (Зациха, 1964). Состав р.з.э. в ксенотиме селективно итриевый.

Образование ксенотима связывается с магнизиально-железистым и калиевым метасоматозом при процессах гранитизации и приурочивается к стадии микроклинизации биотита и плагиоклаза (Нечаев, Кононов, 1963).

Р а б д о ф а н и т

Акцессорный рабдофанит на Украинском щите связан исключительно с гранитоидами. Он установлен В.В. Ляховичем (1967) в кировоградских, токовских, уманских, шполянских и приазовских гранитах. Содержание рабдофанита обычно не превышает нескольких граммов на тонну, а в аляскитах с. Новой Ласпы более 100,0 г/т (Ляхович, 1967):

Гранит	Местонахождение	Содержание, г/т
Биотитовый	г. Кировоград	2,2
Аляскитовый	ст. Ток	0,02
Рапакиви	г. Шпола	0,1
Биотитовый	г. Умань	12,7
Аляскитовый	Приазовье	
	с. Новая Ласпа	103,6
Биотитовый	с. Анадол	0,8
Двуслюдяной	с. Екатериновка	До 17,1

В десяти изученных В.В. Ляховичем (1967) пробах разнообразных типов гранитов щита среднее содержание рабдофанита составляет 1,5 г/т, а частота встречаемости 40%.

С рабдофанитом ассоциируют ксенотим, иттриадит, бастнезит, торит, касситерит, монацит.

В.И. Павлишин (1969) описал акцессорный рабдофанит из гранитных камерных пегматитов Волыни. Этот минерал находится в виде включений в опале, который как бы цементирует обломки кварца и полевых шпатов в нижней подзанорышевой части концентрически зонального пегматитового тела. Рабдофанит образует округлые желтые зерна размером от сотых до десятых долей миллиметра, плеохроирующие в желтых тонах. Отмечается тесная ассоциация его с гематитом, иногда как бы обволакивающим зерна рабдофанита.

Рабдофанит, приуроченный к контакту жильного фойяита с гранитом Приазовья, описали А.А. Вальтер и Г.К. Еременко (1963). Он встречен в пустотах растворения блочного кварца в ассоциации с апатитом, сфеном, гастингситом, пиритом, натролитом и хлоритом. Образует скрытокристаллические изометричные зерна и, изредка, гексагональные призматические кристаллы буровато-красного цвета размером до 5-7 мм. Зерна в центре плотные, по краям - землистые, "ворсистые"; в большинстве случаев загрязненные тонкодисперсными гидроокислами железа. Плотность рабдофанита (3,69) и показатели преломления (1,655-1,667) значительно ниже, чем теоретические.

Волынский и приазовский рабдофаниты различаются химическим составом. Если в первом содержания TiO_2 (65,2%) и P_2O_5 (25,98%) близки к теоретическим, то во втором они составляют соответственно 14,05 и 15,5%, а содержание кремнекислоты достигает 10,07%. Приазовский минерал по составу отвечает силикорабдофаниту; низкие содержания главных компонентов в нем можно объяснить тем, что анализировался не чистый минерал, а его агрегат, в котором существенную роль играют гидроокислы железа. По данным А.А. Вальтера и Г.К. Еременко (1963), кроме отмеченных трех окислов, в силикорабдофаните установлено 4,25% Fe_2O_3 , 0,62% TiO_2 , 1,71% F и 8,15% H_2O . В волынском рабдофаните воды только 4,53%, что в полтора раза меньше теоретического содержания. Отличительной особенностью рабдофанитов из пегматитов является пониженная роль церия, лантана и повышенная - неосидима, празеодима, самария, европия и гадолиния по сравнению с рабдофанитами из других проявлений, состав редких земель которых приведен в работе Е.И. Семенова (1963).

Рабдофанит - гипергенный минерал. В пегматитах Волыни он выделялся одновременно с опалом (Павлишин, 1969); силикорабдофанит А.А. Вальтер и Г.К. Еременко (1963) считают продуктом эпитепимального распада редкоземельных минералов.

А п а т и т

Апатит — самый распространенный и наиболее часто встречаемый акцессорный минерал большинства пород Украинского щита. Он преобладает над остальными акцессорными минералами в мигматитах, гнейсах, кристаллических сланцах, амфиболитах, а в одной из проб гнейса юго-восточной части щита его содержание достигает 3% (Сагайдак, 1937). Высокое содержание апатита отмечается в породах ультраосновного и основного составов: в Корсунь-Новомиргородском плутоне в оливиновых габбро и габбро-монционитах — 2,2 — 2,6%, в лейкократовых разностях габбро-лабрадоритов — 0,25, в меланократовых — 0,9% (Кононов, 1960).

Среднее содержание апатита в гранитах щита (Ляхович, 1967) составляет 764,8 г/т, в коростышевских гранитах оно достигает 3000 г/т, а в токовских и уманских гранитах превышает 1000 г/т. Анализ данных В.В. Ляховича (1967) по содержанию акцессорных минералов в десяти пробах из наиболее характерных гранитов западной и центральной частей щита показывает, что с увеличением роли граната резко снижается количество апатита и наоборот. Обогащены апатитом граниты и граносиениты сиенитового комплекса Приазовья, что позволило нам (Кущ, 1967) отнести большинство из них к апатитовому типу (по классификации В.В. Ляховича, 1963).

Пегматиты характеризуются крайне неравномерным распределением апатита. Так, в розовых пегматитах г. Корца апатита практически нет, а в их серых разностях на отдельных участках в ассоциации с биотитом его содержание достигает порообразующих значений (Лазаренко та ін., 1960). В пегматитах с. Елисеевки скопление апатита в сростках с биотитом достигает 50 см в поперечнике (Юрк, 1941). В отдельных пегматитовых телах апатит тяготеет к краевым частям жилы. В камерных пегматитах Волини в центральных зонах тел отмечается до 3 г/т апатита, а в графико-пегматоидной породе вблизи контакта с коростенскими гранитами — 636 г/т (Лазаренко и др., 1973).

В нефелиновых сиенитах роль апатита ограничена. И.А. Морозевич (1930) отмечал почти полное отсутствие этого минерала в ма-риуполитах. Порообразующих содержаний апатит достигает в зонах контакта нефелиновых и щелочных пород с основными породами в восточной части Октябрьского массива: в эгирин-альбитовых метасоматитах до 15% апатита (Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965). В милонитах и брекчиях Малотерсянского щелочного массива содержание апатита составляет 7%. В пержанских и измененных метасоматическими процессами каменноугольских гранитах апатита практически нет: в породах Суцано-Пержанской зоны его мало и лишь в меланократовых сиенитах количество этого минерала иногда повышается.

Максимальные содержания апатита отмечаются в карбонатных метасоматитах Черниговской зоны - 2-35% (Жуков и др., 1973) и в кальцифирах Центрального Приазовья - 5-15% (Канигин та ін., 1969).

Выделения апатита преимущественно неправильной формы, но часто встречаются и хорошо ограненные кристаллы. На примере Украинского щита подтверждается отмеченная А.Е. Ферсманом (1939) закономерность изменения габитуса кристаллов апатита от удлиненно-призматического в наиболее высокотемпературных образованиях к призматическому, короткопризматическому, боченовидному и пластинчатому - в низкотемпературных. Так, габитус кристаллов апатита из габбро-лабрадоритов Корсунь-Новомиргородского плутона удлиненно-призматический, иногда с пирамидальными окончаниями (Кононов, 1960), из габбро-диабазов Ровенской области - игольчатый (Бернадська, 1958). По данным О.И. Матковского (1956), апатит из более основных и более высокотемпературных пород осницкого комплекса (диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов) имеет удлиненно-призматический до игольчатого габитус, в то время, как кристаллы апатита из осницких и клесовских аллитоидных гранитов короткостолбчатые и призматические. Таблитчатые кристаллы редки. Кроме того, в породах осницкого комплекса часто наблюдаются кристаллы с разведенными гранями и сглаженными вершинами.

Облик кристаллов апатита из пегматитов с. Елисеевки короткостолбчатый (Юрк, 1941).

На рис. 26 приведены зарисовки кристаллов апатита из гранитов Приазовья. Основные формы - гексагональная призма $\{10\bar{1}0\}$, бипирамиды $\{10\bar{1}1\}$ и $\{11\bar{2}0\}$ и пинакоид $\{00\bar{1}\}$.

Для кристаллов апатита характерна отдельность по $\{0001\}$.

В окраске апатита преобладают бледно-голубоватые и бледно-зеленоватые тона, хотя многие зерна чаще бесцветны и прозрачны. Желтоватые, сероватые и розоватые оттенки окраски редки. В апатитах из пород чудново-бердичевской группы окраски распределены неравномерно: центральные части кристаллов темно-серые, периферические - бесцветные (Шербак, 1961). Это вызвано наличием в апатите включений других минералов, и в первую очередь биотита, рутила, кварца, полевых шпатов, амфиболов, ильменита, циркона и др. Кроме того, встречаются жидкие и газообразные включения.

Апатит - одноосный отрицательный минерал, $n_o = 1,633-1,646$, $n_e = 1,630 - 1,642$, $n_o - n_e = 0,004$; в пробах из пегматитов г. Корца двупреломление снижается до 0,002 (Васильева, 1953; Лазаренко та ін., 1960), в апатитах из микроклин-биотитовых редкоземельных метасоматитов Побужья - возрастает до 0,009 (Кононов, Нечаев, 1963).

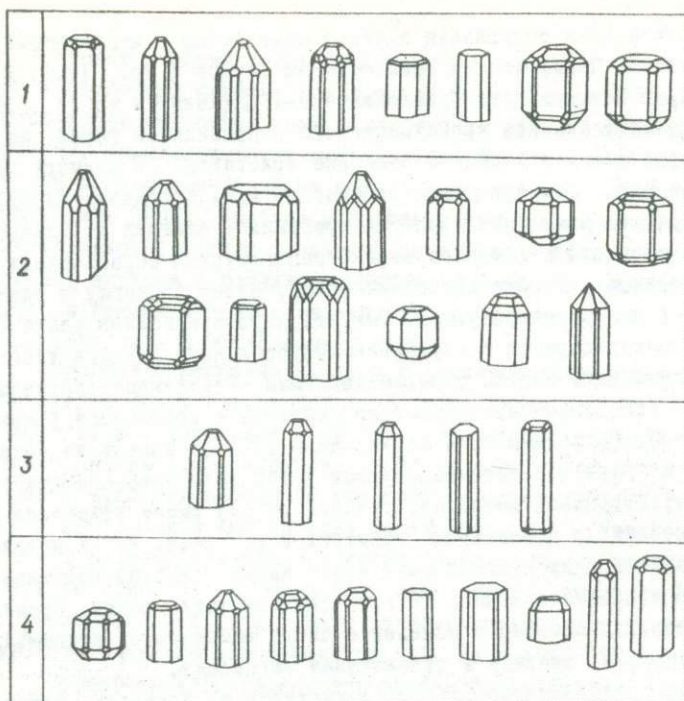


Рис. 26. Зарисовки кристаллов апатита из салтычанских (1), анатолийских (2) гранитов, гранитов сиенитового комплекса (3) и аплитовидных гранитов (4) Приазовья.

По оптическим константам и результатам химических анализов все изученные апатиты относятся к фтор-apatиту с подчиненной ролью хлора (до 0,24%)^{*}. Содержания окислов таких породообразующих элементов, как кремний, алюминий, железо и магний, в апатитах редко превышают 1%. Роль марганца возрастает лишь в пробах апатитов из редкометалльных типов пегматитов Приазовья (до 3,02% MnO) и редкоземельных метасоматитов Побужья (0,85% MnO). Существенную роль в апатитах щита играют р.з.э. Они обнаружены во всех 60 проанализированных образцах апатитов из пород Приазовья. Содержание р.з.э. в апатите из образований гнейсо-мигматитового комплекса обычно не превышает 1%, из гранитов - в среднем больше 1%. Обеднены р.з.э. (0,12-0,26%) апатиты из гнейсов центральной части щита (Ивантшин, Заець, Куц, 1965). Мало р.з.э. в апатитах из пегматитов (до 0,3%). А.А. Вальтер и Г.К. Еременко (1963) описали редкоземельный апатит (5,25% TK_2O_3) из нефелино-

^{*} Низкие содержания фтора в некоторых анализах апатитов можно объяснить несовершенством применяемых методик определения этого элемента.

вых фенитов Октябрьского массива. В апатитах из гранитоидов сиенитового комплекса содержание р.з.э. достигает 2%. Редкоземельные элементы в апатитах замещают кальций, к которому по кристаллохимическим свойствам наиболее близки иттриевые редкие земли. Поэтому, несмотря на то что в природе цериевые р.з.э. резко преобладают над иттриевыми, в породах щита существуют апатиты с селективно иттриевым и комплексным составом р.з.э. Цериевые р.з.э. значительно преобладают над иттриевыми в апатитах из щелочных пород, что является следствием цериевого характера щелочной среды минералообразования.

Генезис апатита. В изверженных породах апатит, кристаллизующийся из расплавов, магматического происхождения. В габбро-лабрадоритах он образуется на поздних этапах кристаллизации, так как всегда ассоциирует с кварцем и калиевым полевым шпатом — минералами заключительного этапа магматического процесса (Кононов, 1960). В гранитоидах северо-западной части щита апатит кристаллизуется в конечную стадию магматического процесса (Шербак, 1961). В мигматитах г. Корца он является продуктом метасоматического замещения плагиоклазов и других кальцийсодержащих минералов, образовавшихся в результате воздействия на них растворов, обогащенных фтором, фосфором, хлором и др. Часть кальция при этом могла попасть в растворы из вмещающих гнейсов (Лазаренко та ін., 1960).

Апатиты контактово-метасоматического генезиса образуются на контакте кальцийсодержащих пород с интрузиями щелочного и кислого составов. Так, в Приазовье значительные скопления апатита наблюдаются в зоне контакта основных пород со щелочными, в кальцифирах и карбонатных метасоматитах.

Кроме отмеченных выше, апатит ассоциирует с такими минералами кальция, как сфен и ортит.

Б р и т о л и т

Акцессорный бритолиит на УЩ известен только в Приазовье. Впервые установлен И.А. Морозевичем (1904) в нефелиновых сиенитах Октябрьского массива и назван б е к к е л и т о м. Более детальную характеристику бритолиита из мариуполитов приводят А.А. Вальтер и Г.К. Еременко (1963). Бритолиит встречается и в полевошпатовых метасоматитах контактовой зоны граносиенитов Южно-Кальчикского массива с аляскитами (Юрк, Марченко, Гончаров, 1961).

В мариуполитах бритолиит и циркон преобладают над остальными акцессорными минералами. Бритолиит образует гексагональные короткопризматические и призматические кристаллы, а также зерна неправильной формы размером до нескольких миллиметров. Цвет минерала коричневый с различными оттенками, излом раковистый,

блеск стеклянный до алмазного. Плотность $4,15-4,40 \text{ г/см}^3$. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления близки к $1,775$, а после прокаливания при температуре 850°C $n_o = 1,795$, $n_e = 1,790$ (Вальтер, Ерьоменко, 1963). В бритолите из метасоматитов $n_o = 1,775-1,777$, $n_e = 1,772-1,773$ (Юрк, Марченко, Гончарова, 1961).

У бритолита структура такая же, как у апатита. По составу это кальций-редкоземельный фосфато-силикат (Вальтер, Ерьоменко, 1963).

Сравнение химических анализов бритолита из мариуполитов, полевошпатовых метасоматитов и анализа беккелита показывает, что они имеют близкие содержания редких земель, кремния и кальция и отличаются содержанием P_2O_5 . В первом $4,46\%$ P_2O_5 , во втором только $1,85\%$; в беккелите фосфор не определялся. Последнее обстоятельство послужило основанием для ошибочного выделения И.А. Морозевичем (1904) нового минерального вида - беккелита. Учитывая близость свойств бритолита и беккелита, а также результаты исследований Е.И. Семенова (1956, 1963) и П. Гея (1957), установивших идентичность беккелита и бритолита, нами эти минералы рассмотрены как один минеральный вид.

Наличие в бритолите из мариуполитов включений альбита, эгирина, лепидомелана и флюорита, а также постоянная ассоциация его с канкринитом, цирконом и апатитом свидетельствуют о том, что он образовался в позднюю метасоматическую стадию становления мариуполитов (Вальтер, Ерьоменко, 1963).

Бритолит из полевошпатовых метасоматитов также образовался на заключительной стадии формирования этих пород (содержит включения кварца, полевых шпатов, цирколита, развивается по чевкиниту, тесно ассоциирует с флюоритом).

П а р и з и т

Паризит впервые на Ущ установлен В.И. Кузьменко (1940, 1946) в Приазовье во флюорит-карбонатной жиле, залегающей вблизи контакта граносиенитов с мигматитами (южная часть Кальмиусского массива). На отдельных участках паризит образует скопления (до 25% объема жилы), но обычно находится в аксессуарном количестве. Он образует сростания с кальцитом и флюоритом или рассеян в массе кальцита, отчего последний приобретает кремово-розовую окраску. Реже выполняет трещины во флюорите и кальците. Цвет минерала розовый, розовато-малиновый; блеск стеклянный; излом полураковистый; хрупкий, твердость и плотность приближаются к 4. По данным Н.А. Елисеева, В.Г. Кушева, Д.П. Виноградова (1965), приазовский паризит имеет $n_g = 1,740-1,762$, $n_m = 1,676-1,682$, $n_p = 1,658-1,670$,

$n_d - n_p = 0,082-0,092$. Широкий диапазон оптических свойств указывает на возможное существование непрерывного изоморфного ряда от кальцита к паризиту.

В гипергенных условиях паризит неустойчив и замещается бастнезитом (Семенов, 1963).

В химических анализах приазовского паризита (Кузьменко, 1946) количество окиси кальция в 1,5-2,5 раза превышает теоретическое (ан. 528-530), что связано, как отмечает и автор, со значительными примесями кальцита в проанализированных пробах. Содержание редких земель в паризите изменяется в широких пределах (37,05-56,75%) и лишь в наиболее чистых образцах приближается к теоретическому. Состав редких земель селективно цериевый. При замещении паризита бастнезитом происходит обеднение последнего наиболее легкими лантаноидами.

Образование паризита во флюорит-карбонатной жиде связано с низкотемпературными пневматолито-гидротермальными процессами проходившими 1,5 млрд. лет назад (Куц, 1971).

Очень незначительное содержание паризита отмечается в каменноугольских гранитах (Гладкий, 1958) и пегматитах северной части Володарск-Волынского поля (Ивантишин, 1957), где он ассоциирует с флюоритом, ксенотимом и цирколитом.

О р т и т

Ортит - широко распространенный аксессуарный минерал гранитов и пегматитов Украинского щита; в породах гнейсо-мигматитового комплекса его роль резко снижается. Как и монацит, он является главным минералом-носителем редкоземельных элементов в значительной части гранитоидов щита. В повышенных количествах эти минералы никогда совместно не встречаются, на что впервые обратил внимание В.И. Вернадский (1929), выделивший монацитовый и ортитовый типы гранитов. В отдельных случаях в монацитовых гранитах Приазовья отмечается повышенное содержание ортита, связанного с более поздними наложенными процессами. Развивается он, как правило, по трещинам в гранитах и приурочен к огнейсованным их разновидностям.

Достоверных сведений о содержании ортита в породах щита практически нет, так как он обладает свойством раскалываться при дроблении на очень мелкие осколки и часто для подсчетов удается выделить из породы менее 20% этого минерала. В отличие от монацита, ортит характерен для более основных разновидностей гранитов, обогащенных кальцием. Как правило, это роговообманковые, роговообманко-биотитовые, реже биотитовые граниты с содержанием кремнекислоты менее 70%, а также гранодиориты, плагиограниты и др. Сведения об ортитности некоторых гранитоидов щита представлены в табл. 37.

Содержание акцессорного ортита в гранитоидах
Украинского щита

Порода	Местонахождение	Содержание ортита, г/т	Авторы
Плаггиогранит	Приднепровье и Тальновское поднятие	13,0	Белевцев, Сухинин, 1974
"	села Волосское, Старые Кайдаки	17,4-29,8	Мищенко, 1969
"	р. Саксагань	50,1	То же
Гранодиорит	с. Ямбург	25,4	" "
Гранодиорит и плаггиогранит	села Крюков, Чикаловка, г. Кременчуг	40-77,5	" "
Плаггиомигматит	села Таромское, Аулы, г. Верхнеднепровск, с. Мишурич Рог	35,0; 68,2; 12,3; 6,9	" "
Бердичевский биотитовый гранит	-	39,8	Ляхович, 1967
Плаггиоклаз-микроклинов-ый гранит	Уманский, Богуславский, Токовский, Демуринский массивы	157,0	Белевцев, Сухинин, 1974
То же	Верблюжский, Митрофановский, Долинский, Боковянский массивы	35,0	То же
Биотитовый гранит	с. Салтычя	1282,16	Ляхович, 1967
То же		до 10000	Куц
Аляскит	ст. Ток	384,7	Ляхович, 1967
Рапакиви	г. Шпола	14,0	То же
Среднее содержание в гранитах Приазовья		141,3	" "
Среднее содержание в гранитах Украинского щита		43,87	" "

В отдельных телах гранитоидов ортит распределен крайне неравномерно. Иногда он встречается в виде шпировых выделений и в отдельных случаях достигает порообразующих содержаний (с. Салтычя, хут. Садовый).

В большинстве случаев форма зерен ортита неправильная, и лишь изредка отмечаются кристаллы. По данным В.И. Орсы (1965в), хорошо образованные кристаллы ортита брусковидной формы находятся в жильных гранитах, реже среди пегматитовых выделений Приднепровья. Наиболее развиты здесь грани пинакоидов $\{100\}$, $\{001\}$, а на торцовых участках кристаллов - грани призм $\{101\}$ и $\{110\}$. На приконтактных участках жил с вмещающими породами выделения ортита имеют неправильную форму.

Цвет ортита изменяется от зеленого и темно-зеленого до смоляно-черного; блеск стеклянный, реже тусклый; излом раковистый. Иногда отмечаются включения магнетита, сфена, апатита, циркона и других минералов.

В большинстве случаев ортит представлен изотропными зернами, что свидетельствует о его метамиктном состоянии. Показатель преломления такого ортита из различных районов щита неодинаков: в гранитоидах Приднепровья он самый низкий — 1,676 (Орса, 1965б), в аналогичных образованиях Токовского массива изменяется в пределах 1,700—1,706 (Латыш, 1959) и максимального значения достигает в пегматитах Приазовья 1,716 и Волны — 1,720 (Лазаренко и др., 1973). Анизотропные зерна ортита из Токовского массива, по данным В.Т. Латыша (1959), характеризуются резким плеохроизмом: по M_p — зеленовато-бурый, по M_g — почти черный; $2V = -78^\circ$.

Вокруг зерен ортита из гранитов Приазовья часто развит эпидот, а в породах Токовского массива, кроме того, и клиноцоизит (Латыш, 1959). Ортит из гранитоидов Приазовья, Приднепровья и Токовского массива часто окружен красно-бурым ореолом и покрыт корочками вторичных продуктов; ортит из пегматитов Волны повсеместно замещается бастнезитом (Лазаренко и др., 1973).

Химический состав ортитов из пород УЩ довольно разнообразный. Содержание SiO_2 в минерале изменяется от 27,5 до 35,4% и в среднем составляет около 31,4%; в гидрортитите оно уменьшается до 19,25%. Редкоземельные элементы количественно лишь немного уступают кремнию (14,97—31,04% ΣR_2O_3), а в некоторых случаях даже преобладают над ним. Для ортита из пород щита характерен исключительно цериевый состав редких земель. Содержание иттрия в сумме р.з.э. не превышает 1,5%. Наиболее выдержанно содержание церия, которое в большинстве случаев изменяется в пределах 45—49%. Для ортита из гранитоидов Приазовья характерен почти полный набор р.з.э., в том числе и Dy, Ho, Er, Yb , иногда преобладающих над иттрием. Железо в ортите находится в двух- и трехвалентном состояниях, причем в одних образцах преобладает закисная, в других — окисная формы. Максимального значения содержание $FeO + Fe_2O_3$ достигает в ортите из салтычанского гранита (ан. 539), что вызвано, очевидно, примесями магнетита. Содержание Al_2O_3 в ортите, за небольшими исключениями, выдержанно и в большинстве случаев приближается к среднему значению (15,6%). Содержание CaO изменяется от 4,4 до 12,55% и в среднем составляет 8,5%. Отмечается некоторая обедненность кальцием ортита из пегматитов Приазовья.

Аксессуарный ортит характеризуется постоянным наличием радиоактивных элементов, и особенно тория. Наиболее обогащен торием ортит из пегматитов ($Th > 1\%$). В ортите из гранитов и гранодиоритов тория вдвое меньше. Самые высокие содержания аксессуарных тория и урана отмечаются в ортитах из мигматитов Демуринского блока (табл. 38).

Содержание радиоактивных элементов в
акцессорном ортите, %

Порода	Местонахождение	Количество определений	μ	$\gamma\%$	Авторы
Мигматит	Ингулецкий блок	4	<u>0,012-0,025</u> 0,015	<u>0,71-0,86</u> 0,78	Виноградов и др., 1957
Мигматит	Демуриинский блок	5	<u>0,031-0,12</u> 0,07	<u>1,33-4,52</u> 2,55	Виноградов и др., 1957; Семеновко и др., 1960
Гранодиорит	с. Ямбург	I	0,0063	0,57	Ивантишин и др., 1965
Гранит порфири-видный	б. Кровавая	I	0,0260	0,18	Семеновко и др., 1958
Гранит	с. Бородаев-ка	I	0,020	1,05	Ивантишин и др., 1965
Пегматит	с. Левшино-Михайловка	I	0,017	1,72	То же
Пегматит	с. Лозоватка	I	0,030	2,30	Семеновко и др., 1960
Серый гранит	с. Салтычия	I	0,045	0,93	В.П. Куц
Гранит	с. Лидино	I	0,170	1,05	То же

П р и м е ч а н и е: В числителе даны пределы содержаний, в знаменателе - среднее.

Торий и уран в ортите замещают р.з.э. и кальций. Учитывая ограниченный характер их изоморфной смесимости, можно предположить, что в случае высокого содержания радиоактивных элементов в ортите возможно наличие мелких включений их самостоятельных минералов. Это подтверждается данными Пелласа (*Pellas*, 1955) и В.А. Хвостовой (1962), обнаружившими в ортите включения торита, уранинита и оранжита. Последние иногда ассоциируют с ортитом в пегматитовых жилах Ущ.

В породах щита ортит находится в постоянном парагенезисе с такими кальцийсодержащими минералами, как сфен, эпидот, апатит. Кроме того, часто отмечается тесная ассоциация его с магнетитом, особенно характерная для пегматитов Среднего Приднепровья.

Ч е в к и н и т

Чевкинит в породах Украинского щита распространен ограниченно. Ю.Ю. Юрк, Е.П. Гурова, Е.П. Гуров (1973) считают его типоморфным акцессорным минералом платформенных гранитов Приазовья, но и

в них он довольно редок. В акцессорных количествах чевкинит встречается в гранитоидах Невьянисольского, Южно-Кальчикского и Кальмиусского (северная часть) массивов. Е.Я. Марченко и Е.И. Гончарова (1962) описали чевкинит из метасоматических и гидротермальных образований, залегающих среди граносиенитов Восточного Приазовья. В.В. Ляхович (1967) обнаружил его в рапакиви Корсунь-Новомиргородского массива и в кировоградских гранат-биотитовых гранитах.

Содержание чевкинита колеблется от единичных зерен до 50-60 г/т. При этом установлена прямая зависимость между количествами чевкинита и титановых минералов (Ляхович, 1967).

Кроме титановых, чевкинит ассоциирует с минералами редких земель, флюоритом, цирконом, апатитом и энидотом. Наиболее характерен парагенезис с флюоритом.

В гранитах и граносиенитах чевкинит образует уплощенные и удлиненнопризматические кристаллы размером до 1 мм. В метасоматитах форма его выделений неправильная, но размеры более крупные - до 3 мм. Цвета минерала смоляно-черный, бархатно-черный, темно-бурый, блеск полуметаллический, излом раковистый. С поверхности часто покрыт бурой и красно-бурой корочкой вторичных продуктов. Среди последних преобладает бастнезит (Юрк, Гурова, Гуров, 1973). Минерал вследствие метамиктного состояния изотропен: $n = 1,958$.

Обращает на себя внимание высокое содержание в чевкините ниобия и тантала (2,5%), что определяет его сходство с ниобиевым чевкинитом из Ильменских гор. В продуктах изменения чевкинита суммарное содержание ниобия и тантала возрастает более чем в 1,5 раза, причем тантал преобладает над ниобием. Происходит почти полный вынос кремнекислоты, уменьшается содержание железа и кальция, в связи с чем увеличивается содержание титана и редких земель (Семенов та ін., 1972). Состав р.з.э. в чевкините селективно цезиевый.

Парагенезис минералов и характер пород, в которых встречается чевкинит, свидетельствуют в пользу его метасоматического генезиса.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА И МЕТОДЫ ИХ АНАЛИЗА

П о л н ы й х и м и ч е с к и й а н а л и з а к ц е с с о р н ы х м и н е р а л о в

Одной из сложнейших задач при изучении акцессорных минералов является определение их химического состава. Специфические особенности этих минералов, их редкая встречаемость, сложный многокомпонентный состав и малое количество материала часто требуют

применения специальных аналитических методов. При выполнении полного анализа мономинеральных фракций в каждом случае приходится решать, какую схему анализа выбрать в зависимости от состава пробы, соотношения в ней основных компонентов и наличия тех или иных элементов-примесей.

В настоящее время некоторые акцессорные минералы используются для установления изотопного возраста, что требует особо тщательного определения содержаний урана, тория, свинца и других элементов, составляющих зачастую незначительную примесь.

В настоящем разделе приводятся схемы полного анализа акцессорных минералов, принятые в лабораториях ИГФМ АН УССР, описываются методы определения некоторых элементов и указывается, какими из известных в литературе методов могут быть определены остальные.

Анализ минералов редких щелочных металлов

Наиболее важным минералом лития является **сподумен**. Для его анализа в навеске минерала (0,5 г) сначала определяют гигроскопическую влагу, затем потерю при прокаливании. Остаток сплавляют с содой, сплав растворяют в воде, подкисляют соляной кислотой и из солянокислого раствора определяют кремневую кислоту. Фильтрат помещают в мерную колбу и в аликвотных частях определяют железо, титан, магний, кальций, алюминий, марганец. Щелочные металлы определяют из отдельной навески пламеннофотометрическим методом. Литий можно определять и весовым методом: разложением пробы и выделением суммы хлоридов щелочных металлов (Бабко, 1943), а затем экстрагированием хлорида лития ацетоном (Пономарев, 1951).

При анализе **циннальдита** гигроскопическую влагу, потерю при прокаливании, кремневую кислоту, алюминий, железо и марганец определяют так же, как и при анализе сподумена.

Из отдельных навесок определяют щелочные металлы фотометрией пламени (Полузатов, 1967); закисное железо — объемным методом (Пономарев, 1951); фтор — фотометрическим методом, по ослаблению окраски комплекса тория с арсеназо (Методы хим.ан. мин.сырья, 1963).

Анализ минералов бериллия

При анализе **берилла** из навески минерала (0,5-1 г) определяют гигроскопическую влагу и потери при прокаливании. Затем остаток сплавляют с содой, сплав выщелачивают соляной кислотой и выделяют кремневую кислоту. Остальные компоненты определяют из аликвотных частей раствора. При этом гидраты полуторных окислов осаждают бескарбонатным аммиаком из 100 мл, а в фильтрате определяют кальций и магний. Осадок гидроокисей растворяют в 5%-ной серной кислоте и определяют железо и титан. Из 50 мл солянокислого

раствора определяют алюминий и бериллий (Методы хим. ан. мин. сырья, 1957). Из другой аликвотной части (50 мл) раствора определяют бериллий весовым методом с применением трилона Б. Осаждение бериллия при этом рекомендуется проводить в виде гидроокиси или фосфата (Нуре, 1952; Черников, 1955). Для определения алюминия из суммы содержаний его и бериллия вычитают содержание последнего.

При анализе г е н т г е л ь в и н а навеску минерала (1 г) растворяют в соляной кислоте (1:1) при нагревании. Нерастворимый остаток отфильтровывают, озоляют и сплавляют с содой. Сплав растворяют в соляной кислоте и присоединяют к фильтрату. Из солянокислого раствора выделяют кремневую кислоту, потом переводят солянокислый фильтрат в сернокислый и персульфатом аммония выделяют марганец. В фильтрате, после выделения марганца, разрушают кипячением персульфат, помещают раствор в мерную колбу и из аликвотных частей определяют цинк, железо, титан, алюминий, бериллий.

Цинк определяют из 50 мл сернокислого раствора электролитически (Тредвел, 1931) или полярографически (Виноградова, 1960). В 50 мл сернокислого раствора осаждают аммиаком гидраты полуторных окислов, в них определяют колориметрически титан и титриметрически - железо, а в фильтрате - кальций и магний. В 150 мл раствора осаждают гидраты окислов бескарбонатным аммиаком, затем трижды их сплавляют с содой и каждый раз выщелачивают водой. В водной вытяжке определяют алюминий (Методы хим. ан. мин. сырья, 1957). Остаток растворяют в соляной кислоте и определяют бериллий весовым фосфатным методом (Черников, 1955). Щелочные металлы определяют методом пламенной фотометрии из отдельной навески (Полуэктов, 1967); кадмий и медь - полярографически (Виноградова, 1960). Из отдельных навесок определяют гигроскопическую влагу, потерю при прокаливании, закисное железо и сульфидную серу (Книпович, 1959).

Для анализа ф е н а к и т а навеску минерала (0,5-1 г) помещают в платиновый тигель и определяют гигроскопическую влагу и потерю при прокаливании. Остаток сплавляют с содой, сплав выщелачивают водой, подкисляют соляной кислотой и из солянокислого раствора определяют кремневую кислоту. Фильтрат помещают в мерную колбу и из аликвотных частей определяют бериллий, железо, титан, алюминий, кальций и магний, как было описано ранее.

Из отдельной навески методом фотометрии пламени определяют щелочные металлы.

Схема анализа б а в е н и т а и э в к л а з а та же, что и фенакита.

Анализ т у р м а л и н а. Навеску минерала сплавляют с содой, сплав растворяют в соляной кислоте (1:1), раствор выпаривают. При

выпаривании борная кислота частично улетучивается, а какая-то часть остается в виде силико-боратов. Оставшийся бор удаляют в виде борнометилового эфира $BO_2(CM_3)_3$. Для этого сухой остаток обрабатывают метиловым спиртом, насыщенным хлористым водородом и раствор уларивают на кипящей водной бане досуха. Обработку метиловым спиртом повторяют три раза. Затем подсушивают осадок для лучшей дегидратации кислоты, смачивают осадок соляной кислотой, заливают горячей водой и отфильтровывают кремневу кислоту. После обработки последней плавиковой и серной кислотами остаток сплавляют с пиросульфатом калия, сплав растворяют в воде и раствор прибавляют к первому фильтрату. Сумму полуторных окислов осаждают обычными способом - аммиаком. Осадок отфильтровывают, высушивают, сплавляют с пиросульфатом калия, сплав растворяют в разбавленной соляной кислоте, снова осаждают аммиаком сумму полуторных окислов, растворяют осадок в горячей соляной кислоте (1:10) и переводят раствор в мерную колбу.

Определение железа и алюминия проводят из аликвотной части этого раствора комплексометрически или обычными методами (Книпович, 1959). Титан определяют колориметрически с перекисью водорода из аликвотной части, после перевода в серноокислый. Кальций и магний определяют из одной аликвотной части последовательным титрованием раствором трилона Б при различных рН.

Для определения бора применяют объемный метод - титрование борной кислоты щелочью в присутствии фенолфталеина и маннита (Книпович, 1959).

Фтор определяют колориметрически по ослаблению окраски комплекса тория с арсеназо после отделения от сопутствующих элементов отгонкой с водяным паром в виде кремнефтористоводородной кислоты из смеси серной и фосфорной кислот.

Закаисное железо в турмалине определяют после сплавления навески с метафторборатом натрия в запаянной трубке из стекла пирекс (Гровс, 1953).

Схема анализа т о п а з а аналогична схеме анализа турмалина.

Анализ ф л ю о р и т а. Навеску минерала (1,0-5 г) смешивают в платиновом тигле с 2-3 г борной кислоты или бурн и нагревают постепенно до расплавления смеси, затем выдерживают при высокой температуре 30-40 мин; при этом удаляется основная часть фтора.

Сплав растворяют в 20-25 мл серной кислоты (1:1) и нагревают до выделения ее паров; нагревание поддерживают в течение 15-20 мин. При этом удаляется оставшаяся часть фтора и выделяется кремневая кислота. По охлаждении разбавляют 50 мл воды, нагревают до раство-

рения солей, отфильтровывают осадок и промывают горячей водой. Фильтрат снова выпаривают до появления паров и выделяют добавочный осадок кремневой кислоты. Оба осадка объединяют, прокаливают и взвешивают. Содержание окиси кремния получают после обработки осадка плавиковой и серной кислотами. Остаток после удаления кремневой кислоты сплавляют с содой и растворяют в соляной кислоте (1:1). Чтобы растворить весь сульфат кальция, раствор вместе с осадком переносят в стакан, добавляют 10-20 мл соляной кислоты (1:1) и 400 мл воды, затем кипятят.

Если есть осадок, его отфильтровывают и промывают горячей водой, подкисленной соляной кислотой. Осадок может содержать недо-разложившиеся силикаты и фториды, сульфат бария и кальция.

Фильтр с осадком озоляют, сплавляют с содой. Сплав растворяют в воде, подкисленной соляной кислотой, затем добавляют плавиковую и серную кислоты и опять выпаривают до паров серной кислоты. По охлаждении разбавляют водой, добавляют 1-2 мл соляной кислоты и кипятят.

Полученные фильтраты соединяют, выпаривают до выделения паров серной кислоты, разбавляют водой и далее ведут анализ обычными методами. В растворе определяют кальций, железо, редкие земли; фтор определяют из отдельной навески. Разложение пробы и отделение фтора от мешающих ионов проводят отгонкой из смеси серной и фосфорной кислот в присутствии кварца (Методы хим. ан. мин. сырья, 1963). Содержание фтора определяют объемным методом, титрованием нитратом тория в присутствии индикатора ализарина (Бочарова, 1951).

Анализ минералов титана

Анализ с ф е н а. Навеску минерала (1,0 г) разлагают смесью сульфата аммония и серной кислоты при нагревании в платиновой чашке. После разложения навески большая часть серной кислоты удаляется, но некоторый избыток ее в конце разложения обеспечивает полноту выделения кремневой кислоты. Нерастворимый остаток отфильтровывают, сжигают, прокаливают и взвешивают. Затем обрабатывают плавиковой и серной кислотами и снова прокаливают, разность в весе соответствует содержанию кремневой кислоты. Остаток доплавляют с пиросульфатом калия, растворяют в 5%-ной серной кислоте и добавляют к основному сернокислому фильтрату. Фильтрат помещают в мерную колбу (он должен быть 5-10%-ный по отношению к серной кислоте, чтобы предотвратить гидролиз солей титана) и в аликвотных частях определяют все компоненты. В 25 мл фильтрата определяют титан объемным методом (Пономарев, 1961).

В 25 мл раствора определяют общее содержание железа, и в другой аликвотной части (25 мл) периодатным методом - марганец

(Книпович, 1959). Из 150 мл раствора осаждают полуторные окислы избытком аммиака, растворяют их в соляной кислоте, доводят до влажных солей и в присутствии уротропина осаждают оксалаты редкоземельных элементов. В фильтрате после осаждения полуторных окислов определяют кальций и магний, предварительно проверив его на алюминий. Оксалатный фильтрат после осаждения редких земель разрушают серной кислотой, затем хроматографически определяют ниобий и тантал (если спектральный анализ установил их наличие) (Викторова, Салтыкова, 1968). В танниновом фильтрате смесью кислот разрушают органические вещества и осаждают цирконий фталевой кислотой или определяют колориметрически (Лукьянов, Князева, 1961). Из оставшихся 25 мл раствора определяют алюминий двумя способами: осаждают аммиаком сумму полуторных окислов, озоляют, прокалывают и по разности определяют алюминий; прокаленные полуторные окислы трижды сплавляют с содой, выщелачивают водой, водные вытяжки подкисляют соляной кислотой и определяют алюминий прямым методом (Методы хим. анал. мин. сырья, 1957).

Гигроскопическую влагу и потерю при прокаливании определяют из отдельной навески.

Анализ минералов циркония

Наиболее распространенным минералом циркония является *ц и р - к о н*; теоретический состав его — 67,1% окиси циркония и 32,9% окиси кремния.

В кристаллических разновидностях циркона содержание элементов-примесей невелико, но в метамиктных наблюдается значительное отклонение от теоретического состава. Железо, кальций, алюминий и редкие земли — постоянные примеси как метамиктного, так и кристаллического циркона; уран и торий в повышенном количестве характерны только для метамиктной разновидности.

При анализе циркона из основной навески (0,5–1 г) определяют цирконий, гафний, кальций, фосфор, магний, редкие земли, железо, титан, алюминий; из другой навески (0,5 г) — кремний, гигроскопическую воду, потерю при прокаливании, ниобий, тантал и др.

Навеску минерала разлагают в платиновой чашке смесью серной и плавиковой кислот. Остаток сплавляют с кислотным фторидом калия и удаляют фтор-ион серной кислотой. Образовавшиеся соли растворяют в соляной кислоте, осаждают и пересаждают полуторные окислы гидроокисью аммония. В фильтрате определяют кальций и магний обычными методами анализа (Книпович, 1959). Осадок гидроокисей растворяют в соляной кислоте, создают определенные условия и осаждают фталевой кислотой (*Purushottam*, 1954). Прокаленный осадок дает сумму окислов циркония и гафния. Содержание окиси гафния в последней определяют спектрально. В фильтрате, после отделения циркония и

гафния, полуторные окислы осаждают избытком гидроокиси аммония, и затем сумму редкоземельных элементов — щавелевой кислотой в присутствии уротропина и коллектора (Горный, Гаврилова, 1963; Варшал, 1962).

Выделенную сумму редкоземельных элементов разделяют на индивидуальные компоненты методом хроматографии на бумаге. В фильтрате, после осаждения редкоземельных элементов, разрушают оксалаты, осаждают сумму полуторных окислов гидроокисью аммония и определяют содержание титана, железа, алюминия и фосфора (Шеллер, Поуэлл, 1962; Книпович, 1959; Васильев, 1951; Методы хим. ан. мин. сырья, 1957). Определение гигроскопической воды, потери при прокаливании и кремневой кислоты производится из отдельной навески (0,5 г) известными методами (Книпович, 1959). Скандий определяется спектрально, спектрохимически (Бурксер, Ивантишин, Горный, 1955) или колориметрически (Бирюк, Назаренко, 1959; Назаренко, Бирюк, 1962). Определение тория основано на образовании прочного внутрикомплексного соединения с арсеназо (Савин, Багреев, 1960); уран определяют также колориметрически с арсеназо III (Немодрук, Глухова, 1966); ниобий и тантал — колориметрически (Быкова, Скрижинская, 1965) или хроматографически (Викторова, Салтыкова, 1968).

Анализ минералов ниобия и тантала

Близость химических и кристаллохимических свойств ниобия и тантала обуславливает их совместное нахождение и образование комплексных тантало-ниобиевых минералов. Последнее усложняет их состав и создает определенные трудности при анализе. Выбор и построение схемы анализа минерала зависит в первую очередь от сочетания элементов и количественного соотношения группы основных компонентов. Если какой-то элемент значительно преобладает, то целесообразно построить схему так, чтобы выделить его в начале анализа.

Для минералов группы колумбита — танталита в основе схемы анализа лежит отделение суммы ниобия и тантала от всех сопутствующих элементов с последующим отделением их друг от друга и колориметрическим определением оставшихся следов каждого элемента в другом после разделения. Все остальные компоненты определяются последовательно после выделения ниобия и тантала из той же навески.

Разложение минерала (0,5 г) производится смесью серной кислоты и сульфата аммония. Такой метод прост и удобен, так как при этом образуются легкорастворимые соединения ниобия, тантала и других элементов, а кремнезем остается в нерастворимой форме и может быть отделен в начале анализа. Разложенный осадок растворяют при

нагревании в насыщенном растворе оксалата аммония, который вводится в качестве комплексообразователя. В растворе содержатся земельные кислоты, магний, кальций, железо, алюминий, титан, цирконий, а в остатке — кремневая кислота, сульфат свинца, барий, частично кальций и редкие земли.

В слабокислом оксалатном растворе таннином полностью осаждают тантал, ниобий и титан (Salkar, 1956). В фильтрате определяют редкоземельные элементы, железо, алюминий, марганец, цирконий. Для этого разрушают таннин и аммонийные соли, остаток сплавляют с кислым серноокислым калием и выщелачивают 5%-ной серной кислотой. Если содержание марганца в колумбите составляет целые проценты, то его отделяют персульфатом аммония из всего раствора. В фильтрате после осаждения марганца осаждают гидроокисью аммония полуторные окислы; в осадке — редкие земли, железо, алюминий, цирконий. В фильтрате определяют кальций и магний обычными методами. Осадок полуторных окислов растворяют в соляной кислоте и осаждают сумму циркония и гафния фталевой кислотой, как было описано при анализе циркония. В фталатном фильтрате гидроокисью аммония осаждают полуторные окислы, а затем щавелевой кислотой — сумму редкоземельных элементов. Выделенную сумму редких земель хроматографически делят на индивидуальные компоненты.

Оксалатный фильтрат разрушают серной кислотой и в серноокислом растворе определяют железо и алюминий. Закисное железо определяется из отдельной навески биохроматным методом с применением в качестве индикатора фенолантраниловой кислоты (Сырокомский, 1936). В выделенной сумме ниобия и тантала определяют тантал (Cunningham, 1938). Ниобий определяют по разности: от веса осадка суммы пятиоксида ниобия и тантала отнимают вес пятиоксида тантала; колориметрически определяют титан и железо, захваченные при осаждении, и получают вес пятиоксида ниобия.

Для минералов группы пирохлора может быть принята схема анализа по В.С. Салтыковой (1972). Навеску минерала (0,3 г) разлагают смесью серной кислоты и сульфата аммония. В нерастворимом остатке определяют кремневую кислоту. В серноокислом фильтрате осаждают аммиаком гидраты ниобия, тантала, титана, алюминия, редких земель и железа. Осадки гидратов переосаждают. В фильтрате определяют кальций и магний. К осадку гидроокисей добавляют воду, 1 мл соляной кислоты и осаждают щавелевой кислотой редкоземельные элементы. Разделение их производят хроматографически. В оксалатном фильтрате таннином осаждают ниобий и тантал. Затем в выделенной сумме определяют колориметрически тантал, который содержится в данном случае в подчиненном количестве. Ниобий вычисляется по разности: взвешенная сумма окислов минус количество

найденного тантала. В фильтрате разрушают таннин и аммонийные соли, остаток сплавляют с кислым сернокислым калием, выщелачивают 5%-ной серной кислотой и из аликвотной части определяют титан, железо, алюминий и уран. В аликвотной части сернокислого раствора осаждают аммиаком (без CO_2) гидроксиды, дважды обрабатывают их теплым раствором углекислого аммония. При этом уран переходит в фильтрат в виде карбонатного комплекса. Далее уран определяют, как обычно, в зависимости от его содержания. Из отдельных навесок определяют фтор, щелочные металлы и воду. Возможен и другой вариант определения ниобия, тантала, титана, железа, алюминия и урана: к оксалатному фильтрату добавляют серную кислоту и купфероновым осаждают ниобий, тантал, титан и железо. При этом в фильтрате остаются алюминий и уран. Осадок купферонатов сжигают, остаток обрабатывают смесью плавиковой и серной кислот и из сернокислого раствора таннином осаждают ниобий и тантал. В этой сумме определяют тантал и, по разности, ниобий. В объединенных танниновых фильтратах разрушают таннин, осаждают аммиаком сумму гидратов железа и титана, растворяют в серной кислоте и из аликвотных частей определяют железо и титан. В фильтрате, содержащем алюминий и уран, разрушают органическое вещество азотной и серной кислотами. Из сернокислого раствора бескарбонатным аммиаком осаждают гидроксиды алюминия и урана. Осадок отфильтровывают, прокачивают и получают сумму оксидов алюминия и урана. В этом осадке колориметрически определяют уран, а алюминий вычисляют по разности. В пироклюре уран может быть четырех- и шестивалентным. Если представляет интерес раздельное содержание этих двух форм, то определить их можно проведением анализа по фторидной схеме, так как четырехвалентный уран образует нерастворимый в избытке плавиковой кислоты фторид, а шестивалентный уран переходит в раствор.

Анализ минералов группы с а м а р с к и т а. Навеску минерала разлагают смесью серной кислоты и сульфата аммония и из сернокислого раствора выделяют кремневую кислоту и сульфат свинца. Осадок обрабатывают раствором уксуснокислого аммония и переводят свинец в раствор, из которого определяют объемным трилометрическим методом с ксиленовым оранжевым индикатором (Корби, 1956). К сернокислому фильтрату, содержащему все основные компоненты, добавляют соляную кислоту и осаждают бескарбонатным аммиаком гидраты с повторным пересаживанием. В объединенных аммиачных фильтратах определяют кальций и магний. Осадок гидратов обрабатывают шавелевой кислотой и получают сумму редкоземельных элементов и тория. Разделение и определения редких земель и тория производят как описано ранее.

В оксалатном фильтрате, подкисленном серной кислотой, купфероном отделяют ниобий, тантал, железо, титан и цирконий от алюми-

ния и урана. Осадок купферонатов сжигают и сплавляют с пиросульфатом калия. Сплав растворяют в серной кислоте и из сернокислого раствора осаждают ниобий и тантал танином. В фильтрате разрушают танин, осаждают гидроксиды аммиаком, растворяют их в соляной кислоте и фталевой кислотой осаждают цирконий. Во фталатном фильтрате осаждают гидроксиды аммиаком, растворяют их в серной кислоте и в аликвотных частях определяют железо и титан.

В растворе, содержащем алюминий и уран, разрушают купферон серной и азотной кислотами, доводя раствор до паров SO_3 . После разрушения органического вещества удаляют механические загрязнения, внесенные с реактивами в ходе анализа. Для этого к раствору добавляют соляную кислоту, воду и, прокипятив, отфильтровывают и отбрасывают фильтр с осадком. В растворе осаждают бескарбонатным аммиаком гидраты алюминия и урана. В сумме окислов алюминия и урана колориметрически определяют тот элемент из двух, который содержится в нем в меньшем количестве.

Определение марганца, воды и щелочных металлов выполняют из отдельных навесок. Содержание четырехвалентного урана определяют из отдельной навески при обработке пробы плавиковой кислотой. При этом четырехвалентный уран выделяется в виде нерастворимого фторида.

Анализ к а с с и т е р и т а. Выполнение анализа касситерита — довольно сложная аналитическая задача. Впервые схема полного анализа этого минерала была разработана Ю.Н. Книпович (1936). Позже опубликованы схемы И.Д. Борнеман-Старынкевич (1939), Т.Л. Покровской (1945), Ю.С. Нестеровой и Г.А. Ароновой (1962), А.И. Чуенко, Ю.Н. Книпович и М.П. Белопольского (1966).

По всем схемам разложение касситерита производится восстановлением олова в токе водорода с последующей обработкой соляной кислотой при нагревании; при этом четыреххлористое олово улетучивается. В остатке определяются примеси: кремний, марганец, кальций, магний, алюминий, железо, тантал, ниобий, титан, цирконий.

Олово определяется из отдельной навески (0,2 г) объемным методом (Книпович, 1959). Для основной навески берется 0,5–1 г касситерита. После отделения олова в солянокислом растворе определяется кремневая кислота (Чуенко, Книпович, Белопольский, 1966). В солянокислом фильтрате осаждают гидраты полуторных окислов аммиаком или пиридином. Фильтрат помещают в мерную колбу и из аликвотных частей определяют кальций, магний и марганец. Осадок гидратов полуторных окислов сплавляют с пиросульфатом калия и растворяют в 20%-ной винной кислоте. Виннокислый раствор, содержащий алюминий, титан, железо, ниобий, тантал, циркон и остаток олова, нагревают, насыщают сероводородом и охлаждают под током газа.

Сульфид олова отфильтровывают и отбрасывают. Фильтрат выпаривают до объема 30–50 мл, нейтрализуют аммиаком и насыщают сероводородом. Отделяют сульфид железа, который потом растворяют в соляной кислоте, окисляют железо азотной кислотой, осаждают гидраты полуторных окислов аммиаком и определяют железо как обычно. Фильтрат выпаривают до удаления сульфида аммония, добавляют соляную кислоту и 6%-ным раствором купферона осаждают ниобий, тантал, цирконий и титан. В фильтрате разрушают купферон и осаждают алюминий аммиаком или непосредственно в фильтрате, нейтрализовав его аммиаком, осаждают алюминий таннином.

Окиси, полученные при прокаливании купферонатов, обрабатывают плавиковой и серной кислотами. Влажные соли сульфатов растворяют в соляной кислоте и таннином осаждают ниобий и тантал. Осадок танниновых комплексов сжигают, сплавляют с пиросульфатом калия, переводят в виннокислый раствор и в аликвотных частях определяют тантал и ниобий колориметрически (Быкова, Скрижинская, 1965) или методом бумажной хроматографии (Викторова, Салтыкова, 1968). Танниновый фильтрат после отделения ниобия и тантала нейтрализуют аммиаком до слабокислой реакции и, добавив еще таннина, осаждают титан и цирконий. Осадок отфильтровывают, сжигают, сплавляют с пиросульфатом, сплав растворяют в серной кислоте и в аликвотных частях определяют колориметрически титан и цирконий (Нестерова, 1962).

Анализ минералов редких земель

В настоящее время известно 55 редкоземельных минералов, из которых 19 относятся к иттрию и элементам его подгруппы, а 36 – к редким землям цериевого состава. Кроме того, свыше 250 минералов различных классов содержат редкие земли в виде изоморфной примеси. Из этого большого количества минералов в качестве акцессорных первостепенное значение имеют монацит, ксенотим, паризит, ортит и апатит.

Анализ м о н а ц и т а. Навеску минерала (0,5 г) помещают в платиновую чашку, добавляют серную кислоту и длительно нагревают при температуре выделения ее паров до получения сиропообразной массы. Чашку охлаждают и ее содержимое заливают ледяной водой. Тщательно размешивают и оставляют на некоторое время, после чего отфильтровывают кремневую кислоту и сульфат свинца. Осадок промывают 1%-ной серной кислотой. Для растворения сульфата свинца осадок на фильтре обрабатывают горячим раствором ацетата натрия до исчезновения реакции на свинец в промывных водах, а затем горячей водой. Свинец определяют полярографическим или объемным методами (Методы хим. ан. мин. сырья, 1966; Корниенко, 1971).

Осадок после отделения свинца состоит из кремневой кислоты и нерастворимого остатка. Его прокаливают, взвешивают, затем обрабатывают плавиковой и серной кислотами, снова прокаливают и взвешивают. Разница в весе составляет содержание кремневой кислоты. Остаток сплавляют с кислым сернокислым калием, растворяют в 5%-ной серной кислоте и присоединяют к основному фильтрату. В последнем фосфаты полуторных окислов, редкоземельных элементов, кальция и магния осаждают и переосаждают аммиаком. Осадок смывают горячей водой, фильтр промывают горячей разведенной (1:1) азотной кислотой, в стакан добавляют азотной кислоты до полного растворения осадка и упаривают на водяной бане до влажных солей, затем в стакан добавляют насыщенный раствор щавелевой кислоты и осаждают оксалаты редких земель и тория. Осадок прокаливают при температуре 500°C, растворяют в азотной кислоте с добавлением перекиси водорода и снова переосаждают.

Прокаленные окислы редких земель и тория при низкой температуре растворяют в азотной кислоте с перекисью водорода и выделяют торий иодатным методом (Книпович, 1959).

Фильтрат после выделения тория упаривают и переводят в мерную колбу на 200 мл. Затем содержимое колбы делят пополам, из одной части раствора определяют сумму редкоземельных элементов, а из другой — церий. Для определения суммы р.з.э. к 100 мл фильтрата добавляют 20 мл концентрированной соляной кислоты и разрушают иодаты, упаривая раствор до малого объема. Затем осаждают и переосаждают избытком гидроокиси аммония полуторные окислы редких земель, растворяют их в азотной кислоте, доводят до влажных солей и переосаждают, как описано выше. Осадок оксалатов прокаливают и получают сумму редких земель в монаците, которую хроматографически разделяют. В другой части фильтрата (100 мл) после разрушения иодатов церий определяют иодатным методом (Книпович, 1959).

В оксалатном фильтрате после отделения тория и редких земель разрушают щавелевую кислоту серной кислотой при нагревании. В растворе осаждают аммиаком полуторные фосфаты алюминия, железа, титана, кальция и магния. Осадок отфильтровывают, сжигают, сплавляют трижды с содой, каждый раз выщелачивая 1%-ным раствором соды. Все фильтраты объединяют. В водную вытяжку переходят фосфорная кислота и алюминий. Раствор подкисляют азотной кислотой, прибавляют небольшой избыток аммиака, осадок отфильтровывают, прокаливают и взвешивают в виде фосфата аммония. Затем его после водной вытяжки обрабатывают горячей соляной кислотой, осаждают гидроокисью аммония полуторные окислы, растворяют в 5%-ной серной кислоте и определяют титан с перекисью водорода, а затем, разрушив перекись водорода кипячением, определяют железо. В фильтрате после осаждения полуторных окислов определяют кальций и магний обычными методами.

Из отдельной навески определяют гигроскопическую влагу, высушивая образец при 110°C , затем ее прокалывают при температуре 1000°C и получают процентное содержание потери при прокаливании. Из этой же навески в виде пирофосфата магния получают фосфор (Книпович, 1959). Уран определяют из отдельной навески с арсеназо III (Немодрук, 1966).

Анализ п а р и з и т а. Наличие фтора в минерале намного усложняет схему анализа. При значительном содержании он может вызвать большую потерю кремнекислоты при ее определении или неполное осаждение алюминия, а также помешать правильному определению редких земель. Поэтому фтор должен быть удален в самом начале анализа.

Навеску минерала (0,5–1 г) кипятят в течение 1–2 ч с концентрированной соляной кислотой, насыщенной борной кислотой; при этом фтор удаляется в виде фторида бора (Методы хим. ан. мин. сырья, 1966). Раствор выпаривают досуха, сухую массу смачивают соляной кислотой, разбавляют водой и фильтруют. Нерастворимый остаток сплавляют с кислым сернокислым калием, выщелачивают соляной кислотой и при необходимости доплавляют с содой. Все солянокислые растворы с добавлением борной кислоты и метилового спирта выпаривают досуха. Выпаривание повторяют три–четыре раза, смачивая каждый раз остаток соляной кислотой и метиловым спиртом. Кремневую кислоту выделяют из солянокислого раствора в присутствии желатин. Фильтрат, после выделения кремневой кислоты, помещают в мерную колбу и из аликвотных частей определяют редкие земли, железо, алюминий, титан, кальций, магний и т.д.

В аликвотной части раствора осаждают и переосаждают полуторные окислы аммиаком. Фильтруют холодными (так как содержатся редкие земли) и промывают холодным 2%-ным раствором хлористого аммония. В фильтрате определяют комплексометрически кальций и магний; в осадке – полуторные окислы редких земель, железо, алюминий, титан. Редкие земли определяют весовым методом, осаждая их щавелевой кислотой. В оксалатном фильтрате после разрушения его серной кислотой осаждают аммиаком полуторные окислы железа, титана и алюминия. Осадок растворяют в 5%-ной серной кислоте. Из аликвотной части раствора определяют колориметрически титан с перекисью водорода и объемным методом – железо и алюминий (Корниенко, 1971; Книпович, 1959). Фтор выделяют из отдельной навески отгонкой в виде кремнефтористоводородной кислоты с последующим объемным определением его титрованием нитратом тория (Дымов, 1944). Двоокись углерода определяют непосредственно в аппарате Вирциал-Штралейха для газометрического определения углерода (Дымов, 1944).

Анализ а п а т и т а. Навеску 0,5 г помещают в фарфоровый тигель и определяют гигроскопическую влагу и потерю при прокаливании. Затем растворяют навеску в азотной кислоте. Раствор упаривают и выделяют кремнезем. Остаток доплавляют с содой и присоединяют к основному раствору. В растворе отделяют фосфор в виде фосфомолибдата аммония, затем переосаждают в виде магнийаммонийфосфата, как описано ранее при анализе монацита.

Фильтрат после осаждения фосфора молибденовой кислотой дважды выпаривают с соляной кислотой; при этом аммонийные соли разрушаются и выпадает еще часть молибденовой кислоты. Осадок отфильтровывают. Раствор нейтрализуют аммиаком и обрабатывают сульфидом аммония. Полученный раствор содержит элементы II аналитической группы и тиосоли молибдена, а в осадке остаются элементы III аналитической группы.

Осадок отфильтровывают, растворяют в соляной кислоте и осаждают гидроокиси избытком аммиака. Фильтрат проверяют на алюминий. Гидроокиси растворяют в азотной кислоте, доводят до влажных солей, добавляют воду и уротропин, и щавелевой кислотой осаждают сумму редкоземельных элементов, которые хроматографически разделяют. В оксалатном фильтрате разрушают щавелевую кислоту выпариванием с серной, осаждают полуторные окислы аммиаком, растворяют в 5%-ной серной кислоте и определяют железо, титан, алюминий. Фильтрат после осаждения сульфидом аммония осторожно подкисляют соляной кислотой и отфильтровывают выпавший вместе с серой сульфид молибдена, который растворяют в царской водке и испытывают на кальций оксалатом аммония. В фильтрате после осаждения молибдена определяют кальций и магний обычным способом (Книпович, 1959). Ниобий и тантал определяют из отдельной навески хроматографически (Викторова, 1968). Щелочные металлы определяют также из отдельной навески методом фотометрии пламени (Пономарев, 1961).

Фтор определяют из отдельной навески, отогнав его в виде кремнефтористоводородной кислоты с последующим объемным титрованием нитратом тория в присутствии индикатора ализаринового красного (Варшал, 1962). Хлор определяют из отдельной навески весовым методом в виде хлорида серебра.

Анализ о р т и т а. Минералы редких земель чаще имеют цериевый состав, но в ортите, обогащенном тяжелыми лантаноидами, велико содержание иттрия. Таким образом, ортит является комплексным редкоземельным минералом.

Анализ его производится по схеме, применяемой для редкоземельных силикатов с выделением р.з.э. в виде оксалатов. Навеску ортита разлагают соляной кислотой. Нерастворимый остаток отфильтровывают и сплавляют с содой, сплав растворяют в соляной кислоте. В фильтрате определяют кремневую кислоту. После ее отделения

осаждают сумму полуторных окислов избытком аммиака. Фильтрат проверяют на алюминий и определяют в нем кальций и магний обычными методами. Осадок гидроокисей переводят в солянокислый раствор и выделяют р.з.э. и торий щавелевой кислотой в присутствии уротропина. Осадок оксалатов р.з.э. и тория отфильтровывают и сжигают при 500°C , затем растворяют в азотной кислоте в присутствии перекиси водорода и выделяют торий иодатным методом.

В фильтрате, после выделения тория, разрушают иодаты соляной кислотой и осаждают редкие земли щавелевой кислотой в присутствии уротропина. В оксалатном фильтрате разрушают щавелевую кислоту серной кислотой и из сернокислого раствора осаждают аммиаком полуторные окислы, железа, титана, алюминия. Растворяют их в 5%-ной серной кислоте, определяют из аликвотных частей железо, титан и алюминий.

Выделенную сумму редких земель разделяют хроматографическим методом.

Х р о м а т о г р а ф и ч е с к о е о п р е д е л е н и е р е д к о з е м е л ь н ы х э л е м е н т о в

При химическом анализе редкоземельных акцессорных минералов первостепенное значение имеют надежные аналитические методы, которые должны обладать избирательностью, высокой чувствительностью и точностью.

Проблема анализа смесей редких земель ввиду предельной близости их свойств является одной из труднейших в аналитической химии. Анализ данной группы металлов, включающей, кроме лантана, еще 14 элементов лантанидов и иттрий, не может быть полностью произведен известными химическими методами. Поэтому обычно определяют сумму этих элементов и в отдельных случаях — только некоторые из них.

Более универсальны для определения редкоземельных элементов физические и физико-химические методы — эмиссионный спектральный и рентгеноспектральный. Однако их применение ограничивается необходимостью химического выделения значительного количества этих элементов, в особенности при анализе природного материала с малым их содержанием. Кроме того, для указанных методов необходима дорогостоящая аппаратура, к тому же они отличаются сложной техникой работ. Одним из перспективных методов разделения и анализа смесей редких земель является метод распределительной хроматографии на бумаге (Цвет, 1946). В основе этого метода лежит процесс распределения компонентов исследуемой смеси между двумя растворителями — подвижным и неподвижным. Неподвижным растворителем является вода, удерживаемая волокнами бумаги, а подвижным — ор-

газический растворитель, передвигающийся вдоль полосы бумаги благодаря капиллярным силам.

Когда подвижный растворитель мигрирует через участок бумаги, со смесью исследуемых веществ, компоненты смеси распределяются между подвижной органической и неподвижной водной фазами. Это распределение аналогично распределению вещества между двумя несмешивающимися растворителями при экстрагировании (например, в делительной воронке).

Процесс экстрагирования, происходящий в элементарном объеме бумаги в потоке растворителя, повторяется много раз, что и обуславливает большую разрешающую способность хроматографического метода.

Несомненным преимуществом этого метода по сравнению с инструментальными является возможность прямого количественного определения р.з.э., в том числе и иттрия, из весьма малых микрограммовых количеств их суммы, а также простота аппаратного оформления и техники работы.

Определение содержаний индивидуальных р.з.э., как правило, производится из 50–300 мкг их суммы, а в отдельных случаях даже из 30–40 мкг.

Реактивы для проявления зон редкоземельных элементов на хроматограммах. Для оценки разрешающей способности хроматографического метода необходим надежный способ обнаружения зон локализации отдельных компонентов смеси на хроматограммах.

Каждый из элементов группы лантаноидов на хроматограмме занимает вполне определенное место. Поэтому полученные хроматограммы обычно проявляют с помощью одного общего как для цериевой, так и для иттриевой подгруппы наиболее чувствительного реактива.

Экспериментальные исследования автора показали, что лучшие результаты получаются при применении в качестве проявляющих реактивов арсеназо и ализарина. С этими реактивами зоны индивидуальных редкоземельных элементов проявляются четко. Установлено, что арсеназо – более чувствительный реактив на редкие земли. Он позволяет обнаружить их на хроматограммах в количестве 0,5–1,0 мкг, в то время как ализарин – только в количестве 2–5 мкг.

Раствор арсеназо готовится следующим образом: 0,1 г арсеназо I растворяют в 35 мл насыщенного раствора уротропина и объем доводят этиловым спиртом до 100 мл. Для приготовления раствора ализарина 0,35 г ализарина и 3 г уротропина растворяют в этиловом спирте и доводят объем раствора этим же растворителем до 100 мл.

Перед проявлением высушенные на воздухе хроматограммы выдерживают в парах аммиака. Окраска зон индивидуальных редкоземельных элементов на хроматограмме появляется немедленно после ее опрыски-

вания из стеклянного пульверизатора раствором ализарина или раствором арсеназо. Обнаруженные на хроматограммах зоны рекомендуются обвести графитовым карандашом.

Выбор растворителя. Для разделения редких земель иттриевой и цериевой подгрупп применяется несколько систем растворителей, содержащих те или иные вещества и образующих комплексы с редкоземельными элементами (Лауэр, Полуэктов, 1959; Вдовенко, 1964; Гельман и др., 1963; Варшал, Сенявин, 1964).

Проведенная автором проверка разделяющей способности всех известных растворителей показала, что почти полное разделение элементов иттриевой и цериевой подгрупп может быть достигнуто при применении двух систем: метилэтилкетона, содержащего 0,11 М раствор роданистоводородной кислоты; метилэтилкетона, содержащего 0,12 М раствор трихлоруксусной кислоты.

Первый растворитель готовится следующим образом: 1 г роданистого аммония растворяют в 100 мл метилэтилкетона (фракция, отогнанная при 78–81°C) и сразу прибавляют 3 мл 16%-ного (по весу) раствора соляной кислоты. Смесь энергично перемешивают стеклянной палочкой до свертывания белого осадка хлористого аммония в творожистую массу и фильтруют. Отфильтрованный раствор используют для хроматографического разделения суммы редких земель.

Для разделения р.з.э. применяют хроматографическую бумагу, пропитанную 15%-ным раствором нитрата аммония. Неподвижной фазой служит насыщенный водный раствор нитрата аммония, адсорбированный на бумаге. Последний обеспечивает постоянство соотношений объемов подвижной и неподвижной фаз и линейность изотермы распределения редкоземельных элементов.

Разделительная способность такой системы обуславливается нитрат-ионами (увеличиваются коэффициенты распределения от лантана к лютецию), а наличие аниона SCN^- в комплексном сольвате влечет за собой увеличение коэффициентов распределения и, следовательно, возможность более быстрого хроматографического разделения.

Растворитель метилэтилкетон, содержащий нитратно-роданидный комплексобразователь, при применении восходяще-нисходящей техники обеспечивает наиболее полное разделение смеси редкоземельных элементов цериевой и иттриевой подгрупп (от лантана до лютеция). Исключение составляют тербий и иттрий, которые дают совместную зону; то же относится к европию и гадолинию. В связи с этим особое внимание было уделено выбору условий для удовлетворительного разделения указанных элементов.

Был испытан растворитель метилэтилкетон, содержащий трихлоруксусную кислоту. Оказалось, что в указанной трихлорацетатно-

нитратной системе обеспечивается количественное разделение элементов цериевой подгруппы: лантана, церия, празеодима, неодима, самария и гадолия практически при любом относительном их содержании. Тербий полностью отделяется от иттрия и образует зону с четкими границами. Все остальные элементы иттриевой подгруппы, стоящие за иттрием, образуют одну общую зону.

Растворитель метилэтилкетон, содержащий в качестве комплексобразующего вещества трихлоруксусную кислоту, готовится следующим образом: 2–2,5 г трихлоруксусной кислоты растворяют в 96 мл метилэтилкетона и прибавляют 2 мл дистиллированной воды. Полученный прозрачный раствор используют для хроматографического разделения суммы редких земель и определения тербия.

Техника хроматографического разделения на бумаге. Для разделения смеси редкоземельных элементов на бумаге применяют различные варианты хроматографической техники: восходящую, нисходящую и восходяще-нисходящую (Елисеева, 1955).

При разделении редкоземельных элементов цериевой подгруппы с растворителем метилэтилкетонем лучшие результаты дает применение нисходящей техники, а для иттриевой подгруппы – восходяще-нисходящей с различной высотой восходящей части (в зависимости от растворителя).

Для работы применяются специальные стеклянные цилиндрические сосуды размером 24x56 см с притертыми крышками. В верхнюю часть такого сосуда помещается лоток для растворителя. В лоток, а также на дно сосуда для насыщения последнего парами растворителя, наливается метилэтилкетон, содержащий роданистоводородную или трихлоруксусную кислоту, приготовленные, как указано выше. Затем полоска хроматографической бумаги перебрасывается через опорную стеклянную палочку. Верхний короткий конец бумаги с нанесенными каплями исследуемого раствора и стандартной смеси редкоземельных элементов опускается в лоток, а нижний, длинный, – по направлению ко дну сосуда.

При применении растворителя метилэтилкетона, содержащего роданистоводородную кислоту, удовлетворительные хроматограммы элементов иттриевой и цериевой подгрупп получаются при высоте восходящей части 11–19 см, а при использовании трихлоруксусной кислоты в качестве комплексобразующего вещества высота восходящей части должна быть равна 13 см.

Для получения четких зон локализации редкоземельных элементов на хроматограммах исключительно важное значение имеет размер площади нанесения раствора исследуемой смеси в точку старта. Практика показала, что диаметр стартового пятна не должен превышать 1–1,5 мм. Раствор наносится на полоску хроматографической

бумаги микропипеткой с острооттянутым концом или тонким капилляром. После каждого прикосновения кончика такой пипетки к поверхности бумаги образовавшееся пятно высушивается и, если это необходимо, продолжается нанесение раствора в ту же точку.

Для анализа применяется хроматографическая бумага марки "Б".

Для получения воспроизводимых результатов требуется соблюдение некоторых условий: постоянные температура и влажность окружающего воздуха, единообразие техники получения хроматограмм и др. Для соблюдения этих условий на один и тот же лист хроматографической бумаги наносятся капли исследуемого раствора и стандартной смеси редкоземельных элементов известного состава.

Время развития хроматограммы зависит от температуры окружающего воздуха. Так, при $T > 20^{\circ}\text{C}$ оно сокращается, а при $T < 18^{\circ}\text{C}$ зоны отдельных элементов накладываются друг на друга и образуются размытые пятна.

Наилучшие результаты разделения р.з.э. получаются при применении восходяще-нисходящего способа и использовании параллельно двух растворителей - 0,11 М раствора роданистоводородной кислоты в метилэтилкетоне и 0,12 М раствора трихлоруксусной кислоты в метилэтилкетоне. Исключения составляют европий и гадолиний, которые образуют совместную зону. Ни в одном из указанных растворителей разделить эти элементы методом хроматографии на бумаге не удается.

Необходимо отметить, что наличие кальция, магния, циркония, алюминия и железа в смеси редкоземельных элементов не влияет на хроматографическое разделение последних. Кальций, магний и цирконий располагаются до зон р.з.э., а железо и алюминий передвигаются с фронтом растворителя, за которым мигрируют также скандий и торий.

В результате разделения смеси редких земель на хроматограммах образуются зоны, в которых локализованы индивидуальные элементы. Последние в виде окрашенных пятен могут быть обнаружены при опрыскивании хроматограммы соответствующими реактивами.

Количественно индивидуальные элементы определяют либо в растворе, полученном после извлечения определяемого элемента из соответствующей зоны подходящим растворителем, либо непосредственно на хроматограмме.

Так как количество элемента, содержащегося в зоне, обычно не превышает 25-100 мкг, для его определения должны быть использованы особенно чувствительные методы. Задача облегчается тем, что в каждой зоне мы имеем дело только с одним элементом. Следовательно, можно применить любой чувствительный метод, не заботясь о его специфичности.

Для количественного определения каждого из р.з.э. после хроматографического разделения их суммы наиболее пригодными являются фотометрические и микрообъемные методы. Фотометрический метод определения редких земель после их хроматографического разделения подробно изложен в монографиях М.Н. Ивантишина и др. (1964), О.А. Кульской, Г.Д. Елисеевой и Г.Я. Горного (1969). Микрообъемный метод, описанный Р.С. Лауэр и Н.С. Полуэктовым (1959), основан на комплексонометрическом титровании трилоном Б в присутствии арсеназо I в качестве индикатора. Метод заключается в том, что кусочек хроматограммы, содержащий зону исследуемого элемента, обрабатывают отмеренным количеством титрованного раствора трилона Б. При этом часть последнего связывается с редкоземельным элементом, а избыток трилона затем оттитровывается раствором соли лантана, содержащим 50 мкг/мл La_2O_3 . Конец титрования отмечается по переходу окраски индикатора арсеназо от розовой к розово-синей.

Е.М. Гельман и др. (1968) рекомендуют вместо раствора соли лантана использовать нитрат иттрия, так как чувствительность его реакции с арсеназо I значительно выше, чем для других редкоземельных элементов.

Для устранения влияния алюминия титрование проводят в присутствии салицилата натрия, а мешающее действие кальция и магния устраняется выбором pH раствора, для чего в качестве буфера прибавляется уротропин.

Указанный метод пригоден для определения редкоземельных элементов в количествах от 2,5 до 100 мкг. Что касается чувствительности микрообъемного метода и его относительной ошибки, то они примерно такие же, как и фотометрического. Для серийных анализов суммы р.з.э. наиболее пригоден микрообъемный метод.

Ниже приводится методика хроматографического разделения и определения индивидуальных редкоземельных элементов в сумме их окислов, выделенной из различных аксессуарных минералов. Сумма окислов предварительно выделяется из минералов оксалатным методом в присутствии уротропина.

Х о д а н а л и з а. 1–20 мг прокаленной суммы окислов растворяют в HCl (1:1) в присутствии H_2O_2 при нагревании, затем раствор выпаривают досуха на водяной бане. Сухой остаток дважды обрабатывают азотной кислотой для перевода хлоридов редкоземельных элементов в нитраты. Сухие нитраты растворяют в минимальном количестве 0,3 н. раствора азотной кислоты.

Лист хроматографической бумаги шириной 22 и длиной 60 см пропитывают 15%-ным раствором азотнокислого аммония и высушивают на воздухе. Затем на расстоянии 7 см от более узкого края листа очерчивают графитовым карандашом места нанесения (старт) анализируемого

раствора и стандартной смеси редких земель известного состава и наносят их на расстоянии 3 см друг от друга. К противоположному краю листа бумаги пришивают "пачку" из бумаги для впитывания растворителя. Раствор анализируемой смеси (в количестве не более 50 мкг суммы окислов редких земель) наносят на бумагу капиллярной микропипеткой с острооттянутым концом путем многократных прикосновений и высушивания с сохранением диаметра пятна не более 1-2 мм. Верхний конец листа бумаги, на который нанесены разделяемые смеси, утяжеляют стеклянным грузиком (палочкой) и опускают в лоток с растворителем (метилэтилкетон, содержащий роданистоводородную либо трихлоруксусную кислоту). Сосуд герметически закрывают крышкой и дают возможность хроматограмме развиваться. Через 20-24 ч (обычно оставляют на ночь) лист бумаги вынимают и высушивают на воздухе. Затем хроматограмму опрыскивают с помощью тонкораспыляющего стеклянного пульверизатора 0,1%-ным спиртовым раствором арсеназо. Проявленные зоны отдельных элементов очерчивают карандашом.

После хроматографического разделения содержание каждого элемента в зоне определяется микрообъемным методом. Для этого вырезанные кусочки хроматограммы, содержащие зоны идентифицированных элементов^ж, помещают в стаканчики для титрования, пипеткой приливают в каждый из них 2,5-3 мл $3 \cdot 10^{-4}$ М раствора трилона Б. Затем приливают 5 мл воды, три капли 5%-ного раствора салицилата натрия, 0,5 мл 25%-ного раствора уротропина и две-три капли 0,1%-ного водного раствора арсеназо I. Раствор нагревают до кипения и титруют из микробюретки $3 \cdot 10^{-4}$ М раствором $Y(NO_3)_3$ до перехода окраски из розовой в розово-синюю. Раствор $Y(NO_3)_3$ готовят, разбавляя раствор, содержащий 1 мг Y_2O_3 в 1 мл. Титр рабочего раствора - 30 мкг Y_2O_3 в 1 мл.

При титровании сравнивают окраску раствора пробы с окраской "свидетеля" - 7 мл воды, 5 мкг Y_2O_3 , "пустая" зона хроматограммы и реактивы, используемые при титровании.

Определив расход раствора $Y(NO_3)_3$ на титрование 1-2 мл раствора трилона в контрольном опыте (А) и расход раствора $Y(NO_3)_3$ при определении редкоземельного элемента в зоне (Б), содержание иттрия вычисляют по формуле

$$x = (A - B) \cdot 30 \text{ мкг.}$$

При определении какого-либо другого элемента найденное значение умножают на коэффициент К, равный отношению молекулярного

^ж Наши исследования показали, что более четкий переход окраски индикатора наблюдается в момент достижения при титровании эквивалентной точки, если хроматограмму для обнаружения зон р.з.э. обрабатывать раствором арсеназо, а не ализарина.

веса окисла определяемого элемента к молекулярному весу окиси иттрия.

Найденное содержание каждого редкоземельного элемента суммируют и выражают в процентах по отношению к сумме, принятой за 100%. Как правило, для титрования объединяют зоны двух параллельных хроматограмм. Относительная квадратичная ошибка метода (ошибка воспроизводимости) при содержании редкоземельных элементов (в %) 50-30, 30-10, 10-5 и менее 5% составляет соответственно (в %): 1-1,5, 1,5-3, 3-5 и 5-20.

Практика применения распределительной хроматографии для разделения суммы редких земель как цериевой, так и иттриевой подгрупп на индивидуальные элементы и их последующего количественного определения позволяет отметить такие достоинства метода:

1) возможность количественного разделения и определения редкоземельных элементов из микрограммовых количеств их суммы (100-500 мкг), что особенно важно при анализе акцессорных минералов с малым содержанием р.з.э.;

2) применимость для анализа смесей редкоземельных элементов любого состава;

3) хроматографическому разделению не мешает наличие тория, скандия, кальция, магния, алюминия, циркония, железа и др., которые могут попасть в пробу при выделении суммы р.з.э. из минералов;

4) более высокая чувствительность метода, что обусловлено более высокой чувствительностью при обнаружении отдельных редкоземельных элементов на бумаге, чем в растворе;

5) простота выполнения и возможность применения в условиях любой лаборатории.

Анализ всех имеющихся данных показывает, что хроматографический и спектрохимический методы дают сопоставимые результаты (Елисеева, Кульская, 1966; Кульская, Елисеева, Горный, 1969).

В табл. 39 приведены результаты анализа суммы р.з.э., выделенной из одного и того же монацита, полученные разными методами в ведущих лабораториях Советского Союза. Из приведенных в таблице данных видно, что результаты хроматографического анализа хорошо согласуются с результатами, полученными другими методами и в других лабораториях.

Хроматографический метод применялся для анализа большого числа различных редкоземельных минералов цериевого, иттриевого и комплексного составов, а также других акцессорных минералов, содержащих микрограммовые количества редкоземельных элементов.

Полученные аналитические данные использовались для выяснения закономерностей распределения редкоземельных элементов в минераль-

ных фазах гранитов западной части Ущ, древних формаций Среднего Приднепровья (Орса, Елисеева, 1965; Орса, Елисеева, Казанцева, 1967), гранитов Приазовья (Куц, Елисеева, Шафiр, 1967) и метасоматитов Волини (Беспалько и др., 1971).

Т а б л и ц а 39

Сопоставление результатов определения редкоземельных элементов различными методами

Элемент	Хроматографический (Одесса, ИОНХ, АН УССР, Н.С. Полуэктов)	Искровой (Одесса, ИОНХ, АН УССР, Н.Ф. Захария)	Хроматографический (Киев, ИГН АН УССР, Г.Д. Елисеева)	Рантгено-спектральный (Москва, Ин-т металлургии, И.Б. Боровский)	Дуговой (Киев, ИГН АН УССР, О.А. Кульская)
La	12,1	10,0	9,5	10,0	9,8
Ce	37,8	37,0	37,7	37,0	33,5
Pr	4,5	Не опр.	6,1	7,0	7,0
Nd	21,8	20,5	21,5	23,0	26,8
Sm	2,8	Не опр.	3,9	5,0	4,9
Gd	1,9	2,2	2,3	2,0	2,2
Y	2,2	2,8	2,9	2,0	2,6
Dy	Не опр.	0,9	Не опр.	1,5	1,2
Er	" "	0,4	" "	0,2	0,25
Eu	" "	Не опр.	" "	0,2	0,25
Yb	" "	" "	" "	Не опр.	0,07

О п р е д е л е н и я т о р и я , у р а н а и свинца в акцессорных минералах для свинцово-изотопного датирования

Для определения изотопного возраста кроме минералов, содержащих много урана и тория (уранинит, настуран, торит), широко используются различные акцессорные минералы - монацит, ортит, циркон, ксенотим и др.

Одним из неперемных условий получения достоверных данных по таким минералам является высокая точность аналитического определения в них радиоактивных элементов (урана и тория), а также стабильных продуктов их распада - соответствующих изотопов свинца.

Определение тория

Для количественного определения тория в акцессорных минералах используются радиохимический и фотометрический методы. Сущ-

ность радиохимического метода состоит в том, что навеска анализируемого минерала переводится в раствор (без отделения продуктов распада), а затем эманационным методом по торону, который образуется в результате распада ^{232}Th , находящегося в равновесии с торием, определяют содержание тория.

Радиометрические измерения производятся на электрометре СГ-ИМ в проходящей струе воздуха или на сцинтилляционном α -радиометре РАЛ-И импульсным методом, чувствительность которого на порядок выше, чем ионизационного. Эталоном служит раствор соли тория с известным содержанием последнего. Ошибка определения составляет $\pm 5\%$. Преимущество метода в его чрезвычайно высокой избирательности (определению не мешает наличие других элементов) и сравнительно большой чувствительности ($10^{-4}\%$ тория). Благодаря этому радиохимический метод широко применяется как контрольный, а также для проверки радиоактивного равновесия в минерале.

Для фотометрического определения тория в аксессуарных минералах в последнее время широко используется реагент арсеназо Ш. Этот реактив обладает очень высокой чувствительностью и позволяет определять от 1 до 25 мкг тория. Он дает цветную реакцию также с цирконием, редкими землями, ураном и др., но при соблюдении соответствующих условий их влияние можно устранить. Так, определение тория ведется в сильнокислой среде. Для устранения влияния циркония применяют щавелевую кислоту.

В основу фотометрического определения тория в различных аксессуарных минералах положен метод, описанный С.Б. Савиним и В.В. Багреевым (1960), в который авторы внесли некоторые изменения. Обработка исследуемого образца плавиковой кислотой позволяет сочетать разложение с одновременным осаждением фторида тория и отделением основной массы примесей. Для коосаждения тория вводится коллектор - соль кальция.

Исследования показали, что наиболее сильные помехи вызывают фториды, так как они обесцвечивают комплексное соединение тория с арсеназо Ш. Для полного удаления фтора осадок фторидов дважды обрабатывается смесью хлорной и соляной кислот.

Ход анализа. Навеску (0,05 - 0,5 г) тонко измельченного образца помещают в платиновую чашку, смачивают несколькими каплями воды, прибавляют 50 мг хлористого кальция и приливают 15 мл концентрированной плавиковой кислоты. Нагревают на песчаной бане и упаривают до объема 2-3 мл, затем прибавляют еще 10-15 мл плавиковой кислоты и вновь упаривают до объема 2 мл. Разбавляют горячей водой (~ 20 мл) и прибавляют шесть-семь капель концентрированной HCl для повышения растворимости фторида железа. Охлаждают и фильтруют (декантируют) через фильтр "синяя лента" ($d =$

Т а б л и ц а 4 0

Сопоставление результатов определения тория в акцессорных минералах фотометрическим и радиохимическим методами

Минерал	Содержание Tl, %		Минерал	Содержание Tl, %	
	Фото-метрический метод	Радиохимический метод		Фото-метрический метод	Радиохимический метод
Циркон	0,035	0,038	Циркон	0,018	-
Сфен	0,08	-	"	0,044	0,042
Монацит	7,25	7,43	"	0,156	0,170
"	3,10	3,28	Фergusonит	1,82	1,75
"	5,0	5,04	Монацит	5,25	5,61
"	3,71	3,74	"	4,30	4,34
"	4,25	4,10	"	5,60	5,75
Циркон	0,038	0,034	"	8,0	8,3
"	0,028	-	"	8,4	8,3
"	0,380	-	"	9,75	10,4
Монацит	4,25	4,06	"	5,0	4,9
"	6,46	6,57	Урановая смолка	0,024	0,023
"	3,35	3,94			
"	3,93	4,13			

9 см). Фториды, оставшиеся в чашке, трижды промывают 4%-ным раствором плавиковой кислоты с несколькими каплями соляной кислоты и сливают на тот же фильтр. Попавшую на фильтр часть осадка смывают в ту же платиновую чашку сильной струей горячей воды. К осадку доливают 6 мл концентрированной соляной кислоты и упаривают на песчаной бане досуха. Остаток обрабатывают при нагревании 4 мл хлорной, 2 мл соляной кислот и 5-7 мл воды. Упаривают до начала выделения белых паров, затем досуха при слабом нагревании. Прибавляют еще раз смесь хлорной и соляной кислот и упаривают досуха при сильном нагревании. К остатку добавляют 2 мл соляной кислоты, обмывают стенки чашки 5-7 мл воды и повторяют упаривание досуха.

Остаток растворяют при нагревании в 4 мл соляной кислоты (I: I) и 5-7 мл воды, переносят в мерную колбу емкостью 25 мл и водой доводят объем раствора до метки.

Аликвотную часть - 10 мл - отбирают в мерную колбу емкостью 25 мл. Если в образце есть железо и раствор окрашен в желтый цвет, то добавляют несколько крупинок аскорбиновой кислоты до обесцвечивания. Затем приливают 10 мл 4%-ного раствора щавелевой кислоты в соляной (I: I), 0,5 мл 0,1%-ного водного раствора арсената III и доливают водой до метки. Перемешивают и измеряют плотность на фотоколориметре ФЭК-56 с красным светофильтром ($\lambda = 630$ нм) в кюветах длиной 50 мм. Нулевым служит раствор,

содержащий 1,6 мл соляной кислоты (1:1), 10 мл 4%-ного раствора щавелевой кислоты в соляной (1:1) и 0,5 мл 0,1%-ного раствора реагента в общем объеме 25 мл. Содержание тория находят по градуировочной кривой.

Описанный метод пригоден для анализа образцов, содержащих $10^{-4}\%$ тория и выше. Погрешность определения составляет $\pm(3-5)\%$.

Сопоставление содержания тория в различных акцессорных минералах по данным фотометрического и радиохимического методов приведено в табл. 40, из которой видно, что оба метода дают согласующиеся результаты.

Для количественного определения тория в акцессорных минералах и отделения его от сопутствующих примесей с успехом могут быть применены различные методы хроматографии – метод электрофореза на бумаге, хроматография в тонком слое сорбента, а также метод распределительной хроматографии на бумаге. В полученных зонах на хроматограммах и электрофореграммах торий определялся фотометрически с применением арсеназо III (Елисеева, Иванова, Казанцева, 1975).

Определение урана

Для количественного определения урана в акцессорных минералах используется радиохимический метод. Содержание урана в минерале определяется косвенно по количеству находящегося в нем радия. Для этого раствор, полученный после разложения минерала и определения тория эманационным методом, запаивается в сосуде Кюри. После достижения равновесия радия с радоном вакуумным методом на электрометре СТ-III определяется радон. Эталонем служит раствор радия. Определению не мешает наличие других элементов. Метод характеризуется сравнительно большой чувствительностью – до $10^{-5}\%$ урана. Ошибка определения составляет $\pm(3-5)\%$.

Экстракционно-фотометрический метод определения урана с применением арсеназо III описан А.А. Немодрук и Л.П. Глуховой (1966). Метод позволяет определять $10^{-4}\%$ урана со средней квадратичной ошибкой $\sim 10\%$. Однако наши исследования показали, что при применении этого метода не всегда получаются воспроизводимые результаты; часто приходилось повторять определения и брать среднее из пяти-шести анализов.

Нами с успехом применялись также методы электрофореза на бумаге, хроматографии в тонком слое сорбента и хроматографии на бумаге. После хроматографического разделения содержание урана в зонах определялось с арсеназо III фотометрически с предварительным восстановлением $U(VI)$ до $U(IV)$ металлическим цинком (Елисеева, Иванова, Казанцева, 1975).

Однако наибольшее распространение получил метод изотопного разбавления. Этот метод широко известен как аналитический, сочетающий в себе очень высокую чувствительность (до 10^{-11} г определяемого элемента) с высокой точностью масс-спектрометрических измерений (относительная среднеквадратичная ошибка 1% и менее).

Принцип метода состоит в том, что раствор стабильного изотопного индикатора (трассера) с известным изотопным составом добавляется в определенном количестве к пробе и приводится в равновесие с исследуемым элементом. Далее по смещению в изотопном составе, устанавливаемом масс-спектрометрически, определяется количество исследуемого элемента.

Уран, как элемент имеющий несколько изотопов, из которых долгоживущие ^{234}U , ^{235}U и ^{238}U , очень удобен для масс-спектрального анализа. Причем изотопный состав природного урана постоянен и довольно точно измерен, поэтому для определения содержания в минерале урана (или его изотопов) достаточно только одного масс-спектрометрического измерения.

Большим преимуществом метода изотопного разбавления является то, что после смешения образца и трассера количественное выделение элемента проводить не обязательно. Поэтому основное требование сводится к чистоте выделения интересующего элемента.

Некоторые исследователи, применяющие метод изотопного разбавления, экстракцию урана производят гексоном с последующей карбонатной обработкой (Tilton, Nicolaysen, 1957). Более предпочтительным с точки зрения чистоты выделения оказался хроматографический метод, один из вариантов которого применительно к анализу циркона описан Катанзаро и Калп (1964). Для выделения урана в этом случае использовалась ионообменная колонка, заполненная смолой Дауэкс-1. Недостатком метода является "память" колонки.

Г.И. Шестаков (1967) рекомендует применять анионит ЭДЗ-10п. Однако применение этой ионообразной смолы не обеспечивает должной чистоты выделенного урана из-за значительной сорбции железа.

Для выделения урана из различных аксессуарных минералов нами применялась экстракция этилацетатом в присутствии азотнокислого алюминия в сочетании с дополнительной очисткой выделенного урана методом распределительной хроматографии на бумаге. Последний дает возможность отделить очень малые количества (до 10^{-6} г урана) от микрограммовых или значительных содержаний примесей (Елисеева и др., 1974).

Измерение изотопного состава урана производилось на масс-спектрометре МИ-1311 методом поверхностной ионизации с использованием трехленточных источников, по следующей методике. Уран наносится на испаритель обычно в виде уранилнитрата. При подъеме на-

кала на ленте образуются низшие окислы урана и, возможно, металлургический уран. При температуре ионизатора 2000–2500°C в масс-спектре урана наблюдаются ионы UO_2^+ , UO^+ и U^+ . С увеличением накала нити-ионизатора доля ионов UO_2^+ , UO^+ уменьшается, а интенсивность ионного тока U^+ увеличивается. Навески урана в количестве 1–1,5·10⁻⁵ г дают ионные токи порядка 1·10⁻¹²–6·10⁻¹² а, которые остаются стабильными в течение часа.

Высокая точность масс-спектрометрических измерений предъявляет очень высокие требования к другим операциям метода изотопного разбавления. Требования к чистоте реактивов, посуды и помещения при использовании этого метода выше, чем при каких-либо других методах. Особое внимание обращается на приготовление титрованных растворов урана (трасера). В качестве последнего используется соль урана, обогащенная изотопом ²³⁵U. Для установления титра раствора трасера готовится опорный раствор гидратуранилнитрата, титр которого определяется весовым способом по U_3O_8 . Уранилнитрат выделялся из урановой смолки, поскольку реактив, изготовленный на заводе, имеет смещенное отношение изотопов ²³⁸U, ²³⁵U. По опорному раствору устанавливается титр раствора трасера методом изотопного разбавления.

Приготовление стандартного раствора обычной соли урана (опорный раствор) и индикаторного раствора требует особой тщательности, так как ошибки, допущенные при их приготовлении и определении концентраций, войдут как систематические в результаты анализов. При дозировании растворов объемные измерения были заменены взвешиванием раствора на аналитических весах, что позволило свести ошибки дозирования к значению, заведомо меньшему 0,2%. Соответственно титры растворов урана рассчитываются на грамм раствора. Для хранения стандартных растворов используются колбы из кварцевого стекла с внутренней и внешней пришлифованными пробками.

Содержание урана рассчитывается по формуле

$$\chi = T \cdot \frac{a}{b} \cdot \frac{I_{смг} - I_{см}}{I_{см} - I_{пр}}, \quad \text{где}$$

T – титр опорного раствора,

γ – отношение атомных весов индикатора и природного урана,

a – навеска опорного раствора,

b – навеска раствора индикатора,

$I_{см}$ – содержание данного изотопа в смеси,

$I_{пр}$ – содержание данного изотопа в природном уране,

$I_{смг}$ – содержание данного изотопа в индикаторе.

Значения T , a и b определяются весовым способом, а $I_{см}$, $I_{пр}$ и $I_{смг}$ измеряются на масс-спектрометре. Относительная ошибка определения урана методом изотопного разбавления составляет $\pm(1-2)\%$.

Ниже приведены результаты определения урана в цирконе (в %) методом изотопного разбавления, которые сопоставляются с данными, полученными радиохимическим методом:

Метод изотопного разбавления	Радиохимический метод
0,0202	0,019
0,0193	0,017
0,0171	0,016
0,0771	0,080
0,0644	0,057
0,0142	0,015
0,0318	-
0,0253	-
0,0951	0,073
0,0090	0,083

Как видно, радиохимический метод дает в некоторых случаях заниженное содержание. В связи с этим при определении урана в акцессорных минералах с малым содержанием урана для изотопного датирования мы применяли только метод изотопного разбавления.

Определение свинца

Для определения свинца в акцессорных минералах с относительно большим его содержанием (монацит, ксенотим) используется полярографический метод (Елисева и др., 1965). Однако для таких минералов, как циркон с относительно низким содержанием свинца (сотые доли процента) полярографический метод дает заниженные результаты, в связи с чем он оказался неприемлимым при определении изотопного возраста (Бурксер и др., 1965).

Масс-спектрометрический метод изотопного разбавления является наиболее точным и чувствительным современным методом анализа, который дает возможность определять 10^{-6} – 10^{-7} г свинца с точностью до 1%. Сущность его заключается в следующем: к анализируемой пробе определенного изотопного состава добавляется точно известное количество разбавителя с заведомо смещенным изотопным составом свинца (индикатор). Затем измеряют изотопный состав смеси и по сдвигу изотопных соотношений находят количество свинца в пробе. В качестве эталона используют соль свинца, обогащенную изотопом ^{204}Pb .

Большое преимущество этого метода в том, что он не требует количественного выделения свинца из исследуемой пробы. Основное требование сводится к чистоте выделения. В связи с этим для дополнительной очистки выделенного свинца от сопутствующих примесей нами применяется метод распределительной хроматографии на бумаге, который дает возможность отделить 10^{-6} г свинца от микрограммовых количеств примесей (Елисева и др., 1974).

Выделение свинца из минералов с относительно большим его содержанием для определения изотопного состава производится электролитически. Применяется также метод соосаждения свинца с малорастворимыми солями других металлов. Так, в качестве соосаждателей применяются соли стронция и кальция. Осаждается свинец в виде сульфатов или фторидов. Малые количества свинца из минералов выделяют либо с помощью ионнообменной колонки, заполненной анионитом ЭДЭ-Юп (Шестаков, 1967), либо экстракцией дитизоном без применения цианистого калия (Иванчев, 1961). Все применяемые реактивы и посуда тщательно очищаются от следов свинца и проверяются дитизоном. Посуда употребляется исключительно платиновая, кварцевая или тефлоновая.

Изотопный состав свинца измеряется на масс-спектрометре МИ-1311 методом термоионной эмиссии. На испаритель трехленточного источника наносится раствор азотнокислого свинца вместе с твердым алюмосиликатным эмиттером, который добавляется для увеличения степени ионизации (Искандерова, 1970).

Ниже приведены результаты определений свинца (в %) в монацитах разными методами.

Метод изотопного разбавления	Полярнографический метод
0,831	0,80
0,872	0,87
0,709	0,70
1,050	1,06
0,850	0,83
0,921	0,93
1,090	1,12
0,850	0,82
0,802	0,84
0,912	0,89
1,110	1,11
1,230	1,25
0,87	0,86
0,83	0,92
1,06	0,99
1,050	1,05
0,97	0,94

Из этих данных видно, что для такого минерала, как монацит, с относительно большим содержанием свинца (десятые доли процента) получается удовлетворительная сходимость данных двух указанных выше методов. Поэтому при установлении изотопного возраста по монациту для определения свинца можно применять полярнографический метод и только в отдельных случаях (для контроля) - метод изотопного разбавления. При установлении изотопного возраста акцессорных минералов с относительно низким содержанием свинца (циркона, ортита, сфена, апатита и др.) нами применялся только метод изотопного разбавления.

Химические анализы акцессорных минералов
Украинского щита (в %)

Минералы

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	Минералы			
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
						Спуду
1 ¹	Латыш, Зарицкий, Корниенко, 1968	Пегматит, восточная часть УЩ	62,22	27,28	0,80	-
2 ²	Юрк, Марченко, Чашка, 1970а	То же	63,26	27,98	0,21	0,26
3 ³	То же	" "	57,17	29,16	0,58	-
4 ⁴	Литовченко, 1966	" "	63,0	27,11	0,16	1,07
5 ⁴	Зацха, Бойчук, Бочков, 1969	" "	63,81	27,82	1,20	-
6	Кушев, 1961	Пегматит, централь- ная часть УЩ	64,72	26,28	-	-
7	Кушев, 1960	То же	64,46	26,98	0,27	0,14
						Амбли
8 ⁵	Литовченко, 1966	Пегматит, При- азовье	0,42	32,12	1,04	-
						Холмик
9	Байраков, 1974	Амфиболит, вблизи контакта с пегма- титом, Приазовье	57,79	13,67	3,12	13,28
10	То же	Горнблендит, вбли- зи контакта с пег- матитом, Приазовье	58,94	13,27	2,08	9,24
11	Байраков, 1968	Холмквиститовая по- рода, Приазовье	59,06	13,00	2,72	8,74
12	Зацха, Бойчук, Бочков, 1969	То же	58,41	7,69	7,60	8,13
			В общую сумму, кроме того, входят: ¹ H ₂ O - 0,06; ² CO ₂ - 0,12;			

Минералы

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка об- разца	Минералы			
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
						Бер
13	Ивантишин, 1960	Пегматит, Волянь	65,89	17,04	1,48	-
14	То же	" "	66,04	17,97	1,26	-
15	Бартошиянский, Мат- ковский, Сребро- дольский, 1969	" "	64,96	18,89	1,11	-
16 ¹	То же	" "	64,76	20,16	0,04	-
17 ¹	" "	" "	64,64	20,10	1,02	1,07
18	Ивантишин, 1960	" "	65,38	18,62	1,20	-
19	Литовченко, Куц, 1974	Пегматит, При- азовье	65,70	17,84	0,22	-
20	Юрк, 1956	То же	64,38	18,27	-	-
21	Литовченко, Куц, 1974	" "	64,60	17,77	0,20	-

ЛИТИЯ

Li ₂ O	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Про- чие	Сумма	Плот- ность, г/см ³
МОН										
0,01	0,79	0,51	0,40	0,32	6,92	-	1,43	-	100,74	-
0,10	-	0,35	0,16	0,10	7,32	0,26	0,24	-	100,36	-
0,06	0,13	0,65	0,16	0,16	5,20	3,0	3,70	-	99,91	-
-	0,33	-	-	-	7,68	-	0,20	0,62	100,17	3,12
0,05	0,10	-	0,13	0,21	6,31	0,30	-	-	100,15	-
-	0,06	-	1,20	0,81	5,71	-	0,68	-	99,46	-
0,05	0,14	0,38	3,60	0,30	3,66	0,06	0,94	-	100,98	-

ГОНИТ

- 0,64 0,86 3,23 0,17 4,80 0,04 6,04 - 100,19 3,09

ВИСТИТ:

0,12 6,80 - 0,15 0,19 3,39 - 2,08 0,14 100,67 3,12

0,11 9,70 - 0,35 0,14 3,42 - 2,34 0,06 99,64 3,09

0,18 9,38 0,29 0,22 0,36 3,41 0,26 2,03 0,18 99,57 3,09

0,37 9,60 - 0,10 0,10 2,82 1,08 3,57 0,10 100,38 3,01

⊖ CO₂ - 0,34; ⊘ BeO - 0,22; ⊙ P₂O₅ - 48,14, F - 4,63.

БЕРИЛЛИЯ

BeO	Li ₂ O	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	S	H ₂ O	п.п.п.	Σ=0	Сумма
ИЛЛ											
14,10	-	0,17	0,34	-	-	-	-	0,82	-	-	99,84
13,50	-	0,24	0,24	-	0,04	-	-	0,26	-	-	100,07
12,92	-	0,07	0,70	0,20	-	-	-	0,16	0,72	-	99,75
12,54	-	0,17	0,64	0,04	0,19	-	-	0,18	0,72	-	100,04
12,24	-	0,04	0,54	0,20	0,03	-	-	0,06	0,82	-	99,82
13,68	-	-	0,70	0,31	0,21	-	-	-	0,39	-	100,49
13,50	-	0,46	1,05	0,12	0,15	-	-	-	0,14	-	99,18
11,03	-	0,70	0,55	2,90	0,03	-	-	0,14	2,12	-	100,12
12,47	-	0,56	0,36	2,39	-	-	-	0,02	1,66	-	100,06

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
22 ²	Литовченко, Куц, 1974	Прожилок в реликте амфиболита, При- азовье	64,59	17,57	1,71	-
23 ³	То же	Экзоконтант, альбит- сподуменового пег- матита, восточная часть УШ	64,03	17,65	0,14	-
24 ⁴	Лавриненко и др., 1971	То же	64,21	18,16	0,64	0,64
25 ⁵	Запиха, Лавринен- ко, 1970	Пегматит альбит- сподуменового ти- па, восточная часть УШ	64,26	17,57	0,05	0,22
26	Осадчий В.К. (аналитик Коза- ченко А.И.)	Пегматит, При- азовье	64,36	20,87	0,60	-
Фена						
27	Беспалько Н.А.	Кварцевая жила, Во- льнь	53,94	0,23	1,20	-
28	Юрк, Гуров, Гуро- ва, 1973	Окварцованный метасоматит, Вольнь	55,86	-	0,28	-
29	Ивантишин, 1960	Пегматит, Вольнь	55,16	0,75	0,31	-
30	Куц В.П. (анали- тик Корниенко Т.Г.)	Пегматит, При- азовье	52,44	0,45	0,53	-
Бергран						
31	Возняк, Калужный, Сорокин, 1969	Пегматит, Вольнь	49,20	2,91	0,38	0,22
Эвк						
32	Беспалько Н.А. (аналитик Корни- енко Т.Г.)	Грейзен мусковито- вый	56,30	22,95	-	-
Гент						
33	Беспалько Н.А. (аналитик Коть- ко А.Г.)	Сидерофиллитовый пертозит	29,32	2,27	0,66	4,85
34	Гурвич, Зубков, Галецкий, 1965	То же	32,30	1,0	-	5,40
35	Беспалько Н.А. (аналитик Ша- фир Э.М.)	Биотит-кварцевая сторочка перто- зита	29,37	2,48	0,87	5,74
36	Беспалько Н.А. (аналитик Коть- ко А.Г.)	Альбитизированный пертозит	32,40	2,46	2,49	7,72
37	То же	То же	29,72	1,96	0,24	6,45
38	" "	Прожилок альбита	30,05	2,22	0,30	7,42
39	" "	Кварцевая жила	28,41	2,35	0,02	18,83
40	" "	Галенитовая жила	28,04	-	-	19,26
Баве						
41	Юрк, Гуров, Мар- ченко, 1969	Пегматит, При- азовье	58,02	7,46	0,25	-
42	Байраков, 1972	Пегматит десилици- рованный, Приазовье	-	78,54	0,84	-
Хризобе						
В общую сумму, кроме того, входят:			$\sum Li_2O$	- 0,06;	$\sum Fe_2O_3$	- 0,21;

BeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	S	H ₂ O	Л.к.к.	Σ=O	Сумма
10,20	-	-	1,68	2,56	0,19	-	-	-	1,61	-	100,22
9,12	-	-	2,92	3,72	0,07	-	-	0,18	2,21	-	100,12
11,59	0,04	0,48	0,79	1,61	0,16	-	-	0,09	1,57	-	100,48
11,44	0,07	0,29	0,20	1,70	0,16	-	-	-	2,75	-	99,67
10,16	-	0,04	0,28	2,02	1,20	-	-	-	0,005	-	99,53
КИТ											
43,90	0,01	0,15	0,69	0,29	0,09	-	-	0,24	0,26	-	100,54
43,30	-	0,76	-	0,22	0,24	-	-	-	-	-	100,71
41,84	-	0,83	-	0,17	0,16	-	-	0,08	-	-	99,72
44,82	-	0,52	0,69	0,17	0,16	-	-	0,08	0,42	-	100,38
ДИТ											
37,66	-	0,48	0,38	1,47	0,24	-	-	0,10	7,38	-	100,42
ЛАЗ											
11,38	-	-	-	-	-	-	-	-	8,73	-	99,36
ГЕЛЬВИН											
12,64	2,16	1,84	0,50	0,15	0,18	43,02	4,26	0,28	0,96	2,13	100,50
12,62	2,45	сл.	-	-	-	43,82	4,73	-	-	2,36	100,20
13,25	2,95	2,06	0,70	0,06	0,07	36,60	5,04	0,20	2,57	2,52	99,23
13,79	2,73	2,55	0,68	0,44	0,24	30,70	4,60	0,24	-	2,30	99,14
12,96	2,74	2,01	0,62	0,64	0,22	39,30	4,85	0,26	1,01	2,42	99,58
12,94	2,27	2,42	0,65	0,29	0,45	37,40	4,85	0,24	1,06	2,42	99,31
12,50	2,02	2,08	0,31	0,06	0,09	30,24	5,40	0,27	0,60	2,70	100,02
11,68	2,80	-	-	-	-	29,80	5,80	-	-	2,90	99,48

НИТ

7,40 - - 23,40 0,42 0,24 - - - 2,91 - 100,10

РИЛД

19,69 - 0,27 0,42 - 0,03 - - - 0,18 - 99,98

③ $\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3$ = 0,08; ④ Li_2O = 0,30, Cs_2O = 0,24; ⑤ Li_2O = 0,04, Cs_2O = 0,45.

Номер анализа	Авторы	Порода, привязка образца	Минералы			
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₃
			Турма			
43 ^U	Шендерева, 1955	Метаморфические породы верхней свиты криворожской серии	36,43	0,75	31,53	8,00
44	Горошников, 1956	Контакт аркозов с тальк-карбонатными породами, зона Саксаганского надвига (г.Кривой Рог)	32,10	0,04	32,98	9,60
45	Юрк, Рябоконеь, Шнюков, 1960	Тальк-карбонатные породы нижней свиты криворожской метаморфической серии	32,40	0,12	35,19	10,59
46	Лодатко, 1969	Кора выветривания ультраосновных пород Среднего Приднепровья, р.Сура	34,54	0,77	29,05	9,70
47	Слензак, 1967	Турмалиновая порода центральной части шита	36,10	1,78	29,60	10,60
48	Юрк, Рябоконеь, Шнюков, 1960	Аплит-пегматиты, с.Дериевка	34,82	0,89	29,54	9,63
49	Боженко, Лиса, 1949	Серые пегматиты, Западная Волянь	35,21	0,58	35,43	10,16
50	То же	Розовые пегматиты, Западная Волянь	35,02	0,01	34,15	9,74
51	Абрамович, 1936	Пегматит житомирских гранитов, р.Глибочка, с.Шурково	37,87	0,37	33,94	9,74
52	Юрк, Рябоконеь, Шнюков, 1960	Пегматит, с.Мойдан Волянский	35,47	0,18	34,39	9,47
53	То же	Пегматит, села Скелеватка, Брки	35,18	0,17	33,55	9,42
54	" "	Пегматит, г.Тальное	34,06	0,99	23,66	8,83
55	" "	Пегматит, с.Брки	35,48	0,52	29,45	9,51
56	" "	Пегматит, р.Сухой Омельник, с.Васильевка	33,29	0,22	27,28	8,98
57	Абрамович, 1936	Пегматит, с.Перевязин	35,82	0,41	35,13	9,93
58	Юрк, Рябоконеь, Шнюков, 1960	Пегматит, хут.Сороки, Приазовье	34,97	0,28	34,05	9,06
60	Марченко, 1964	Пегматит, Западное Приазовье	36,01	0,08	32,85	8,81
61	Юрк, Рябоконеь, Шнюков, 1960	Пегматит, с.Елисеевка	34,35	0,24	39,39	9,39
62	Баженова Л.И.	То же	36,55	0,31	32,51	10,29
63	Марченко, 1964	Пегматит, р.Калец	36,76	-	34,24	7,29
64	То же	То же	37,62	-	32,28	9,22
65	Куц В.П.	Пегматит с амазонитом, Каменные Могилы	35,03	0,51	27,77	10,44
66 ^U	Байраков, 1968	Пегматито-турмалиновая жила, с.Собачья, Приазовье	37,40	0,16	34,09	9,65

бора и фтора

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	F	H_2O^-	H_2O^+	Сумма с учетом поправки на, F	Плос- кость г/см ²
ЛИН												
5,19		-	9,23	1,83	1,73	0,17	-	-	0,16	3,58	100,20	-
5,75		0,06	9,74	3,48	2,95	1,78	-	-	0,46	0,82	99,76	-
4,40		0,06	9,67	3,43	2,54	0,46	-	-	0,12	0,98	100,06	3,30
4,45	1,02	He обн.	10,42	5,36	0,40	0,12	-	-	1,52	2,74	100,09	-
6,66	2,38	"	8,48	3,24	0,36	0,16	-	-	He обн.	He обн.	-	-
-	14,38	0,13	2,90	1,40	1,93	0,88	0,35	0,26	0,06	2,89	99,95	3,1
5,14	4,93	0,03	3,88	0,50	0,95	0,13	0,05	0,12	0,02	3,09	100,07	3,08
4,73	9,69	0,15	1,38	0,24	0,91	0,15	0,06	0,21	0,02	3,44	99,81	3,12
	10,02	0,13	3,35	0,59	2,51	0,29	0,07	-	0,06	0,88	99,82	-
	10,78	0,10	3,85	0,42	1,68	0,33	-	0,25	0,12	2,67	99,61	3,15
	9,98	0,07	5,81	0,84	1,90	0,53	-	0,16	0,04	2,62	100,20	-
10,62	12,07	0,09	4,09	1,15	0,94	0,19	-	0,28	-	3,19	100,38	-
6,37	7,18	0,07	6,30	1,45	0,96	0,11	-	0,14	-	3,36	100,45	-
	23,15	0,19	1,43	1,12	1,85	0,12	-	0,53	0,25	1,56	99,75	3,21
0,42	10,71	0,15	2,46	0,75	2,40	0,37	-	0,01	0,23	1,78	100,65	-
	12,75	0,12	3,38	0,42	1,75	0,28	-	0,17	0,07	2,53	99,78	3,03
	13,37	0,10	4,12	0,65	1,12	1,11	-	-	0,16	2,40	100,82	-
	11,97	0,19	5,19	0,56	1,86	0,19	-	0,50	0,05	2,65	100,31	3,18
11,82	3,51	1,05	1,62	0,75	1,05	0,33	-	0,24	-	0,46	100,51	-
14,76	He обн.	0,87	1,11	0,20	1,41	0,25	-	0,10	0,42	2,40	99,77	-
12,37	"	0,60	4,19	-	1,17	0,15	-	0,20	0,32	2,62	100,64	-
7,14	8,26	0,10	5,05	1,12	1,38	0,12	-	-	0,10	3,35	100,37	-
	5,59	0,16	7,25	0,75	1,78	0,01	-	-	0,20	2,46	99,85	-

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₂
67 ³	Байраков, 1968	Биотитовая отороч- ка пегматитовой жилы, р.Берда	35,22	0,24	31,95	10,79
68 ⁴	То же	Контакт альбититов и тремолититов, р.Берда	35,84	0,15	32,42	10,60
69 ⁵	" "	Турмалин-биотито- вая порода в ак- тинолититах, р.Берда	36,08	1,10	31,93	9,52

Акси

70	Смоголок, Краузе, 1970 (аналитик Корниенко Т.Г.)	Прожилок кварца в диабазе	43,44	-	17,00	5,60
----	--	------------------------------	-------	---	-------	------

В общую сумму, кроме того, входят: $\int Cr_2O_3$ - 1,60; $\int Fe_2O_3$ - 0,35;

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO ₂	TiO ₂	ΣTR_2O_3	Al ₂ O ₃
----------------------------	--------	-----------------------------	------------------	------------------	------------------	--------------------------------

						Флюс
71	Лазаренко и др., 1973	Пегматит, Волынь	-	0,05	2,00	1,50
72	То же	" "	-	0,05	0,14	1,50
73	" "	" "	0,77	0,05	3,98	1,16
74	Юрк, Гуров, Гуро- ва, 1973	Пегматит, с.Лез- ники	0,30	-	6,90	-
75	То же	Метасоматит, с.Пер- га	0,60	-	-	Следы
76	" "	Прожилок в грейзе- низированной поро- де, с.Перга	0,20	-	-	-
77	Заяц А.П. (ана- литик Котьюко А.Т.)	Гранитоиды цент- ральной части щита	0,22	-	0,19	-
78	То же	То же	0,40	-	0,32	-
79	" "	" "	0,15	-	1,02	-
80	Юрк, Марченко, Чашка, 1973а	Пегматит, Камен- ные Могилы	4,02	0,04	0,31	0,28
81	То же	Прожилок в гнейсе, Каменные Могилы	0,93	0,04	0,19	1,10
82	Юрк, Гуров, Гуро- ва, 1973	Грейзен, Каменные Могилы	0,10	-	-	-
83	То же	Прожилок в грани- те, с.Екатериновка	0,42	-	-	-
84	" "	Щелочные породы, Октябрьский массив	0,55	-	Не обн.	-
85	" "	Мардуполит, Октяб- рский массив	1,02	-	-	0,62
86	Юрк, Марченко, Чашка, 1973а	Нефелиновый пегма- тит, Октябрьский массив	0,66	-	0,18	0,04

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Li_2O	F	H_2O^-	H_2O	Сумма с учетом поправки на, F	Плот- ность, г/см ³
-----------	-------	-------	-------	-------	---------	--------	---------	-----	----------	--------	--	--------------------------------------

2,23	2,29	0,14	9,56	2,02	0,38	0,05	-	0,50	-	3,48	100,22	-
6,85	-	-	8,63	2,08	0,92	0,17	-	-	0,19	2,07	100,10	-
6,20	0,16	10,21	1,00	0,84	0,34	-	-	-	0,21	3,04	100,63	-

нит

1,80	7,70	1,46	2,45	19,15	0,33	0,24	-	-	0,12	1,20	100,49	3,28
------	------	------	------	-------	------	------	---	---	------	------	--------	------

³ P_2O_5 - 1,36, Cr_2O_3 - 0,20; ⁴ P_2O_5 - 0,18; ⁵ P_2O_5 - 0,04, Cl_2O_3 - 0,02.

Fe_2O_3	CaO	SrO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	F_2O	и.л.п.	H_2O^-	Сумма
-----------	-------	-------	-------	---------	--------	----------	-----	--------	--------	----------	-------

нит

0,10	69,33	-	0,08	0,70	0,47	-	-	-	-	-	74,23
0,04	70,66	-	-	0,22	0,11	-	-	-	-	-	72,72
0,92	67,16	-	1,05	0,25	0,10	-	-	-	-	-	75,44
1,43	65,87	0,02	-	0,24	0,04	-	44,00	18,48	0,50	0,10	100,92
0,04	71,30	0,03	-	0,02	0,04	-	48,43	20,34	0,19	-	100,31
0,06	71,26	0,03	-	0,05	0,02	-	48,41	20,33	0,49	-	100,19
0,24	70,92	-	-	-	-	-	48,08	20,20	-	-	99,45
0,36	71,36	-	-	-	-	-	47,93	20,14	-	-	101,23
0,18	71,24	-	-	-	-	-	48,47	20,40	-	-	100,66
0,30	65,8	-	0,44	-	-	0,24	44,76	20,59	0,43	1,02	97,05
0,48	69,88	-	0,44	-	-	0,16	45,87	19,26	-	1,00	100,83
0,11	71,4	0,17	-	0,01	0,03	-	48,52	20,38	0,49	-	100,45
0,04	70,15	-	-	0,02	0,03	-	48,65	20,43	0,45	-	99,34
0,05	70,72	0,12	-	0,03	0,03	-	48,24	20,26	0,39	-	99,87
0,32	70,7	-	-	-	-	-	48,80	20,49	-	-	100,97
0,20	70,62	0,02	0,48	-	-	0,03	47,57	19,98	0,15	0,20	100,17

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO_2	FeO_2	ΣTR_2O_3	Al_2O_3
87	Юрк, Гуров, Гуро- ва, 1973	Флюорит-кварцевая жила, р.Кальмиус	1,56	-	-	-
88	То же	То же	0,06	-	-	-
89	Ляшкевич, 1971	То же	4,86	-	0,20	0,10
90	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Метасоматит в аялскитах, с.Сере- диновка	0,59	0,02	0,20	0,25
91	Юрк, Гуров, Гуро- ва, 1973	Метасоматит в аялскитах, Могила Сторожевая	0,41	-	-	Следы
92	То же	Флюорит-карбонат- ная жила, села Пет- ровское, Гнутово	0,15	-	-	"
93	" "	То же	0,26	-	-	-
94	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	" "	2,27	0,01	0,07	0,12
95	То же	" "	3,93	0,01	0,06	0,10
96	Ляшкевич, 1971	" "	1,04	-	0,10	0,10
97	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Прожилок в альбито- фрах, села Пет- ровское, Гнутово	1,63	0,02	0,04	0,20

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
						То
98	Лазаренко и др., 1973	Пегматит, Волынь	32,59	55,53	0,03	0,04
99	То же	" "	32,40	56,10	0,02	0,05
100	" "	" "	31,96	56,30	0,02	0,04
101	" "	" "	31,96	56,10	0,03	0,04
102	Ивантишина и др., 1957	" "	31,12	58,70	-	-
103	То же	" "	31,28	59,11	0,29	-
104	" "	" "	31,01	58,87	0,10	-
105	Защика, Лавриненко, 1970	Альбит-сподуме- новый пегматит, Приазовье	38,00	51,00	0,07	-
106	Юрк, Марченко, Чаш- ка, 1973	Гранит, Каменные Могилы	32,40	53,81	0,34	0,07
107	Куп В.П. (анали- тик Левина Р.Л.)	То же	33,66	53,86	0,16	-
108	Юрк, Марченко, Чаш- ка, 1973	Пегматит, Камен- ные Могилы	32,88	54,21	-	-
109	Куп В.П. (анали- тик Левина Р.Л.)	Зона грейзениза- ции, Каменные Могилы	33,72	53,96	0,18	-
110	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	То же	27,90	54,07	0,08	0,37
111	Куп В.П. (анали- тик Левина Р.Л.)	Розовый гранит, с.Екатериновка	33,62	53,91	0,16	-
112	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Розовый гранит, с.Екатериновка	32,70	54,80	0,02	0,07
113	Куп В.П. (анали- тик Левина Р.Л.)	Серый гранит, с.Екатериновка	33,56	53,89	0,16	-
114	Юрк, 1956	Пегматит, с.Екате- риновка	33,10	53,88	1,17	-

Fe_2O_3	CaO	SrO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	$F_2=O$	л.н.н.	H_2O	Сумма
0,09	68,9	0,11	-	0,05	0,02	-	47,53	19,96	0,39	-	98,69
0,10	71,19	0,07	-	0,09	0,07	-	48,48	20,56	0,35	-	99,85
0,33	69,28	-	-	0,06	0,03	-	-	-	-	-	74,86
0,33	69,89	0,02	0,82	-	-	0,10	47,37	19,89	0,29	0,29	100,28
0,03	70,84	0,01	-	0,05	0,02	-	48,24	20,26	0,39	-	99,73
0,11	71,4	0,09	-	0,05	0,02	-	48,54	20,38	0,41	-	100,39
0,05	70,91	0,07	-	0,02	0,03	-	48,12	20,21	0,42	-	99,67
0,31	71,25	0,07	0,58	-	-	0,45	45,93	19,29	0,17	1,23	102,80
0,35	68,20	-	0,26	-	-	0,16	45,15	18,96	0,31	1,33	100,90
0,10	71,48	-	-	0,05	0,03	-	48,09	20,19	-	-	100,80
0,52	65,59	-	0,52	-	-	0,26	43,51	18,27	0,04	3,59	97,65

CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	л.н.н.	F	$F_2=O$	Сумма
пав									
0,16	0,15	-	-	-	0,10	2,30	15,60	6,56	99,94
0,15	0,06	0,08	-	-	0,06	1,67	16,90	7,10	100,38
0,18	0,07	0,08	-	-	0,06	0,28	18,60	7,83	99,76
0,03	0,06	-	-	-	-	0,15	19,60	8,23	99,74
-	-	-	-	-	-	-	18,07	7,60	100,63
-	-	-	-	-	-	0,16	16,46	6,91	100,39
-	-	-	-	-	-	0,10	16,50	6,90	99,68
-	0,30	-	-	-	0,11	0,92	17,00	7,16	100,24
-	1,16	-	-	0,12	-	1,18	19,20	8,06	100,22
0,55	-	0,02	0,20	0,20	-	1,52	16,84	7,09	99,92
-	0,05	0,07	0,19	-	0,08	5,40	12,20	5,12	99,96
0,90	-	0,05	0,10	0,20	-	1,02	16,70	7,03	99,62
4,90	-	0,16	0,02	0,09	-	1,56	20,03	8,41	100,77
0,55	-	0,02	0,20	0,20	-	1,54	16,75	7,05	99,57
-	0,05	-	-	-	-	0,49	20,40	8,57	99,96
0,55	-	0,07	0,50	0,10	-	1,60	16,06	7,09	99,63
2,05	0,29	0,51	0,13	-	-	0,54	13,49	5,67	99,87

Номер анализа	Авторы	Порода, привязка образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
II5	Кузьменко, 1939	То же	33,94	51,10	-	-
II6	Влиссев, Кушев, Виноградов, 1965	Аплитоидный гранит, с. Екатериновка	34,85	51,62	0,67	0,12
II7	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Пегматит, р. Калец	33,43	57,80	-	-

Редкие земли во

Номер анализа	Авторы	Порода, привязка образца	La	Ce
118	Юрк, Гуров, Гурова, 1973	Пегматит, с. Лезники	12,7	33,4
119	Якубович, 1965	Гранит, Каменные Могилы	2,6	5,0
120	Красильщикова, Куц, 1967	То же	1,5	3,7
121	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	" "	1,0	3,5
122	То же	" "	3,4	11,9
123	Ляхович, 1967	Гранит, с. Екатериновка	8,5	1,8
124	Якубович, 1965	То же	2,6	4,4
125	Юрк, Гуров, Гурова, 1973	" "	10,9	1,7
126	Красильщикова, Куц, 1967	Пегматит, с. Екатериновка	1,8	5,3
127	То же	Розовый роговообманко-биотитовый гранит, с. Малоянисоль	8,4	17,7
128	" "	Розовый мелкозернистый гранит, с. Старый Крым	1,7	8,2
129	" "	Розовый мелкозернистый гранит, с. Володарское	7,3	18,5
130	Юрк, Гуров, Гурова, 1973	Щелочные породы, Октябрьский массив	17,5	22,5
131	Красильщикова, Куц, 1967	Пегматоидный мариуполит, Октябрьский массив	9,1	29,7
132	То же	Аляскит, с. Серидиновка	6,7	23,7
133	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Метасоматит, Южно-Кальчикский массив	6,1	19,0
134	То же	Прожилок в метасоматите, Южно-Кальчикский массив	2,0	7,2
135	" "	То же	1,4	5,6
136	Куц В.П.	Амфибол-флюоритовый прожилок в граносиените вблизи контакта с флюорит-паризит-кальцитовой жидкой, села Петровское, Гнutowo	17,9	32,0
137	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Флюорит-паризит-кальцитовая жила, села Петровское, Гнutowo	2,0	5,4
138	То же	То же	0,1	0,9
139	" "	" "	3,1	7,1

* Сумма диспрозия и иттрия. 186

CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	л.п.п.	F	F ₂ -O	Сумма
-	-	-	-	-	-	1,16	12,84	5,39	93,65
-	0,26	0,28	0,34	-	-	1,80	17,50	7,35	100,09
-	0,90	-	0,02	-	-	0,27	14,78	6,21	100,18

Флюоритах

Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣTR
3,7	12,2	2,7	-	2,7	-	4,1	1,0	5,3	3,7	2,1	0,4	17,0	5,82
-	2,6	3,5	-	1,6	-	1,7	-	3,8	4,0	4,2	-	71,0	-
1,2	3,6	4,9	-	5,0	1,1	6,3	1,3	3,6	1,0	4,0	1,3	61,5	0,14
-	2,7	1,7	-	2,8	0,7	3,6	1,2	3,0	-	2,6	1,1	76,1	0,08
1,1	8,6	4,2	-	5,3	0,7	2,9	1,5	4,2	1,0	3,7	0,1	51,4	0,06
3,2	9,4	3,0	0,3	3,2	0,5	3,7	1,0	3,4	0,6	4,4	0,8	40	0,47
0,7	1,4	0,6	0,2	7,3	-	-	1,1	1,9	6,5	1,6	-	72,7	-
5,85	2,75	5,0	-	10,8	-	-	-	-	-	-	-	62,0*	0,18
0,6	4,9	3,4	8,8	1,1	5,0	1,5	5,3	1,3	6,1	0,1	57,9	0,08	
2,1	9,1	2,1	-	3,4	0,7	4,0	0,6	2,1	0,6	3,2	0,1	54,9	0,14
0,7	7,3	3,0	-	4,0	0,8	4,9	1,1	3,5	0,2	3,1	0,1	61,4	0,16
0,7	8,0	1,4	1,9	0,8	3,3	0,4	2,9	0,1	2,6	0,1	52,0	-	
5,0	22,0	18,0	-	5,0	-	-	-	-	-	-	-	10,0*	0,25
1,2	15,7	1,6	2,9	0,3	1,6	0,4	0,8	0,1	0,5	0,1	36,0	0,13	
2,8	14,7	3,6	3,8	0,3	3,4	1,7	2,7	0,1	2,6	0,1	33,8	0,61	
1,6	10,0	2,0	0,1	2,3	0,2	1,0	0,1	0,3	0,1	0,1	-	57,1	0,37
0,6	4,0	1,6	0,2	2,4	0,4	3,0	0,7	-	-	1,4	0,2	76,3	0,7
0,6	4,5	2,0	0,2	2,8	0,4	2,6	0,7	1,9	0,2	1,3	0,2	75,6	0,41
3,2	8,7	1,0	0,1	2,3	0,1	1,6	0,3	1,6	-	1,0	0,1	30,4	-
0,7	4,3	2,4	0,3	3,3	0,8	6,0	2,0	6,0	0,9	7,5	1,2	57,2	-
-	0,7	0,1	-	0,5	-	4,7	0,1	0,3	0,1	0,1	-	92,4	-
1,6	6,3	2,2	-	3,8	0,6	4,1	1,9	1,5	0,4	4,4	0,1	59,3	0,07

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	Алюмофто			
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO
140	Орк, Гуров, Гу- рова, 1973	Метасоматит, Су- щано-Пержанская зона	0,12	12,97	0,16	-
141	То же	То же	-	13,00	-	-
142	" "	" "	-	22,60	0,27	-
143	" "	" "	3,85*	16,60	1,25	0,85
144	" "	" "		11,27	-	12,30

* Повышенное содержание SiO_2 связано с примесью кварца.

Минералы

Но- мер ана- ли- за	Авторы	Порода, привязка образца	Минералы			
			SiO_2	FeO	Fe_2O_3	Al_2O_3
145	Орса, Елизеева, 1965	Катаклазированный биотит-плагиокла- зовый мигматит, р.Осокоровка, При- днепровье	30,84	35,84	0,85	2,62
146	То же	Порфиробластовый биотит-плагиокла- зовый мигматит, Приднепровье	29,96	35,83	0,78	3,10
147	" "	Полосчатый био- тит-плагиоклазовый мигматит, Придне- провье	30,15	35,22	1,00	4,23
148	" "	Микроклин-плагио- клазовый мигматит, хут. Ясиноватый, Приднепровье	29,43	31,28	4,01	6,76
149	" "	Микроклинизиро- ванный гнейс, О.Башмачка, При- днепровье	30,26	33,00	2,18	4,75
150 ¹	Ивантшин, 1960	Сфен из гранита, Приднепровье	29,20	36,82	1,61	0,68
151	Куц В.П. (ана- литик Коть- ко А.Г.)	Гнейс (сланец), с. Мангуш, При- азовье	30,12	36,43	1,20	2,10
152 ²	Кравченко, 1970	Мигматизирован- ный железисто-из- вестковисто-сили- катный кристалли- ческий сланец, Приазовье	30,26	38,50	0,45	1,04
153 ³	Сироштам Р.И. (аналитик Самчук А.И.)	Диопсидовый каль- цифир, р. Калец, Приазовье	26,50	37,44	0,97	2,16

риды							
CaO	3rO	Na ₂ O	K ₂ O	F	F ₂ O	H ₂ O	Сумма

лит

-	0,02	32,60	0,06	54,00	-	0,20	100,13
-	-	31,67	0,45	53,50	-	-	98,62

пит

18,81	0,08	0,08	0,15	30,60	13,09	14,32	100,00
18,70	0,05	0,42	0,70	29,55	13,16	14,87	100,00

рит

-	0,05	19,90	0,45	55,81	-	0,12	100,00
---	------	-------	------	-------	---	------	--------

титана

Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	(Na,Ta) ₂ O ₅	H ₂ O	в.л.в.	Сумма
--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------------	------------------	--------	-------

1,99 0,11 0,54 26,60 - - - 0,10 0,50 99,99

2,54 - 0,09 0,65 26,04 - - - 0,26 0,76 100,01

2,17 0,31 0,14 0,36 26,13 0,25 0,08 - 0,05 0,28 100,37

2,36 0,51 0,16 0,34 24,72 0,24 0,09 - 0,10 0,32 100,32

2,86 0,28 0,14 0,30 25,94 0,22 0,08 - 0,06 0,15 100,22

0,53 0,05 0,60 27,53 0,97 1,10 100,33

1,83 1,17 0,07 0,43 25,35 0,07 0,08 0,07 0,12 1,12 100,16

0,70 0,72 0,03 - 27,14 0,15 0,03 - 0,16 0,70 100,40

3,19 1,06 0,39 27,70 - - - 0,20 0,90 100,74

Но- мер ана- ли- за	Авторы	Порода, привязка образца	SiO ₂	TiO ₂	TR ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
---------------------------------	--------	-----------------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------

154 ^A	Сироштан Р.И.	Окварцованный вол- ластонит-диопси- довый кальцифир, Мариупольское месторождение	27,42	35,80	1,05	2,55
155	Слензак О.И. (аналитик Романишина Е.В.)	Диопсид-плаггио- класовый гнейс, Приднестровье	30,53	31,37	-	6,21
156	То же	Пироксен-плаг- гиокласовый гнейс, с. Володиевка, Приднестровье	30,17	32,12	-	6,29
157	Щербак Н.П. (аналитик Гаврило- ва Э.Ф.)	Амфибол-биотито- вый мигматит, западная часть Ущ	29,72	33,99	2,32	3,38
158	Горошников, 1961	Биотит-плаггиокла- зовые мигматиты, с. Андреевка, Приазовье	29,65	35,92	1,27	3,11
159	Горошников, 1961	Биотит-роговообман- ковые мигматиты, Приазовье	29,35	31,06	3,18	4,04
160 ^B	Куц В.П. (ана- литик Шафир Э.М.)	Мигматит амфиболо- вый, с. Листвянка, Приазовье	26,88	33,40	4,60	2,24
161 ^B	Осадчий В.К. (аналитик Самчук А.И.)	Плаггиокласовый миг- матит, с. Андре- евка, Приазовье	28,58	36,22	1,32	1,80
162	Щербак Н.П.	Гранодиорит, Бу- кинский массив	29,16	35,22	0,45	3,06
163	То же	То же	31,08	37,36	-	1,80
164	" "	" "	30,92	33,54	-	6,17
165	Бокало, 1966	Гранит, г. Умань	28,35	36,98	2,19	2,19
166	Абрамович, 1951	Пегматоидный гра- нит, г. Умань	26,84	40,88	-	3,29
167 ^B	Ивантшин М.Н. (аналитик Гав- рилова Э.Ф.)	Биотитовый гранит, с. Салтычий, При- азовье:	26,64	37,22	1,02	3,02
168	Куц В.П. (аналитик Ша- фир Э.М.)	То же	26,60	37,90	1,08	4,77
169	Осадчий В.К. (аналитик Сам- чук А.И.)	" "	27,95	36,11	1,38	1,87
170	Марченко, 1967	" "	28,50	37,38	0,85	1,60
171	Куц В.П. (аналитик Ша- фир Э.М.)	Розово-серый био- титовый гранит, с. Раделовка, Приазовье	29,36	31,10	0,88	4,67
172	Марченко, 1967	Гранит, р. Тем- ряк, Приазовье	29,88	37,86	0,90	0,60
173	То же	Гранит, с. Пище- вик, Приазовье	28,82	38,34	0,75	1,74
174	Хатунцева А.А.	Гранодиорит, осниц- кий комплекс	29,58	35,97	0,85	2,94
175	То же	Кварцевый диорит, осницкий комплекс	30,05	36,80	0,32	2,79

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	H_2O	$(Nb,Ta)_2O_5$	H_2O^-	п.п.п.	Сумма
-----------	-------	-------	-------	-------	---------	--------	----------------	----------	--------	-------

4,01 0,70 0,51 27,44 0,10 0,80 100,63

1,20 0,54 0,01 0,78 28,55 - - - 0,75 99,94

0,81 0,71 0,02 0,80 28,14 - - - - 0,01 0,66 99,76

2,00 1,79 0,19 0,26 24,99 0,25 0,10 - - - 0,97 99,96

1,88 0,28 0,04 0,36 26,83 - - 0,20 0,02 0,48 100,04

1,76 1,39 0,32 0,15 25,80 - - 1,72 0,14 0,87 99,78

6,06 - 0,14 0,21 25,10 - - 0,20 0,92 99,81

2,70 0,80 0,10 0,37 27,10 0,06 1,05 99,82

1,98 0,72 - 0,81 28,06 0,31 0,11 - 0,06 0,37 99,81

0,31 1,53 0,10 0,72 26,39 0,14 0,10 - - 0,65 100,18

0,97 1,59 0,07 0,61 26,94 - - - - 99,84

0,97 1,29 0,17 0,17 26,30 - - - 0,08 1,03 99,72

2,95 1,52 0,17 - 23,40 - - - - 0,56 99,61

5,76 - 0,12 0,57 24,68 - 0,22 0,46 99,75

4,25 - 0,09 0,61 24,56 - - 0,15 0,46 100,47

3,21 1,11 0,24 0,36 27,14 - - 0,07 0,92 100,36

1,56 0,79 0,12 0,02 28,10 - 0,04 0,31 0,02 0,54 99,83

4,70 - 0,19 0,69 27,20 - - 0,08 0,43 99,40

1,46 0,39 0,10 0,03 28,35 0,02 0,06 0,28 - 0,10 100,03

1,24 0,71 0,11 - 26,90 - 0,06 0,22 0,32 0,84 100,05

1,33 1,15 - 0,36 27,52 - - - 0,12 0,33 100,15

1,29 0,28 - 0,36 27,72 - - - 0,15 0,44 100,20

Но- мер ана- ли- за	Авторы	Порода, привязка образца	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3
176 ⁹	Абрамович, 1951	Пегматит, Токов- ский массив	30,81	35,50		2,22
177	Заяц А.П. (аналитик Шафир Э.М.)	Гранит северо-за- падной части щита	29,12	35,70	2,54	2,43
178	Заяц А.П. (аналитик Шафир Э.М.)	Гранит северо-за- падной части щита	28,48	36,50	1,80	1,00
179	Заяц А.П. (аналитик Самчук А.И.)	То же	27,69	35,90	1,20	2,53
180	То же	Гранит, центральная часть щита	28,36	36,05	0,90	2,20
181	" "	Гранит, Приднепровье	28,72	35,80	1,30	1,70
182	Куц В.П. (ана- литик Коть- ко А.Г.)	Роговообманко-биоти- товый гранит, с. Сво- бодное, Приазовье	30,24	37,45	0,90	1,70
183	То же	" "	30,08	37,69	0,78	1,62
184	" "	" "	28,62	37,46	1,04	2,20
185	" "	" "	29,38	38,45	0,85	1,36
186	Куц В.П. (ана- литик Шафир Э.М.)	Гранит биотитовый альбитизированный, с. Староигнатевка, Приазовье	28,12	31,10	2,48	3,89
187	Куц В.П. (ана- литик Коть- ко А.Г.)	Роговообманковый биотитовый гранит, с. Кузнецово-Ми- хайловка, Приазовье	29,86	36,54	1,34	1,53
188	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Гранит, Октябрьский массив	28,68	38,34	0,70	1,58
189	То же	Гранитоид, Кальмиус- ский массив	29,34	35,40	1,71	3,54
190	" "	Порфиroidный гра- нит Еланчикский массив	28,38	31,90	1,71	7,94
191 ¹⁰	" "	Щелочной метасома- тит, Кальмиусский массив	27,90	32,64	4,40	2,52
192	Марченко, 1967	Альбитизированный граносиенит, Южно- Кальчикский массив	27,96	36,40	4,15	0,74
193	То же	То же	30,95	38,83	1,28	0,67
194	Юрк, Марчен- ко, Чашка, 1973	Пегматит, Восточ- ное Приазовье	27,44	34,48	3,09	2,77
195	Куц В.П. (аналитик Шафир Э.М.)	Альбитит роговооб- манковый, на кон- такте пегматита с амфиболовым миг- матитом с. Андреев- ка, Приазовье	30,34	37,70	1,16	3,98
196	Фомин А.Б. (аналитик Козачен- ко А.И.)	Оливиновое габбро, Октябрьский массив	28,22	35,95	0,70	2,96

В общую сумму, кроме того, входят: $\sum FeO - 0,14$; $\sum ZnO_2 - 0,87$; $\sum ThO_2$
 $\sum CaO - 0,021$; $\sum TiO_2 - 0,02$; $\sum ZnO_2 - 0,10$; $\sum F - 1,06$; $\sum P_2O_5$

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$(Nb,Ta)_2O_5$	H_2O^*	л.в.л.	Сумма
-----------	-------	-------	-------	-------	---------	--------	----------------	----------	--------	-------

2,06	1,26	0,15	0,05	23,37	0,05	0,25	-	0,28	1,51	98,57
2,46	1,25	0,19	0,65	23,80	-	-	-	0,15	1,12	99,41
3,06	1,40	0,21	0,20	26,0	-	-	-	0,40	1,21	100,26
2,90	0,72	0,10	0,45	27,30	-	-	-	0,06	0,80	99,65
2,95	0,62	Следы	0,40	27,20	-	-	-	0,08	1,10	99,86
2,23	0,96	"	0,84	27,44	-	-	-	0,09	0,90	99,48
1,60	1,08	0,08	0,20	26,53	0,06	0,07	0,10	-	0,43	99,54
1,60	1,06	0,08	0,50	25,42	0,05	0,06	0,042	0,06	0,65	99,69
2,63	1,35	0,11	0,25	25,52	0,08	0,06	0,08	-	0,53	99,93
1,90	1,15	0,12	0,32	25,30	0,10	0,07	0,13	0,06	0,70	99,89
6,38	-	-	0,29	26,46	-	-	-	0,09	0,59	99,49
2,80	0,09	0,21	0,14	25,46	0,05	0,05	0,10	0,08	0,60	99,85
1,66	1,54	0,06	0,07	26,65	0,06	0,05	0,75	0,05	0,05	100,24
-	3,06	-	-	25,20	0,19	0,07	-	-	0,40	99,07
-	3,12	0,16	-	23,45	0,08	0,10	0,65	0,99	1,61	100,09
3,00	-	0,30	-	24,20	0,08	0,07	1,80	0,19	1,88	99,74
2,47	0,65	0,12	0,20	24,45	0,05	0,03	3,25	-	0,02	100,49
0,60	-	0,12	-	26,48	0,26	-	0,35	0,01	0,35	99,90
1,58	1,15	0,22	2,50	22,14	0,20	-	2,08	0,30	1,76	99,71
4,53	-	0,08	0,12	21,47	-	-	-	0,24	0,50	100,13
1,62	1,81	0,1	1,32	25,87	-	-	-	-	0,90	99,45

- 0,23; ² SrO - 0,52; ³ ThO₂ - 0,23; ⁴ ThO₂ - 0,25; ⁵ ZrO₂ - 0,06;
 - 0,50, F - 0,45.

Редкоземельные элементы в офилах

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	La	Ce	Pr	Nd
197 (146)	Орса, Елисеева, Казанцева, 1967	Порфиروبластовый биотит-плагиокла- зовый мигматит, Приднепровье	7,1	26,3	5,4	24,4
198 (147)	То же	Полосчатый биотит- плагиоклазовый мигматит, При- днепровье	6,0	24,7	5,1	24,1
199 (148)	" "	Микроклин-плагио- клазовый мигматит, хут.Ясиноватый, Приднепровье	0,4	1,7	1,1	4,0
200 (149)	" "	Микроклинизиро- ванный гнейс, с.Башмачка, При- днепровье	0,7	1,0	0,1	5,1
201	Туранская, 1958	Биотитовый гранит, с.Салтычия, При- азовье	11,0	26,0	4,8	22,0
202* (168)	Куц, 1973	То же	4,1	24,9	4,7	25,1
203 (168)	То же	" "	5,4	26,5	5,1	23,1
204* (171)	" "	Биотитовый гранит, с.Радоловка, Приазовье	3,3	21,5	6,4	27,3
205	" "	То же	4,7	25,0	6,7	23,8
206	" "	Роговообманко-био- титовый гранит, с.Свободное, При- азовье	11,1	30,0	6,0	21,0
207 (184)	" "	То же	8,3	21,8	4,0	19,6
208	" "	Роговообманко-био- титовый гранит, с.Гранитное, Приазовье	19,3	35,1	7,0	23,5
209	" "	То же	16,7	35,7	6,0	21,5
210* (186)	" "	Биотитовый аль- битизированный гранит, с.Старо- игнатъевка, Приазовье	0,5	3,9	0,6	6,8
211 (186)	" "	То же	0,8	5,0	1,1	5,6
212	" "	Амфиболовый грано- диорит, с.Осипенко, Приазовье	3,6	15,9	4,1	22,7
213	" "	Амфиболовый грано- диорит, с.Салтычия, Приазовье	6,7	25,7	5,2	27,8
214* (195)	" "	Альбитит роговооб- манковый на контак- те пегматита с амфи-	6,1	32,9	4,8	26,4

(операльные анализы)

Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣTR_{Co}	ΣTR_V	Содержание р.з.э.
6,3	6,7	1,2	3,0	1,2	1,7	<0,1	2,5	<0,1	14,2	77,4	22,7	0,78	
7,4	8,0	1,0	4,1	1,3	3,1	<0,1	0,1	<0,1	15,1	76,3	23,7	1,00	
2,5	5,6	1,2	5,4	2,3	6,4	1,2	6,3	0,1	61,8	16,5	83,5	4,01	
2,0	7,4	0,4	7,4	4,1	8,5	0,1	8,7	0,1	54,4	15,7	84,3	2,18	
7,9	-	5,5	-	2,9	-	1,3	-	0,6	-	18,0	57,2	22,8	-
6,0	6,2	0,6	2,8	0,7	2,2	0,5	2,1	0,1	20,1	71,6	28,4	1,08	
7,4	5,5	1,2	2,9	1,6	2,2	-	1,8	0,3	17,1	74,2	25,8	-	
6,8	6,6	1,3	3,3	0,8	1,9	0,7	1,7	0,4	18,0	73,2	26,8	0,88	
7,0	-	6,7	1,0	4,5	1,0	1,6	-	1,3	0,3	16,4	74,9	25,1	-
6,0	2,0	4,0	0,6	4,0	0,6	1,5	0,2	1,0	0,5	11,5	80,7	19,3	0,70
6,2	0,5	3,8	0,8	5,8	1,0	3,0	0,4	2,0	0,8	22,0	65,0	35,0	1,26
4,5	1,0	2,8	0,2	1,0	1,0	0,3	-	0,2	0,1	4,0	93,4	6,6	0,95
4,5	0,4	3,5	0,3	2,0	0,3	0,9	0,2	0,8	0,2	7,0	88,6	11,4	2,16
3,7	5,1	1,0	3,5	1,2	5,2	0,8	6,0	0,9	60,8	21,6	78,4	2,48	
3,0	-	6,0	1,3	5,5	2,0	4,7	0,9	5,6	1,5	57,0	22,8	77,2	2,48
7,8	-	9,5	0,3	3,5	1,1	3,3	0,1	3,7	0,1	24,3	63,9	36,1	-
7,9	-	6,8	0,2	2,0	0,7	1,3	0,1	1,3	0,1	14,2	80,3	19,7	1,26
5,3	-	5,9	0,3	2,5	0,3	0,8	0,1	0,9	0,1	13,6	81,7	18,3	1,16

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	La	Ce	Pr	Nd
		Боловым мигмати- том, с. Андреевка, Приазовье				
215 (195)	Куц В.П.	То же	8,0	35,6	5,5	24,0
216 (160)	" "	Мигматит амфиобо- ловый, с. Листвян- ка, Приазовье	7,0	20,6	4,0	13,3
217	" "	Мигматит биотито- вый, с. Царе-Кон- стантиновка, Приазовье	8,3	21,3	3,3	19,0
218 (170)	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Биотитовый гранит, с. Салтычи, Приазовье	7,6	32,7	6,3	21,8
219 (173)	То же	Гранит, с. Пищевик	10,3	31,6	5,3	23,0
220 (172)	" "	Гранит, с. Старчен- ково, Приазовье	11,7	35,4	4,4	15,7
221	" "	Альбитизированный граносиенит, р. Кальчик	8,4	27,0	6,4	20,6
222	" "	Зона ожеличивания, р. Кальмиус	2,6	12,2	3,5	10,2
223	Ляхович, 1968	Гранит лейкократо- вый, УШ	14,3	34,2	10,7	20,7
224 (165)	Бокало, 1966	Гранит, г. Умань	1,0	10,0	2,5	14,1

(ж) Определения выполнены хроматографическим методом.

Примечание. В скобках приведены соответствующие номера

Минералы

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	SiO ₂	TiO ₂	$\frac{Zr+O_2}{Hf+O_2}$	ΣTR_2O_3
						Цир
225	Орса, Елисеева, 1965	Биотит-плагиокла- зовый мигматит, р. Мокрая Сура	32,50	0,02	64,75	0,15
226 ₁	То же	То же	32,20	0,09	64,11	0,25
227 ₁	Орса В.И. (ана- литик Стецен- ко Л.А.)	Амфиболовый миг- матит, с. Волос- ское, Приднестровье	32,56	0,05	64,20	0,17
228	Орса, Елисеева, 1965	Плагиогранит, При- днестровье	32,01	0,20	65,28	0,73
229 ²	То же	Аплит-пегматоид- ный гранит, с. Вольница	33,64	0,04	62,04	0,15

Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣTR_{Ce}	ΣTR_Y	Содержание р.з.э.
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---	------------------	---------------	----------------------

5,6	1,7	4,0	0,5	2,3	0,5	0,7	0,1	0,5	0,1	10,9	84,9	15,1	1,16
2,9	0,4	5,4	1,0	6,1	1,2	3,1	0,6	3,9	1,0	29,5	54,6	45,4	4,60
6,2	0,6	4,6	0,8	5,8	1,2	3,5	0,5	2,8	0,8	21,3	64,1	35,9	0,97
6,6	-	6,8	-	-	-	-	-	0,8	-	17,4	81,8	18,2	-
3,5	-	3,7	-	-	-	0,2	-	-	-	22,4	77,4	22,6	-
3,0	-	4,7	-	-	-	-	-	1,1	-	24,0	74,9	25,1	-
5,0	-	6,0	2,4	-	1,4	-	-	2,0	-	20,8	76,1	24,2	-
5,9	0,6	6,3	0,9	5,2	0,8	2,1	0,3	1,0	0,2	48,2	44,8	57,2	-
8,3	0,7	6,8	0,5	2,4	-	0,7	-	0,7	-	-	-	-	2,50
5,6	0,7	7,1	3,2	9,1	1,9	4,5	0,8	5,6	1,1	32,8	-	-	-

ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ.

ЦИРКОНИЯ

Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	H_2O^-	л.л.	B_2O_5	Сумма	Плотность, г/см ³
-----------	-----------	-------	-------	----------	------	----------	-------	---------------------------------

кон

0,96	0,55	0,35	0,12	-	0,38	-	99,77	4,15
1,31	0,71	0,60	0,14	-	0,20	-	99,67	-
0,81	-	0,46	0,18	-	0,91	-	99,93	4,17
0,11	0,79	0,08	0,05	0,17	0,63	0,04	100,23	4,13
1,11	-	0,88	0,21	-	1,03	-	100,09	4,06

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂ + HfO ₂	Σ T ₂ O ₃
230 ³⁾	Орса, Елисеева, 1965	Аплит-пегматоид- ный гранит, При- днепровье	31,80	0,08	64,87	0,35
231	Ивантишин, 1960	Бердичевский гранит	31,32	0,24	64,07	0,32
232 ⁴⁾	То же	То же	29,08	0,18	62,48	0,76
233	Щербак Н.П., (аналитик Гаври- лова Э.Ф.)	" "	31,50	0,03	62,56	0,28
234	То же	" "	27,70	0,04	57,10	1,64
235	" "	" "	32,60	0,04	61,26	0,42
236	" "	Пегматоидный гра- нит, бердичевский комплекс	31,25	0,06	64,11	0,22
237	Кононов Ю.В. (аналитик Строй Л.П.)	Чарнокит, Побужье	31,55	0,08	64,45	0,09
238	Щербак Н.П. (аналитик Гав- рилова Э.Ф.)	Пегматит, побуж- ский комплекс	30,95	0,10	63,86	0,24
239	То же	То же	31,80	0,08	65,36	0,20
240	" "	" "	32,20	0,05	66,32	0,16
241	Кононов Ю.В. (аналитик Ква- ша А.А.)	Гранит, с.Адабаш	31,85	0,06	62,62	0,07
242	То же	То же	32,30	0,10	61,84	0,06
243	" "	Трахитоидный гра- нит, центральная часть щита	30,93	0,08	60,21	0,61
244	" "	То же	31,74	0,08	62,82	0,01
245 ⁵⁾	Кононов Ю.В. (аналитик Строй Л.П.)	Пегматоидный гра- нит, центральная часть щита	33,41	0,18	58,89	0,16
246	То же	Кварцевая жила в гнейсе, централь- ная часть щита	31,81	0,10	60,13	0,07
247	Левковская Н.Ю. (аналитик Мир- ская Б.В.)	Амфиболовое габ- бро, Волянь	32,82	0,03	64,04	0,42
248	Щербак Н.П. (аналитик Гаври- лова Э.Ф.)	Коростенский гра- нит	32,60	0,04	61,26	0,42
249	Ивантишин М.Н. (аналитик Гав- рилова Э.Ф.)	То же	31,56	0,15	62,14	0,43
250	Матковский, Мат- виенко, 1971	Рапакививидный гранит, Волянь	32,65	0,40	60,76	0,96
251 ⁶⁾	То же	То же	31,60	0,21	63,05	1,02
252 ⁶⁾	" "	" "	33,45	0,27	62,38	0,72
253	Марченко, 1966	Рапакививидный гранит, р.Ирша	34,18	0,17	62,16	0,04
254 ⁷⁾	То же	То же	33,60	-	62,46	0,07
255 ⁸⁾	" "	" "	32,86	0,13	60,40	0,03
256 ⁹⁾	" "	" "	34,30	0,22	61,00	0,04
257 ¹⁰⁾	" "	Гранит с грано- фировой основной массой, р.Ирша	32,25	0,26	61,13	0,05

Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	H_2O^-	П.п.п.	B_2O_3	Сумма	Плотность, г/см ³
0,14	1,12	0,14	0,08	0,23	0,77	-	99,58	4,03
0,90	1,27	0,42	0,21	0,04	0,94	-	99,73	4,40
2,02	1,60	0,72	0,28	0,28	1,30	-	99,85	4,32
0,13	4,00	0,20	0,14	0,10	0,68	0,14	99,76	-
2,42	1,02	0,22	0,60	1,90	7,14	0,81	100,59	-
1,22	1,23	0,76	0,72	0,32	0,94	0,22	99,78	-
0,92	0,86	0,64	0,42	0,30	1,26	0,12	100,16	-
0,10	0,48	0,54	0,45	0,12	2,10	0,18	100,14	4,42
1,44	1,12	0,25	0,20	0,24	0,80	0,11	99,31	-
0,56	1,28	0,21	0,16	0,14	0,54	0,10	100,43	-
0,47	0,48	0,22	0,18	0,06	0,52	0,09	100,15	-
0,54	0,79	1,34	0,43	0,24	1,34	0,64	99,92	3,80
0,95	1,47	0,88	0,67	0,18	0,97	0,33	99,75	3,54
1,02	1,43	2,00	0,44	0,37	3,19	0,17	100,45	3,70
0,20	0,38	0,97	0,92	0,28	2,36	0,71	100,47	4,16
0,22	0,86	2,29	0,44	0,32	2,46	-	99,58	3,95
0,16	1,80	2,30	0,89	0,30	2,99	-	100,55	3,68
0,93	0,67	0,09	0,07	0,22	0,92	0,07	100,28	-
1,22	1,28	0,76	0,72	0,32	0,94	0,22	99,78	-
0,71	0,64	1,13	0,74	0,53	1,60	0,63	100,26	-
0,60	1,0	0,06	0,40	0,20	0,90	-	100,03	4,61
0,25	1,22	0,06	0,09	0,05	0,85	-	100,35	-
0,40	0,80	0,11	0,43	0,11	1,20	-	100,26	-
0,43	0,20	-	0,18	0,04	0,43	-	99,41	-
0,43	0,26	-	-	0,20	0,40	0,24	97,92	-
0,50	1,55	-	0,12	0,16	0,69	0,17	97,63	-
0,33	0,29	-	0,29	0,10	1,12	0,34	98,47	-
0,41	0,87	-	0,17	0,27	0,69	0,21	97,59	-

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	SiO_2	TiO_2	ZrO_2 + HfO_2	$\Sigma TFeO_3$
258	Марченко, 1966	Гранит, с.Тер- нивка	32,90	-	66,52	1,33
259	То же	Рапакивидный гранит, Корсунь- Новомиргородский плутон	32,90	1,05	63,95	1,20
260	" "	То же	32,20	0,16	67,46	0,51
261	Куц В.П. (ана- литик Услонце- ва Л.А.)	Биотитовый гранит, с.Лидино, При- азовье	31,28	0,87	59,48	-
262	Цуканов В.А. (аналитик Строй Л.П.)	Гранит, При- азовье	33,80	-	62,16	0,74
263	То же	То же	32,16	-	63,20	0,52
264	Марченко, 1966	Гранит, с.Пище- вик, Приазовье	32,78	0,23	61,24	0,80
265	То же	Гранит, с.Дмитри- евка, Приазовье	31,60	0,27	60,40	1,42
266	Царовский И.Д. (аналитик Бурк- сер В.В.)	Гранит, Восточ- ное Приазовье	31,48	0,01	61,97	0,09
267	То же	То же	31,44	0,01	64,44	0,09
268	" "	" "	30,07	0,03	59,97	-
269	" "	" "	35,26	0,20	59,15	0,86
270	Кононов Ю.В. (аналитик Ква- ша Л.А.)	Гранит, При- азовье	31,85	0,06	62,62	0,07
271	То же	" "	32,30	0,10	61,84	0,06
272	Марченко, 1965	Граносиенит, Приазовье	32,16	1,28	59,60	1,87
273	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Апосиенитовый аляскит, р.Кальчик	32,02	0,24	60,32	1,85
274	Царовский И.Д. (аналитик Пили- пенко А.Т.)	Мариуполит, Приазовье	32,82	-	64,40	0,04
275	Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965	То же	34,72	-	62,51	0,14
276	То же	" "	36,38	0,07	54,98	0,31
277	Марченко, 1969	Сиенит, Южно- Кальчикский массив	32,93	-	63,12	0,51
278	То же	Сиенит альбити- зированный, Южно- Кальчикский массив	32,44	0,52	60,12	1,35
279	" "	Сиенит пироксен- амфиболовый, Южно- Кальчикский массив	33,60	-	63,04	-
280	" "	То же	34,63	-	63,51	-
281	" "	Пегматит, с.Кременевка	31,17	-	59,18	-
282	Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965	Щелочной сиенит- пегматит, При- азовье	32,44	-	66,40	0,05

Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	H_2O	П.п.п.	SiO_2	Сумма	Плотность, г/см ³
-	-	-	-	-	-	-	100,75	-
-	-	-	-	-	-	-	99,10 100,33	-
1,46	1,26	2,52	0,13	0,18	2,80	0,35	100,33	-
0,27 0,40	1,60 0,94	0,57 1,34	0,64	0,16 0,13	0,65 0,47	0,03 0,03	100,27 100,17	-
0,57	0,74	1,10	-	0,10	1,11	0,60	99,64	-
0,08	0,96	-	-	0,36	1,80	0,44	99,25	-
1,85	2,59	0,46	0,25	-	0,46	-	99,16	-
1,30	1,02	0,39	0,22	-	0,69	-	100,21	-
2,08	4,27	1,60	0,30	-	0,59	-	99,43	-
2,23	1,04	0,44	0,22	-	0,36	-	100,16	-
0,54	0,79	1,34	0,43	0,24	1,34	0,64	99,92	3,80
0,95	1,47	0,88	0,67	0,18	0,97	0,33	99,75	3,54
-	0,64	0,50	-	0,45	1,46	0,29	100,27	-
-	1,22	-	-	0,05	1,62	0,30	99,21	-
0,09	0,83	-	-	0,67	1,08	-	100,25	-
0,33 -	0,84 0,90	- -	- -	- -	- -	- -	99,16 92,64	- -
0,09	0,49	-	-	-	0,30	0,40	93,34	-
0,28	0,64	1,0	-	-	1,20	0,33	98,65	-
-	-	-	-	-	-	-	99,64	-
-	-	-	-	-	-	-	98,14	-
-	-	-	-	-	-	-	90,35	-
-	0,73	-	-	0,22	0,32	-	100,16	-

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂ HfO ₂	Σ (R ₂ O ₃)
283	Ивантшин, 1960	Пегматит щелоч- ных гранитов, Приазовье	29,66	0,13	56,40	0,48
284 ²⁴	Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965	Щелочной сиенит- пегматит, При- азовье	36,35	0,15	59,27	0,98
285	Куц В.П. (ана- литик Услонце- ва Л.А.)	Роговообманко- биотитовый гра- нит и граносие- нит, с.Ново- янисоль, При- азовье	32,52	0,02	65,25	-
286	То же	Роговообманко- биотитовый гра- нит и граносие- нит, с.Гранит- ное, Приазовье	31,75	0,02	64,71	-
287	" "	Роговообманко- биотитовый гра- нит и граносие- нит, с.Староиг- натьевка, При- азовье	31,96	0,02	64,49	-
288	" "	Роговообманко- биотитовый гра- нит и граносие- нит, с.Белока- менка, Приазовье	32,35	0,07	64,44	-
289	" "	Роговообманко- биотитовый гра- нит и граносие- нит, с.Гнutowo, Приазовье	31,95	0,02	64,38	-

В общую сумму, кроме того, входят: $\text{FeO} - 0,59$; $\text{FeO} - 0,99$; $(\text{Na, K})_2\text{O} - 0,19$;
 $\text{SO}_3 - 0,44$; $\text{SO}_3 - 1,28$; $\text{PbO} - 0,28$; $\text{SO}_3 - 0,13$; $\text{ThO}_2 - 3,58$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 - 0,25$;
 $\text{ThO}_2 - 2,08$, $\text{SO}_3 - 0,27$; $\text{ThO}_2 - 1,85$, $\text{SO}_3 - 0,33$; $2\text{O}(\text{Na, K})_2\text{O} - 0,35$;
 $2\text{ThO}_2 - 0,04$, $\text{MnO} - 0,07$.

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	SiO ₂	ZrO ₂ HfO ₂		TiO ₂
				HfO ₂	TiO ₂	
Цирко						
290	Беспалько, 1970	Аляскитовый гра- нит, с.Юрово	28,59	58,93	-	0,10
291	Беспалько Н.А. (аналитик Коть- ко А.Г.)	Аляскит, с.Сырница	32,40	60,20	-	0,18

Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	H_2O	П.п.п	P_2O_5	Сумма	Плотность, г/см ³
1,02	3,19	2,60	0,66	0,68	5,64	-	100,46	4,03
-	2,35	-	1,36	-	0,35	-	100,82	-
0,95	0,46	0,08	0,26	0,10	0,56	0,07	100,27	4,43
0,61	0,83	0,37	0,19	1,47	0,42	0,11	100,48	4,58
1,49	0,66	0,07	0,23	0,12	0,48	0,09	99,61	4,64
1,21	0,54	0,82	0,22	0,04	0,50	0,16	100,35	4,39
1,18	0,62	0,34	0,17	0,02	1,24	0,10	100,02	4,40

⁴(Na, K)₂O - 1,15; ⁵прочие - 0,35; ⁶U₃O₈ - 0,12; ⁷ThO₂ - 0,03; ⁸ThO₂ - 0,02;
 ThO₂ - 0,20; ¹⁵ThO₂ - 0,19, PbO - 0,42; ¹⁶ThO₂ - 0,14, PbO - 0,28; ¹⁷PbO - 0,77;
²¹ThO₂ - 0,06; ²²SO₃ - 27, (Na, K)₂O - 0,10; ²³SO₃ - 0,45, (Na, K)₂O - 0,15;

Ti_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Nb_2O_5 Ta_2O_5	P_2O_5	H_2O	п.п.п.	Сумма	Плотность, г/см ³
1,86	0,11	4,15	0,06	0,17	1,48	-	-	0,69	4,45	99,99	4,0
1,10	0,90	2,13	-	0,31	1,12	-	0,43	-	1,80	100,15	4,45

ЛИТ

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	Oxides			
			SiO ₂	ZrO ₂ + HfO ₂	HfO ₂	TiO ₂
292	Беспалько Н.А. (аналитик Гав- рилова Э.Ф.)	Пержанский гра- нит, Северная Вольня	28,15	51,43	-	0,06
293	Беспалько, 1970	То же	28,12	55,24	1,94	0,08
294	То же	То же	30,25	57,04	2,38	0,19
295	Беспалько Н.А. (аналитик Коть- ко А.Г.)	Сиенит-ортофир, с.Перга	28,40	51,86	1,31	0,10
296	То же	Гранит-порфир, с.Перга	28,98	58,30	1,9	0,06
297	" "	Пертосит, с.Перга	32,30	56,32	2,14	0,58
298	" "	Лестиварит, с.Перга	28,27	54,38	2,92	0,09
299	" "	То же	27,77	52,62	2,77	0,10
300	" "	" "	26,12	50,30	-	0,21
301	" "	Грейзен, с.Сырница	36,22	38,06	-	0,33
302	" "	Грейзен, с.Рудня- Перганская	25,52	38,06	1,14	1,62
303	" "	Грейзен, с.Перга	24,45	44,01	-	0,32
304	" "	Грейзен, с.Рудня- Перганская	26,40	50,57	2,09	0,35
305	Левковская Н.Ю. (аналитик Гаври- лова Э.Ф.)	Кора выветривания перганских грани- тов	29,29	51,19	-	0,11
306	То же	То же	28,08	53,69	-	0,17
307	" "	" "	28,01	52,24	-	0,18
308	" "	" "	33,60	49,87	-	0,13
309	" "	" "	24,32	50,23	-	0,36
310	" "	" "	28,11	56,25	-	0,09
311 ¹	" "	" "	28,50	58,59	-	0,24
312 ²	Дрк, 1956	Пегматит, При- азовье	27,32	50,00	5,82	0,03
313 ³	Литовченко Е.И., (аналитик Мир- ская Б.В.)	То же	28,80	54,70	-	-
314 ⁴	Царовский И.Д. (аналитик Мир- ская Б.В.)	" "	27,71	57,30	-	0,10
315 ⁵	Вальтер, Ере- менко, Лисенко, 1965	Мариуполит, При- азовье	36,10	3,10		5,50

Куплет

В общую сумму, кроме того, входят: ¹ SnO₂ - 0,80; ² FeO - 0,18;
Na₂O + K₂O - 0,60, PbO - 0,40; ⁵ FeO - 7,80,

Редкоземельные элементы в

Номер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	Rare earth elements			
			La	Ce	Pr	Nd
316	Орса, Елисеева, Казанцева, 1967	Гнейс, с.Вовнич, Приднепровье	0,60	1,90	0,20	Цир 2,40
317	То же	Биотит-плаггиокла- зовый гнейс, с.Башмачка, Приднепровье 204	1,30	2,00	0,50	2,00

Ti_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Nb_2O_5 Ta_2O_5	P_2O_5	H_2O	л.п.п.	Сумма	Плотность, г/см ³
2,60	3,70	5,04	0,05	0,44	0,21	-	0,43	0,10	5,50	99,65	0,43
2,44	1,42	4,10	0,14	0,14	0,03	-	0,27	0,60	5,50	99,75	3,98
1,58	1,49	1,55	-	0,12	0,09	-	0,27	0,79	3,79	99,54	3,92
6,00	0,98	2,50	-	0,15	0,30	-	-	1,80	6,81	99,89	3,90
3,76	0,85	1,41	-	0,75	0,91	-	-	0,45	3,45	99,82	4,09
1,65	1,94	1,68	-	0,23	0,84	-	-	0,36	3,70	99,60	4,20
1,78	2,02	4,15	0,16	0,32	1,17	0,12	-	0,61	4,65	100,64	3,99
2,92	2,07	4,25	0,25	0,45	0,39	0,04	-	0,83	5,63	100,02	4,00
2,05	1,94	8,60	0,25	0,36	3,22	0,68	-	0,30	5,40	99,43	-
8,73	0,65	4,80	-	0,56	0,94	-	-	1,30	8,04	99,67	3,53
12,40	2,15	1,44	-	0,24	0,82	-	-	2,46	12,53	100,12	3,30
6,00	1,67	7,31	0,25	0,68	1,09	1,35	-	0,90	10,7	99,69	-
7,03	0,56	3,06	-	0,40	1,30	-	-	2,04	8,21	99,92	3,70
3,21	2,22	2,87	0,14	1,57	0,21	-	1,38	0,96	6,49	99,64	4,10
4,23	1,12	3,51	0,11	0,97	0,19	-	2,12	0,64	5,02	99,85	4,16
5,70	0,93	0,85	0,07	1,85	0,15	-	2,32	0,76	6,51	99,57	4,24
3,22	2,19	1,20	0,14	3,10	0,24	-	1,22	0,38	5,24	100,53	4,11
3,95	7,25	1,96	-	0,21	1,12	-	2,07	-	8,25	99,72	4,00
1,78	5,51	1,58	-	0,27	0,64	-	0,71	0,73	4,70	100,37	3,90
1,56	0,75	1,44	-	-	-	-	1,02	-	5,52	99,50	-
1,17	3,79	2,84	0,35	0,60	1,10	0,14	-	2,84	3,68	99,89	-
3,13	2,72	1,65	0,12	0,11	0,32	-	Следы	-	4,21	100,23	-
0,28	2,36	1,94	0,47	0,31	1,02	-	-	-	5,36	99,95	3,83

СКИТ

5,47 0,94 - 6,88 1,10 0,65 - 0,44 4,08 100,15 -

③ FeO - 0,20; ④ U_3O_8 - 1,50, ThO_2 - 0,30,
 Na_2O - 3,04, H_2O - 4,75, F - 1,00.

пирконах и пирролитах

Sm	Gd+Eu	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣTh_2O_3
----	-------	----	----	----	----	----	----	----	---	------------------

КОН

1,00 2,50 1,00 6,90 2,00 8,50 0,80 15,30 0,10 56,80 0,25

1,10 2,60 0,80 7,40 2,00 8,00 2,30 14,00 0,20 55,80 0,27

Номер анализа	Авторы	Порода, привязка образца	La	Ce	Pr	Nd
318	Орса, Елисеева, Казанцева, 1967	Гранодиорит, с. Ямбург, Приднепровье	3,00	1,50	0,50	3,60
319	То же	Биотит-плагиоклазовый мигматит, р. Малая Сура, Приднепровье	1,10	6,70	0,70	7,50
320	" "	Серый гранит, Макромосковский массив	3,60	3,40	1,40	8,10
321	" "	Биотит-плагиоклазовый гранит, с. Звонецкое	0,70	9,50	0,60	14,20
322	" "	Аплит-пегматоидный гранит, р. Вольнянка	3,80	16,00	1,90	17,70
323	" "	Роговобманковый мигматит, с. Волосское	13,50	9,40	2,40	18,30
324	" "	Биотитовый мигматит, р. Осокоровка	11,50	14,90	2,10	26,20
325	" "	Пегматоидный гранит, р. Вольнянка	12,30	17,20	1,80	23,60
326	" "	Биотит-плагиоклазовый мигматит, б. Тягинка	7,40	28,20	1,90	17,90
Цирт						
327	Семенов, 1963	Нефелиновый сиенит, Октябрьский массив	0,90	2,90	0,70	1,60
328 (290)	Беспалько, 1970	Аляскитовый гранит, с. Юрово	1,20	5,60	0,90	3,60
329	То же	То же	5,20	10,30	1,50	6,00
330	" "	Пержанский гранит, Северная Волянь	3,90	6,70	0,60	2,50
331 (293)	" "	То же	1,10	4,30	0,60	2,70
332 (294)	" "	" "	0,6	1,5	0,4	1,2
333	" "	" "	13,8	31,8	3,6	10,2
334 (298)	" "	Лестиварит, с. Перга	0,5	2,7	0,5	1,6
335 (299)	" "	То же	0,7	2,8	0,3	1,8
336 (300)	" "	" "	0,7	4,2	0,3	2,8
337 (303)	Беспалько, 1970	Грейзен, с. Перга	0,4	2,9	0,3	2,1
338	Левковская, 1966	Кора выветривания гранитоидов, Северная Волянь	5,2	10,3	1,5	6,0
339	То же	То же	13,4	31,8	3,6	10,2
340	" "	" "	1,3	4,6	0,9	3,5
341	" "	" "	1,3	1,1	0,9	1,6
342	Ляхович, Шевалеевский, 1962	Гранит, с. Екатериновка	3,4	9,4	1,6	4,3

* Сумма Y и Dy.

Примечание. В скобках приведены соответствующие номера

Ст	Qd+Ex	Tb	Dy	Ho	Er	Гm	Yb	Lu	Y	ΣTK ₂ O ₃
2,10	3,00	0,70	9,50	0,90	8,00	1,40	19,30	1,00	45,50	0,14
3,60	5,90	0,70	7,80	1,80	6,70	1,10	12,40	0,30	43,70	0,15
5,50	7,90	0,30	6,30	0,70	7,10	0,60	14,20	0,10	40,80	0,31
5,60	6,20	1,00	4,70	0,10	3,40	0,10	6,60	<0,10	47,30	0,18
7,50	7,30	0,80	-	0,80	4,90	0,80	4,90	0,90	32,70	0,35
6,10	5,90	0,60	2,90	<0,10	2,40	<0,10	7,60	0,10	30,90	0,17
5,10	4,00	0,80	1,70	0,10	2,10	0,10	3,60	0,10	27,90	0,21
5,20	4,10	0,30	2,10	<0,10	4,40	<0,10	3,90	0,10	25,10	0,15
4,60	7,20	0,30	2,00	0,90	2,90	1,00	3,40	0,80	21,50	0,73
ЛИТ										
1,50	4,00	0,80	12,00	2,90	9,80	1,50	9,80	1,90	(50)	0,47
1,70	2,10	1,00	5,50	1,70	9,40	1,60	12,80	0,70	52,20	1,86
1,90	2,00	0,60	-	0,40	6,40	0,30	10,50	0,10	54,80	1,53
0,90	1,20	0,40	-	1,50	7,90	1,80	17,00	0,10	55,60	2,18
1,50	1,60	1,10	6,20	1,40	8,70	1,00	13,10	0,70	56,00	2,44
1,4	3,0	0,8	5,6	2,5	8,5	3,5	12,0	3,09	57,8	1,58
2,2	2,0	0,5	-	1,4	4,0	1,3	5,3	0,7	23,1	4,00
1,4	1,5	0,9	6,2	1,5	7,5	2,2	12,0	0,5	61,0	1,78
1,3	1,8	1,0	6,6	0,7	6,8	1,9	12,7	0,6	61,0	2,92
0,8	2,3	0,7	5,3	1,7	7,3	2,1	10,2	6,8	60,8	2,05
1,7	2,2	0,9	6,3	1,7	6,3	0,7	7,2	0,7	66,8	6,00
1,9	2,0	0,6	-	0,4	6,4	0,3	10,5	0,1	54,8 ^{г/кг}	-
2,2	2,0	0,5	-	1,4	4,0	1,3	5,8	0,7	23,1 ^{г/кг}	-
1,6	2,8	0,7	-	1,7	7,0	1,5	14,7	0,1	59,6 ^{г/кг}	-
1,20	2,0	0,50	-	0,10	11,2	0,10	17,8	0,1	62,3 ^{г/кг}	-
1,3	2,8	0,50	5,8	1,6	7,1	1,1	9,4	1,7	(50)	6,61

ра химических анализов.

Минералы ниобия и

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂
Пиро-					
343 ¹	Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965	Сиенит-пегматит, Приазовье	1,44	3,98	1,82
344 ²	То же	То же	2,36	4,47	2,83
345	" "	Мардуполит, Октябрь- ский массив	5,25	4,31	1,13
346	" "	То же	6,81	5,00	0,99
347	Донской А.Н.	Щелочной сиенит, Октябрьский массив	-	5,25	2,95
348 ³	Царовский, 1960	Мардуполит, Октябрь- ский массив	5,62	7,51	-
349	Беспалько и др., 1971	Щелочной пегматит, Волынь	3,79	0,20	4,53
350	То же	Грейзен, Волынь	10,1	0,27	5,05
Эльсвор					
351 ⁴	Литовченко Е.И., (аналитик Корниен- ко Т.Г.)	Пегматит, При- азовье	Следы	15,41	-
Приазо					
352 ⁵	Литовченко Е.И. (аналитик Гаврило- ва Э.Ф.)	То же	Следы	3,26	-
353 ⁶	То же	" "	-	3,28	-
354	Джунь, 1963	" "	2,68	2,70	-
355	То же	" "	1,06	2,55	-
356	Юрк, 1956	" "	2,36	5,36	-
357	Юрк, 1940	" "	0,65	11,75	-
Ильмено					
358	Юрк, 1956	Пегматит, Приазовье	0,93	36,24	-
Тапио					
359	Литовченко Е.И.	То же	0,30	2,92	-
Колум					
360	Юрк, 1956	" "	0,48	0,84	-
361	То же	" "	0,66	6,73	-
362	" "	" "	2,42	2,10	-
363	Литовченко Е.И. (аналитик Корниен- ко Т.Г.)	" "	0,48	1,29	-
364	Осадчий В.К. (аналитик Козачен- ко А.И.)	" "	0,54	0,69	-

тантала

ThO_2	UO_2	UO_3	ΣTR_{Ce}	ΣTR_Y	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
хлор							
2,03	-	-	2,08	-	1,03	0,95	2,13
1,65	-	-	1,55	-	0,69	1,28	2,15
0,37	-	-	0,93	-	2,16	3,07	-
0,44	-	-	0,80	-	1,88	3,07	-
-	-	-	6,02	-	-	-	-
0,25	-	-	6,13	-	0,35	4,32	-
0,67	-	-	6,81	-	3,27	14,91	-
0,48	-	-	6,87	-	3,16	8,32	-
тит							
-	-	-	0,65	0,23	1,01	3,28	-
вит							
2,00	3,12	6,28	0,25	10,25	9,90	3,29	-
1,84	2,01	7,25	0,21	7,07	9,12	1,97	0,1
1,73	1,96	6,38	0,20	6,36	16,46	2,87	-
1,81	6,30	9,87	0,25	6,06	5,35	6,02	-
0,82	Следы	13,93	0,10	4,78	3,21	4,68	0,20
0,54	8,00	17,51	2,60	0,14	9,88	1,60	0,86
рутил							
-	-	-	-	-	0,54	5,00	9,51
лит							
-	-	0,28	-	-	-	5,80	7,34
бит							
-	-	-	-	-	0,47	-	9,25
-	1,14	-	0,04	-	0,16	-	11,10
-	0,03	-	-	-	0,40	1,57	10,15
-	-	-	0,05	-	1,53	3,07	9,69
-	-	-	0,50	-	0,85	1,05	10,5

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	MnO	CaO	MgO
Пиро					
343 ¹	Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965	Сиенит-пегматит, Приазовье	0,93	11,09	0,10
344 ²	То же	То же	0,86	10,00	0,13
345	" "	Мариуполит, Октябрь- ский массив	0,17	13,73	0,03
346	" "	То же	0,16	9,93	-
347	Донской А.Н.	Щелочной сиенит, Октябрьский массив	-	1,41	-
348 ³	Царовский, 1960	Мариуполит, Октябрь- ский массив	0,03	6,46	0,05
349	Беспалько и др., 1971	Щелочной пегматит, Вольнь	-	9,57	3,54
350	То же	Грейзен, Вольнь	-	8,45	9,07
Эльс					
351 ⁴	Литовченко Е.И. (аналитик Корни- енко Т.Г.)	Пегматит, Приазовье	0,12	12,01	-
Приазо					
352 ⁵	Литовченко Е.И. (аналитик Гаври- лова Э.Ф.)	То же	0,45	4,65	0,57
353 ⁶	То же	" "	0,67	4,68	0,32
354	Джунь, 1963	" "	0,28	4,96	0,28
355	То же	" "	0,68	4,98	0,45
356	Юрк, 1956	" "	1,00	3,21	1,15
357	Юрк, 1940	" "	0,40	3,17	1,03
Ильмено					
358	Юрк, 1956	" "	Следы	0,44	0,54
Тапио					
359	Литовченко Е.И.	" "	2,67	0,88	0,10
Колум					
360	Юрк, 1956	Пегматит, Приазовье	12,09	0,31	0,52
361	То же	То же	7,82	-	0,19
362	" "	" "	6,83	2,55	0,64
363	Литовченко Е.И. (аналитик Корниен- ко Т.Г.)	" "	7,59	0,12	0,16
364	Осадчий В.К. (аналитик Козачен- ко А.И.)	" "	5,05	-	0,45

тантала

PbO	K_2O	Na_2O	Nb_2O_5	Ta_2O_5	H_2O	и.п.п.	Сумма
хлор							
-	0,25	1,82	52,00	5,42	-	2,29	90,41
-	0,17	1,78	53,60	4,25	-	9,06	97,88
-	0,23	2,67	52,27	3,69	-	1,29	91,30
-	0,09	3,68	59,93	3,10	-	0,34	96,22
-	0,13	0,72	43,60	3,69	-	-	63,77
-	0,28	0,72	48,88	5,19	2,84	5,97	96,63
-	-	-	42,42	3,84	1,30	6,74	101,59
-	-	-	29,78	6,08	1,31	13,28	102,22
вортит							
2,10	-	-	34,91	5,84	-	10,50	100,06
вит							
0,41	-	-	30,23	22,0	0,19	3,32	100,67
1,38	-	-	36,93	17,4	1,00	3,97	99,90
3,40	-	-	17,88	21,01	-	10,30	99,45
5,39	-	-	12,65	33,88	0,20	2,30	99,80
1,53	-	-	24,67	22,98	3,37	6,53	99,88
0,55	-	-	21,70	13,98	0,55	4,76	99,59
рутил							
-	-	-	42,66	4,04	-	0,06	99,96
лит							
-	-	-	14,69	63,9	-	0,26	99,14
бит							
-	-	-	64,70	11,45	0,01	-	100,12
Следы	-	-	61,74	11,00	-	-	100,63
-	-	-	61,76	11,58	-	-	100,03
-	-	-	60,66	13,78	-	1,68	100,10
-	-	-	54,48	24,80	0,11	0,89	99,91

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂
365	Осадчий В.К. (аналитик Каза- ченко А.И.)	Пегматит, Приа- зовье			
366	Павлишин, Марчен- ко, 1969	Пегматит, Коро- стенский плутон	0,60	1,50	-
367 ⁷ 368 ⁸	Ивантишин, 1960 То же	То же Апогранит, Приазовье	0,11 1,84	3,64 1,05	- 1,50
369 370	Осадчий, 1966 Лавриненко, Мищенко, 1969	То же	0,60 0,92	0,83 2,40	- -
371 372 373	То же " " Осадчий В.К. (аналитик Коза- ченко А.И.)	Гранит, Приазовье " "	0,20 0,80 0,11	0,25 0,92 2,07	- - -
374	Беспалько Н.А. (аналитик Самчук А.И.)	Метасоматит, Вольнь	0,81 0,60	1,34 0,70	- -
375	Осадчий В.К. (аналитик Шафир Э.М.)	Пегматит, Приазовье	1,20	1,84	-
376	Лавриненко, Мищенко, 1969	Гранит, Приазовье	0,67	1,59	- Танта
377	Литовченко Е.И. (аналитик Корниен- ко Т.Г.)	Пегматит, Приазовье	0,10	0,92	-
378	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	То же	0,84	0,32	-
379	То же	" "	0,34	0,89	-
380	" "	" "	0,98	2,32	-
381	" "	" "	0,98	2,09	-
382	Юрк, 1956	" "	2,60	5,42	-
383 ⁹ 384 ⁹	То же Осадчий, 1966	" "	1,24 3,04	3,67 2,30	- -
385 ¹⁰	Литовченко Е.И.	Пегматит, Приазовье	0,38	20,46	- Прио Бломстра
386 ¹¹	Черник, 1922	Пегматит, житомир- ский комплекс	0,21	32,75	- Самар
387 ¹²	Литовченко Е.И. (аналитик Корни- енко Т.Г.)	Пегматит, Приазовье	0,26	3,28	-
388 ¹³	Черник, 1922	Пегматит, житомир- ский комплекс	1,14	1,09	-
389 ¹⁴	Литовченко (аналитик Корни- енко Т.Г.)	Пегматит, Приазовье	-	3,17	- Эвксе
390 ¹⁵	Черник, 1922	Пегматит, житомир- ский комплекс	0,02	25,39	

ThO_2	UO_2	UO_3	ΣTR_{Oe}	ΣTR_{γ}	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
-	-	-	0,27	-	0,39	1,57	15,13
0,24	-	-	0,11 2,61	-	-	0,32 0,94	9,05 20,96
-	-	-	Следы 0,36	-	1,80	3,79	11,13 19,10
-	-	-	-	-	0,10	-	15,87 17,40
-	-	-	-	-	-	-	18,15
-	-	-	0,25	-	0,40	0,77	16,54
-	-	-	-	-	0,30	0,31	17,26
ТАНТАЛИТ							
-	-	-	0,25	-	1,86	2,32	10,77
-	-	-	-	-	-	-	16,10
ЛИТ							
-	-	-	0,12	-	0,39	3,75	6,82
-	-	-	-	-	0,20	-	10,42
-	-	-	-	-	0,38	-	11,72
-	0,05	-	-	-	0,40	0,45	11,36
0,13	0,04	-	-	-	0,48	0,75	8,00
-	-	-	-	0,02	0,08	-	12,70
-	0,23	-	-	-	0,46	2,90	7,43
-	-	-	-	0,76	2,00	2,44	10,96
РИТ							
5,01	-	-	-	26,07	1,98	1,28	-
НДИН							
7,85	3,38	-	-	30,44	-	-	1,73
СКИТ							
2,88	-	-	2,66	4,00	0,92	4,78	6,10
2,48	13,08	-	-	11,76	3,61	-	4,52
-	-	-	-	10,04	0,39	5,91	2,80
НИТ							
1,30	2,38	-	2,68	31,45	0,05	-	2,54

Номер анализа	Авторы	Порода, привязка образца	MnO	CaO	MgO
365	Осадчий В.К. (аналитик Козаченко А.И.)	Пегматит, Приазовье	6,80	-	0,42
366	Павлишин, Марчен- ченко, 1969	Пегматит, Коростен- ский плутон	10,00	-	0,90
367 ⁷	Ивантишин, 1960	То же	5,63	0,70	0,36
368 ⁸	То же	Апогранит, Приазовье	8,35	-	-
369	Осадчий, 1966	То же	1,49	0,50	0,29
370	Лавриненко, Ми- щенко, 1969	Гранит, Приазовье	4,11	0,23	0,19
371	То же	То же	3,00	0,32	0,25
372	" "	" "	1,40	0,18	0,12
373	Осадчий В.К. (аналитик Козачен- ко А.И.)	" "	3,50	-	0,42
374	Беспалько Н.А. (аналитик Самчук А.И)	Метасоматит, Волынь	0,98	0,80	0,30
Колумбит					
375	Осадчий В.К. (аналитик Ша- фир Э.М.)	Пегматит, Приазовье	5,00	0,80	0,54
376	Лавриненко, Мищенко, 1969	Гранит, Приазовье	2,60	0,54	0,12
Тант					
377	Литовченко Е.И. (аналитик Корни- енко Т.Г.)	Пегматит, Приазовье	5,21	0,09	0,10
378	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	То же	8,08	-	-
379	То же	" "	5,27	-	-
380	" "	" "	6,99	1,20	0,72
381	" "	" "	7,33	2,41	0,41
382	Юрк, 1956	" "	3,58	0,57	0,67
383 ⁹	То же	" "	5,86	2,09	0,51
384 ⁹	Осадчий, 1966	" "	3,01	0,10	0,92
Прио					
385 ¹⁰	Литовченко Е.И.	" "	-	3,01	0,53
386 ¹⁰	Черник, 1922	Пегматит, жито- мирский комплекс	0,32	2,06	0,06
Самар					
387 ¹²	Литовченко Е.И. (аналитик Корниен- ко Т.Г.)	Пегматит, Приазовье	1,43	0,33	0,40
388 ¹³	Черник, 1922	Пегматит, житомир- ский комплекс	0,93	4,36	0,80
389 ¹⁴	Литовченко (аналитик Корни- енко Т.Г.)	Пергамит, Приазовье	0,60	0,98	0,03
Эвксе					
390 ¹⁵	Черник, 1922	Пегматит, житомир- ский комплекс	0,14	0,97	0,08

В общую сумму, кроме того, входят: $U_2O_3 - 1,05$; $U_2O_3 - 1,05$; $U_3O_8 - 0,05$; $WO_3 - 1,05$; $U_3O_8 - 0,03$; $WO_3 - 0,78$; $WO_3 - 0,58$; $WO_3 - 1,58$; $U_3SnO_2 - 0,06$;

Р ₂ O	H ₂ O	Na ₂ O	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
-	-	-	51,53	20,00	0,05	1,57	99,83
-	-	0,02	73,00	1,05	0,11	0,19	98,50
0,03	-	-	36,00	15,05	-	10,68	99,81
-	-	-	60,84	16,56	-	-	98,52
-	-	-	51,11	16,00	0,14	1,62	99,52
-	-	-	68,20	10,65	-	-	99,80
-	-	-	64,62	12,23	-	-	99,54
-	-	-	72,30	5,44	-	-	99,77
-	-	-	71,74	3,04	0,14	0,29	99,24
0,02	-	-	57,21	21,20	-	0,19	99,87
ТАНТАЛИТ							
-	-	-	44,75	28,75	0,35	1,57	100,00
-	-	-	46,30	31,70	-	-	99,62
ЛИТ							
-	-	-	37,30	44,46	-	0,68	99,94
-	-	-	33,30	46,70	-	-	99,86
-	-	-	32,56	48,34	-	-	99,52
0,09	-	-	39,24	36,49	-	-	100,29
0,13	-	-	27,69	49,68	0,08	-	100,07
-	-	-	13,28	60,12	0,09	-	99,26
0,17	-	-	23,48	51,64	0,34	-	100,02
-	-	-	29,20	42,10	-	1,20	98,61
РИТ							
1,99	-	-	28,89	6,21	-	2,50	99,89
0,15	-	0,19	18,13	0,62	-	1,07	99,02
СКИТ							
-	-	-	51,10	16,42	-	2,12	100,57
0,72	-	0,79	46,05	3,93	-	4,01	99,45
-	-	-	37,01	12,80	-	14,51	99,96
НИТ							
0,41	-	-	24,50	5,37	-	2,56	100,04

³U₂O₃ - 1,38; F - 0,65; ⁴U₃O₈ - 13,77; F - 0,23; ⁵F - 0,50; ⁶F - 0,70; ⁷SnO₂ - 1,12;
²²U₃O₈ - 3,89; ²³SnO₂ - 0,78; ²⁴U₃O₈ - 11,71; ²⁵SnO₂ - 0,07; K₂O + Na₂O - 0,13.

Минералы

Номер анализа	Авторы	Порода, привязка образца	Nb_2O_5	Ta_2O_5	SnO_2
Кассите					
391	Беспалько Н.А., 1970	Альбитизированный пертозит, Суцано-Пержанская зона	0,20	0,006	87,91
392	То же	То же	0,18	0,004	92,96
393	Зубков, Галецкий, 1966	Метасоматит, Суцано-Пержанская зона	4,50	0,41	91,0
394 ¹	Левковская, 1965	Кора выветривания пержанских гранитов	2,64	-	89,91
394 ² _а	То же	То же	1,41		92,55

В общую сумму, кроме того, входят:

$UFeO - 2,10;$

Минералы редкоземель

Номер анализа	Авторы	Порода, привязка образца	SiO_2	TiO_2	ThO_2	Ce_2O_3
Мона						
395	Орса В.И. (аналитик Гаврилова Э.Ф.)	Пегматоидный гранит, Приднепровье	3,16	0,05	9,30	
396	То же	Плагиогранит, Запорожье	1,51	0,03	6,61	
397	" "	Мокромосковский гранит, Приднепровье	2,66	0,06	6,76	
398	Слензак, 1960	Гранит, Приднепровье	2,04	0,05	12,40	28,33
399	То же		2,32	0,12	11,70	26,60
400	Щербак Н.П.	Бердичевский гранит	2,0	0,12	5,10	26,76
401	"	То же	1,92	0,07	4,96	25,95
402	"	" "	0,96	Следы	7,40	
403	Ивантшин, 1960	" "	3,44	0,15	5,28	26,48
404	То же	" "	2,14	0,17	6,60	24,42
405	" "	" "	2,64	0,23	6,64	28,79
406	" "	" "	2,80	0,30	5,68	27,55
407	" "	" "	2,18	0,63	5,88	28,42
408	" "	" "	1,90	0,18	5,80	27,78
409	Щербак Н.П. (аналитик Гаврилова Э.Ф.)	Пегматит и пегматоидный гранит, бердичевский комплекс	1,58	0,02	5,86	31,00
410	То же	То же	1,68	0,03	7,08	28,18
411	" "	" "	1,62	-	10,30	
412	" "	" "	1,28	0,05	6,72	29,35
413	" "	" "	3,40	0,22	6,93	33,29

* Сумма Ce_2O_3 и La_2O_3 .

ОЛОВА

ZrO ₂	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	H ₂ O ⁻	л.п.п.	Сумма
------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-------------------------------	--------	-------

РИТ

0,21	1,16	0,26	1,85	3,21	0,97	0,48	2,72	0,05	0,45	99,48
0,18	0,71	0,29	1,32	1,35	-	0,84	1,15	0,11	0,42	99,51
-	1,50	0,06	1,80	1,38	0,01	0,03	0,12	-	-	100,81
-	1,56	0,56	2,35	0,34	0,05	0,16	0,21	0,07	0,20	100,36
-	0,95	0,46	1,56	0,29	0,09	0,16	0,49	0,05	0,21	99,80

(2) FeO - 1,26.

ГЛУХ ЭЛЕМЕНТОВ

La ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	PbO	P ₂ O ₅	U ₃ O ₈	H ₂ O	л.п.п.	Сумма
--------------------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-------------------------------	-------------------------------	------------------	--------	-------

ЦИТ

55,13*	0,74	1,21	1,13	0,30	1,26	25,53	0,09	1,40	0,46	99,76
56,76*	0,47	2,73	0,67	0,42	1,02	28,24	0,09	0,90	0,39	99,94
56,30*	1,44	1,88	0,86	0,22	0,90	25,66	0,28	1,82	0,73	99,57
24,74	0,42	1,12	0,73	0,26	0,95	25,08	0,20	3,34	0,80	100,46
26,33	0,40	1,12	0,52	0,30	0,95	25,38	0,20	3,42	0,80	100,16
32,42	1,25	0,61	1,12	0,64	-	28,12	0,80	0,01	0,45	99,60
34,76	0,57	0,64	0,75	0,11	0,73	28,00	0,71	0,06	0,54	99,77
55,9*	2,12	0,56	0,81	0,32	0,82	30,65	0,65	0,12	-	100,31
32,48	0,21	2,48	0,20	1,17	-	28,75	-	0,19	0,49	99,84
34,28	0,67	2,20	0,28	0,17	-	28,57	0,08	0,10	0,48	100,16
29,10	0,83	2,55	0,30	0,05	-	28,86	-	0,06	0,34	100,39
31,46	0,66	3,03	0,16	0,07	-	28,45	-	-	0,60	100,76
29,80	1,23	2,40	0,56	0,08	-	28,58	-	-	0,44	100,20
32,95	0,20	0,64	1,04	0,12	0,97	27,34	1,08	0,14	0,20	100,04
28,97	0,20	0,96	1,63	0,07	0,77	27,92	0,48	0,16	0,42	100,04
31,48	0,37	0,61	0,32	0,64	0,94	27,81	0,64	0,10	0,20	100,08
52,6*	3,40	0,39	0,68	0,60	0,98	29,29	0,21	0,24	-	100,21
29,87	0,56	0,73	0,28	0,54	0,89	28,67	0,41	0,14	0,46	99,95
23,0	0,55	2,39	0,84	0,39	0,67	25,94	0,51	0,07	0,90	99,10

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO ₂	TiO ₂	TnO ₂	CaO
414	Шербак Н.П. (аналитик Гаврилова Э.Ф.)	Пегматит и пегматойдный гранит, бердичевский комплекс	2,60	-	5,80	
415	То же	То же	0,86	-	3,55	
416	" "	" "	3,76	0,16	9,80	23,21
417	" "	Плагиогранит, бердичевский комплекс				
418	Шербак Н.П.	Эпигенетический пегматит, побужский комплекс	0,41	-	4,78	33,97
419	"	То же	1,6	0,08	11,6	
420	"	" "	3,48	-	11,3	
421	"	" "	2,20	0,02	9,12	28,18
422	"	" "	0,52	0,20	11,60	
423	"	" "	4,72	-	9,00	
424	"	Чарнокиты, побужский комплекс Метасоматически измененные пегматиты, побужский комплекс	3,16	0,03	12,90	26,30
425	"	То же	3,02	0,03	13,16	27,09
426	"	" "	1,42	0,08	8,74	24,76
427	"	" "	2,52	0,04	11,30	30,51
428	"	" "	2,60	0,06	9,80	26,81
429	"	" "	2,76	0,04	12,10	26,07
430	"	" "	1,03	-	8,66	
431	"	" "	1,17	-	7,75	
432	"	" "	0,90	-	8,10	
433	"	" "	0,02	-	8,05	
434	Кононов Ю.В. (аналитик Самчук А.И.)	Эпигенетический пегматит, побужский комплекс Пегматоидный гранит, Побужье	2,42	0,03	13,16	27,09
435	То же	То же	2,58	0,02	11,28	26,85
436	Шербак Н.П.	Гранат-биотитовый гранит, побужский комплекс	3,60	0,08	10,80	25,06
437	Кононов Ю.В. (аналитик Самчук А.И.)	Серый среднезернистый гранит, Побужье	0,24	-	9,90	
438	То же	Порфиroidный гранит, Побужье	2,80	0,06	10,30	25,42
439	" "	Метасоматит, Побужье	2,26	0,12	10,42	30,42
440	" "	Зона биотитизации в мигматите, Побужье	2,30	0,06	9,96	25,21
441	Шербак Н.П. (аналитик Гаврилова Э.Ф.)	Гранит, Кировоградско-хитомирский комплекс	3,10	0,07	9,60	24,58
442	То же	" "	1,80	Следы	5,95	31,43
443	Ивантшин, 1960	Кировоградский гранит	0,92	0,03	2,82	30,67
			5,60	-	6,70	

La_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	PbO	B_2O_5	Li_2O_8	H_2O	п.п.л.	Сумма
57,25*	0,10	0,80	-	0,16	0,10	31,70	0,65	0,04	0,08	99,28
67,15*	0,25	0,45	-	0,20	0,10	28,19	0,18	-	-	100,93
33,98	0,95	1,12	0,41	0,14	-	26,51	-	0,46	-	100,50
27,36	0,35	0,67	1,68	0,27	0,95	26,64	0,87	-	-	97,95
52,90*	2,36	0,40	0,44	0,41	0,89	29,48	0,13	0,08	-	100,37
49,30*	3,14	0,64	1,66	0,41	1,0	26,62	0,1	0,10	-	97,75
29,48	0,57	0,32	0,78	0,17	0,91	27,42	0,13	0,08	0,42	99,80
58,86*	0,28	0,56	-	0,38	-	28,49	0,06	0,02	0,28	101,26
53,70*	4,94	0,64	1,39	0,67	-	24,22	-	0,22	-	99,50
27,59	0,94	0,83	0,71	0,45	1,18	25,44	0,08	0,10	0,48	100,28
27,62	0,50	0,96	0,67	0,19	1,35	26,17	0,29	0,04	0,34	101,43
31,91	0,84	0,48	1,08	0,21	-	28,57	0,20	0,06	0,48	99,64
26,94	0,17	0,38	0,78	0,18	1,06	26,11	0,23	0,20	0,30	100,72
29,09	0,67	0,96	0,67	0,27	0,34	27,48	0,20	0,16	0,48	100,19
29,69	1,06	0,32	0,51	0,20	1,19	25,10	0,24	0,18	0,22	99,68
57,50*	0,81	0,40	-	0,20	0,21	30,72	0,32	-	-	99,90
61,65*	0,22	0,35	-	0,22	0,14	29,03	0,31	-	-	100,85
60,10*	0,94	0,40	-	0,21	-	29,65	0,14	-	0,16	100,60
60,56*	0,55	0,42	-	0,32	-	30,11	0,16	0,03	0,32	100,53
27,62	0,52	0,86	0,67	0,19	1,31	26,17	0,31	0,04	0,34	100,73
30,07	0,39	0,56	0,25	0,32	1,13	26,83	0,08	0,06	0,20	100,62
29,40	0,61	1,26	1,20	0,38	0,79	26,41	0,11	0,06	0,48	100,24
51,8*	5,32	0,32	1,03	0,76	0,71	27,13	0,22	0,22	-	97,65
29,12	1,10	1,10	0,94	0,26	0,74	26,83	0,24	0,18	0,86	99,95
25,91	0,89	1,29	0,45	0,59	1,07	25,56	0,37	0,26	1,10	100,71
29,74	0,42	1,84	0,78	0,53	1,24	25,59	0,76	0,30	0,56	99,29
29,36	0,54	1,20	0,90	0,12	0,62	28,15	0,18	0,24	0,80	99,46
22,54	1,35	2,42	1,79	0,42	0,57	29,50	0,43	-	1,02	99,22
34,63	0,95	0,56	0,39	0,52	0,38	28,26	0,38	0,08	0,28	99,97
55,33*	0,42	2,03	0,62	0,39	0,56	25,52	-	-	0,87	99,67

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO_2	TiO_2	ThO_2	Ce_2O_3
444	Ивантшин, 1960	Кировоградский гранит	1,94	0,20	6,46	28,24
445	Щербак Н.П.	Гранит, кировоград- ско-житомирский комплекс	1,13	0,27	6,74	35,68
446	Кононов Ю.В. (аналитик Сам- чук А.И.)	Трахитоидный гра- нит, кировоград- ско-житомирский комплекс	3,40	0,06	8,40	27,32
447	То же	Порфировидный гранит	3,70	0,13	9,30	25,18
448 ²	Лапчик Т.Е. (аналитик Мир- ская Б.В.)	Гранит, кировоград- ско-житомирский комплекс	3,88	0,33	10,04	
449	То же	То же	2,56	0,92	-	-
450	Щербак Н.П.	" "	4,12	0,23	6,83	18,32
451	Ивантшин, 1960	Пегматоидный гра- нит, кировоградско- житомирский комп- лекс	3,00	0,28	4,95	23,81
452	То же	То же	3,84	0,18	4,24	26,44
453	" "	" "	2,80	0,24	4,76	26,41
454	" "	" "	3,44	0,13	6,44	28,09
455	Юрк, 1956	Пегматит, кировоград- ско-житомирский комплекс	4,06	0,70	8,48	24,42
456	Ивантшин, 1960 (аналитик Гаври- лова Э.Ф.)	То же	2,86	-	8,00	26,80
457	То же	" "	4,44	-	6,72	26,31
458	" "	" "	2,30	0,12	9,90	26,61
459	Юрк, 1956	" "	3,82	0,17	9,04	26,15
460	Яловенко, Юрѣва, 1967	Пегматоидный ново- украинский гранит, с.Ровное	1,16	-	3,78	
461	То же	То же	1,30	0,28	He	обн.
462	" "	Пегматоидный ново- украинский гранит, с.Лозоватка	1,80	0,03	He	обн.
463	" "	Новоукраинский гра- нит, р.Саваклея	3,00	0,03	5,78	
464	" "	Новоукраинский гра- нит, Войновский карьер	1,57	0,42	4,78	
465	Куц, 1965	Розовый биотитовый анатолийский гра- нит, Приазовье	3,92	0,28	11,96	27,46
466	То же	То же	3,14	0,12	9,64	27,91
467	Куц В.П. (аналитик Коза- ченко А.И.)	" "	1,90	0,41	10,08	26,30
468	То же	" "	3,40	1,31	8,08	24,80
469	Куц В.П. (аналитик Корни- енко Т.Г.)	Мелкозернистый анатолийский гра- нит, Приазовье	3,68	0,13	10,30	28,52

La_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	PbO	P_2O_5	U_3O_8	H_2O	л.н.н.	Сумма
30,43	0,73	0,36	0,22	0,24	0,84	27,62	0,12	0,04	0,56	100,00
23,61	0,17	1,92	0,67	0,11	0,76	26,23	0,64	0,27	1,47	99,67
26,92	0,50	1,90	0,95	0,28	0,33	27,80	0,23	0,38	1,20	99,67
28,70	0,23	1,60	1,60	0,58	0,49	27,70	0,15	0,20	0,70	100,26
51,86	1,27	1,58	0,36	0,09	-	24,59	-	-	0,68	99,82
-	1,33	1,50	0,32	0,06	-	26,28	-	-	0,88	99,54
30,84	0,68	4,00	3,22	0,62	0,87	29,62	0,45	-	0,39	100,19
36,41	0,65	3,10	0,26	0,20	-	27,15	-	0,11	0,55	100,47
33,16	0,53	2,62	0,20	0,14	-	28,17	-	0,17	0,51	100,20
35,00	0,55	2,82	0,24	0,18	-	26,77	-	0,16	0,44	100,37
31,59	0,57	1,47	0,24	0,12	-	27,56	-	0,18	0,55	100,33
31,20	1,11	2,42	0,24	0,14	-	26,09	-	0,44	-	99,30
29,72	0,82	3,28	0,84	0,29	-	26,33	-	0,10	0,68	99,72
29,25	0,58	3,80	2,32	0,17	-	25,79	-	0,27	0,88	100,53
30,19	1,02	0,80	0,88	0,28	0,93	26,81	0,21	0,06	0,20	100,31
29,06	1,24	2,88	0,20	0,12	-	26,50	-	0,40	-	99,58
61,00*	-	0,05	0,80	-	-	28,95	-	-	-	95,84
56,00*	-	0,34	1,30	-	-	28,84	-	-	-	88,06
56,20*	-	0,32	1,90	-	-	28,17	-	-	-	88,42
61,55*	-	0,07	0,10	-	-	26,77	-	-	-	97,30
58,80*	-	0,41	0,70	-	-	29,41	-	-	-	96,09
23,54	0,71	1,98	0,96	0,79	0,92	25,38	0,21	-	0,92	99,03
26,80	0,20	3,32	0,57	0,39	0,89	25,57	0,29	-	0,81	99,65
26,40	1,06	2,39	0,60	1,08	0,60	26,34	0,60	0,28	1,11	99,94
30,00	1,40	1,60	0,12	1,05	0,80	25,19	0,43	0,24	1,39	99,71
21,41	0,40	2,22	2,41	0,25	0,48	27,40	0,15	0,20	2,56	100,11

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO_2	TiO_2	ThO_2	Ce_2O_3
470	Усенко И.С. (аналитик Кор- ниенко Т.Г.)	Анатолийский гра- нит, Приазовье	1,68	0,11	5,60	29,54
471	Ивантшин, 1960	Пегматит, Приазовье	2,40	-	6,24	28,72
472 ³	То же	То же	1,82	0,12	9,90	26,24
473 ³	Юрк, 1956	" "	2,69	0,09	5,25	31,28
474	Ивантшин, 1960	" "	6,84	-	10,84	24,99
475	То же	" "	3,36	-	7,04	26,50
476	Юрк, 1956	" "	4,28	0,08	10,05	27,27
477	Куц В.П. (аналитик Ко- заченко А.И.)	Биотитовый иньек- ционный гнейс, Приазовье	0,90	0,05	4,10	29,50
478	То же	Мигматит, Приазовье	2,34	0,12	5,90	31,37
						Ксено
479	Кононов, Нечаев, 1961	Метасоматит в мигматитах, Посужье	2,04	0,06	0,96	1,80
480	То же	То же	2,02	0,06	2,12	3,20
						Рабдо
481 ⁴	Павлишин, 1969	Пегматит, Волынь	2,10	-	-	65,20
В общую сумму, кроме того, входят:			$\uparrow ZrO_2 - 1,53;$			

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, при- вязка образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TR_2O_3	MnO	CaO
								Апа
482	Кононов, 1960	Основные по- роды Новомир- городского плутона	-	0,36	1,19	-	-	52,89
483	Юрьев, Бойко, 1974	Лабрадорит, с.Рыжаны	0,60	0,03	0,59	0,43	-	51,50
484	То же	Габбро-лабра- дорит, с.По- ромовка	0,66	0,04	0,63	0,67	-	55,07
485	" "	То же	0,59	Следы	0,54	0,67	-	55,00
486	" "	" "	1,39	0,17	0,60	0,69	-	54,70
487	" "	Габбро-лабра- дорит, с.Торчик	0,46	0,01	0,54	0,40	-	55,00
488	" "	Габбро, с.Поромовка	0,60	0,03	0,40	0,72	-	55,07

CaO	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	PbO	P_2O_5	U_2O_8	H_2O	л.л.л.	Сумма
-------	-----------	-----------	-------	-------	-------	----------	----------	--------	--------	-------

30,23 0,63 1,68 0,14 0,10 0,26 28,30 0,63 - 0,64 99,54

30,34 0,51 3,50 0,64 0,11 - 26,89 - 0,20 0,72 100,27

31,72 0,95 0,80 0,88 0,25 - 26,81 0,21 0,06 0,10 99,86

29,10 0,29 1,18 1,97 0,17 - 27,31 - 0,04 - 99,57

24,77 0,81 5,10 1,40 0,19 - 23,57 - 0,24 1,64 100,39

29,32 0,89 3,80 1,80 0,13 - 26,53 - 0,18 0,74 100,29

26,89 0,26 1,83 2,87 0,30 - 25,53 - 0,25 - 99,61

29,10 0,86 0,80 2,54 0,95 0,38 29,72 0,08 0,20 0,56 99,74

26,63 0,57 2,07 0,16 0,29 0,11 28,50 0,10 0,36 1,19 99,71

ТИМ

59,92 1,65 0,80 0,80 0,38 0,46 28,63 1,15 0,20 0,65 99,50

56,90 0,98 1,30 0,46 0,41 0,74 28,11 1,87 0,22 1,28 99,67

ФАНИТ

0,53 0,15 0,03 - 25,98 - - 4,53 99,20

② MnO - 4,33; ③ ZrO_2 - 0,09; $SiMnO$ - 0,68

MgO	Na_2O	H_2O	P_2O_5	H_2O	П.п.п.	Si	F	f_2O	Прочие	Сумма	Плотность, $г/см^3$
-------	---------	--------	----------	--------	--------	------	-----	--------	--------	-------	---------------------

ТИТ

0,32 - - 41,92 0,07 0,40 0,05 1,90 0,80 0,65 99,80 -

- 0,05 0,05 41,60 0,42 0,19 - 3,03 1,27 0,04 100,26 3,27

- 0,05 0,05 41,00 0,10 0,26 - 3,00 1,26 0,30 100,57 3,24

- 0,05 0,05 41,30 0,14 0,30 - 2,76 1,16 0,25 100,49 3,19

- 0,13 0,05 40,20 0,24 0,10 - 3,27 1,38 0,20 100,37 3,15

- 0,05 0,05 41,30 0,17 0,50 - 2,65 1,11 0,11 100,13 3,20

- 0,05 0,05 41,20 - 0,22 - 2,57 1,07 - 99,84 3,25

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TR_2O_3	MnO	CaO
489	Юрьев, Бойко, 1974	Оливиновое габбро,						
490	То же	с.Стырты Габбро,	0,61	0,01	0,60	0,39	-	54,80
491	" "	с.Стремигород Кора выветри- вания оливино- вого габбро,	0,78	-	0,06	0,04	0,06	53,47
		с.Стремигород	0,74	0,09	0,60	0,46	-	54,80
492	" "	То же	0,83	0,03	0,42	0,64	-	54,40
493	" "	Габбро-перидотит, с.Рыканы	1,04	0,23	0,53	0,41	-	55,10
494	" "	Перидотит, с.Поромовка	8,76	1,60	0,80	1,00	-	48,60
495	Шербак, 1961	Серый мигматит, с.Сербиновка	0,40	-	1,19	-	0,10	54,18
496	То же	Гранодиорит, с.Тригорье	0,38	-	0,79	-	0,05	53,34
497	Юрк, Мар- ченко, Чашка, 1973	Гранодиорит, р.Мокрая						
498	Шербак, 1961	Волноваха Житомирский гранит, запад- ная часть щита	0,28	0,06	0,04	0,10	0,19	54,04
499	Заяц А.П. (аналитик Котыко А.Г.)	Гранит, цент- ральная часть щита	0,96	-	1,60	-	0,44	53,34
500	То же	" "	0,68	0,38	0,60	1,20	-	53,65
501	" "	" "	0,76	0,42	0,68	1,25	-	53,02
502	Куц, 1971	" "	0,83	0,01	0,24	0,70	-	53,92
503	То же	Гранит, с.Радоловка	0,86	0,16	0,72	0,62	0,05	53,04
504	" "	Серый гранит, с.Токмак-Могил- да	0,80	0,16	0,92	1,58	0,04	52,08
505	" "	Розовый анато- лийский гранит, с.Новоалексеев- ка	0,80	0,17	0,83	0,93	0,06	52,60
506	" "	Розовый гранит, с.Гранитное	1,10	0,12	0,79	2,04	0,05	52,02
507	Юрк, Мар- ченко, Чашка, 1973	Розовый гранит, с.Новоянисоль	0,72	0,21	0,59	1,40	0,29	52,42
508	То же	Гранит, с.Пищевик	1,30	0,06	0,03	0,44	0,18	53,58
509	Беспалько Н.А. (ана- литик Ша- фир Э.М.)	Гранит, р.Темрюк	0,38	0,07	0,07	0,12	0,21	54,04
510	Лазаренко и др., 1960	Гранит, Вольня	0,45	0,15	0,59	0,60	-	54,40
511	То же	Пегматит, г.Корец	-	-	0,18	Нет	0,32	54,87
		Пегматит, р.Случь	-	-	-	-	0,75	54,70

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Cl	F	F ₂ O	Прочие	Сумма	Плотность, г/см ³
-	0,05	0,05	41,20	-	0,14	-	2,68	1,13	0,45	99,85	3,23
-	0,35	0,20	40,89	-	0,76	-	6,80	2,80	-	100,83	-
-	0,08	0,05	40,90	0,20	0,28	-	2,65	1,11	0,30	100,04	3,29
-	0,08	-	40,89	-	0,35	-	3,10	1,30	0,21	100,05	3,22
-	0,08	-	40,60	0,11	0,23	-	2,73	1,15	0,26	100,16	3,19
-	0,80	0,17	36,26	0,27	0,50	-	1,99	0,83	0,09	100,64	3,22
0,36	-	-	42,20	0,03	0,26	0,15	1,45	-	-	100,32	-
0,30	-	-	42,85	0,05	0,34	0,15	1,50	-	-	99,85	-
2,00	0,15	0,04	42,87	-	0,50	-	1,00	0,42	0,06	97,08	-
0,25	-	-	41,75	0,03	0,25	0,10	1,70	-	-	-	-
0,50	0,07	0,06	40,72	0,80	0,10	-	3,0	1,26	-	100,50	3,38
1,04	0,07	0,12	40,53	-	0,10	-	4,10	1,71	-	100,38	3,20
0,42	0,07	0,12	41,15	0,75	0,05	-	3,70	1,55	-	100,41	3,14
0,46	-	-	41,95	-	0,24	0,18	2,40	-	-	99,68	-
0,77	-	-	42,13	0,08	0,28	0,06	1,60	-	-	99,87	-
0,90	-	-	41,80	0,10	0,25	0,05	2,00	-	-	99,65	-
0,87	-	-	40,77	0,14	0,38	0,06	2,60	-	-	99,85	-
0,50	-	-	41,54	-	0,32	0,04	2,60	-	-	99,54	-
2,00	0,09	0,04	41,72	-	-	-	1,25	0,52	0,06	100,24	-
1,90	0,04	0,04	42,10	-	-	-	1,20	0,50	0,07	99,71	-
0,43	0,40	0,28	41,13	-	0,90	-	1,71	0,72	-	100,36	-
-	0,16	-	42,16	0,20	-	0,20	3,10	1,30	0,09	100,0	-
-	-	-	42,13	0,09	-	0,06	3,18	1,32	0,51	100,02	-

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TK_2O_3	MnO	CaO
512	Захиха, Лавриненко, 1970	Пегматит, б. Кру- тая, Приазовье	1,08	0,25	0,63	0,28	1,69	52,09
513	То же	Пегматит, хут. Сороки, Приазовье	0,40	1,50	0,79	0,30	3,02	50,21
514	Юрк, 1941	Пегматит, с. Елисеевка	0,10	0,25	0,79	0,12	0,11	51,74
515	Юрк, Мар- ченко, Чашка, 1973	Пегматит, р. Буртичия	0,39	1,46	0,77	0,30	2,94	48,85
516	Вальтер, Еременко, 1963	Нефелиновый фенит, Октябрь- ский массив	0,45	1,24	0,35	5,25	0,12	48,49
517	Беспалько, 1970	Щелочной сиенит, Вольнь	0,10	0,10	0,79	0,22	0,002	55,10
518	Стадник В.А., (ана- литик Коза- ченко А.И.)	Метасоматит, Черниговская зона	0,32	0,20	0,82	0,60	-	54,30
519	Кононов, Нечаев, 1963	Микроклин-био- титовый редко- земельный ме- тасоматит	0,84	0,05	1,10	0,40	0,85	50,70
520	Юрк, Мар- ченко, Гон- чарова, 1961	Побужья Аляскит, Приазовье	17,94	-	2,70	58,04	-	Брито 12,82
521	Вальтер, Еременко, 1963	Мариуполит, Октябрьский массив	18,61	1,85	0,75	56,20	0,53	15,10
522	Морозевич, 1929	То же	17,13	0,30	-	62,50	0,07	15,46
523	Куц, 1971	Паризит-флю- орит-кальци- товая жила, Приазовье	1,62	0,77	0,96	56,75	-	12,43
524	То же	То же	1,20	0,35	1,80	54,17	-	14,42
525	Ивантшин, 1964	" "	1,52	0,67	1,95	55,18	-	14,48
526	Семенов, 1963	" "	-	-	0,80	56,28	-	12,78
527	Елисеев, Кушев, Вино- градов, 1965	" "	-	-	-	51,61	-	17,33
528	Кузьменко, 1946	" "	2,91	0,07	0,61	38,17	0,21	25,25
529	То же	" "	4,13	0,32	0,89	37,05	0,33	24,70
530	" "	" "	1,91	0,72	1,36	49,16	0,44	16,28

В общую сумму, кроме того, входят: $\sum ZrO_2 - 2,50$; $\sum CO_2 - 22,90$;
 $-0,18$, $CO_2 - 28,78$; $\sum FeO - 0,07$, $CO_2 - 28,45$.

MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Cl	F	F ₂ O	Прочие	Сумма	Плотность Г/см ³
0,18	0,29	0,03	41,54	-	0,24	0,03	2,84	1,23	-	99,94	-
-	0,19	0,07	41,05	-	0,20	-	3,58	1,46	-	99,94	-
1,73	-	-	40,36	0,05	0,50	0,24	1,09	-	-	97,08	-
-	0,18	0,07	39,86	-	0,20	-	3,48	1,42	0,11	99,75	-
-	0,41	0,07	39,23	-	-	-	3,86	1,62	0,21	100,97	-
0,36	0,20	0,30	42,10	-	0,25	-	1,23	0,51	0,04	100,28	-
0,48	-	-	41,35	-	0,32	-	3,10	1,3	-	100,19	-
0,14	-	-	44,37	0,14	0,31	0,16	1,32	0,68	0,60	100,50	3,23
ЛИТ											
0,18	0,13	-	1,85	0,18	5,78	-	-	-	-	99,62	-
0,15	0,76	-	4,46	0,10	1,20	-	-	-	-	99,71	-
-	0,78	0,39	-	-	0,99	-	-	-	-	100,12	-
ВИТ											
0,94	-	-	-	-	0,10	-	5,73	2,40	-	99,83	-
1,00	-	-	-	-	0,08	-	5,41	2,27	-	100,02	-
1,08	-	-	-	0,08	-	-	2,47	1,03	-	100,54	-
-	0,16	-	-	-	0,52	-	5,74	2,41	1,98	98,01	-
-	0,31	-	-	-	-	-	5,92	2,49	-	99,96	-
0,21	-	-	-	0,14	0,40	-	4,25	1,79	-	100,33	-
0,18	0,10	-	-	0,12	0,42	-	4,79	2,01	-	100,04	-
0,24	-	-	-	0,28	0,47	-	2,15	0,95	-	100,46	-
SiO ₂ -23,81; Al ₂ O ₃ -24,08; FeO-22,16; CaO-26,54; Fe ₂ O ₃ -0,13; CO ₂ -29,80; FeO-											

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	SiO ₂	TiO ₂	TnO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO
								Op
531	Орса, 1965	Розовый пегмато- идный гранит, Приднепровье	31,38	0,35	1,93	15,45	3,95	
532	Ивантишин, 1960	Гранит, Побужье	35,16	2,12	1,71	14,05	5,98	8,59
533	Заяц А.П. (аналитик Котыко А.Г.)	Гранит, цент- ральная часть щита	32,40	0,95	-	16,64	3,94	
534	То же	То же	30,0	2,80	1,02	13,31	0,13	
535	Ивантишин, 1960	Пегматоидный богуславский гранит	30,03	1,02	1,80	18,16	13,12	19,14
536	Латыш, 1959	Токовский гранит	35,40	-	0,78	19,78	0,97	13,86
537	Юрк, 1956	То же	31,48	0,77	0,78	14,60	4,72	11,41
538	Братусь и др., 1969	Пегматит Кор- сунь-Новомир- городского плутона	30,74	0,38	1,13	15,21	1,62	
539	Юрк, 1956	Гранит, с.Салтычия	29,16	0,82	-	3,29	16,97	14,70
540	Ивантишин, 1964	То же	30,60	1,54	0,98	1,68	29,60	12,43
541	Пуканов В.А. (ана- литик Сам- чук А.И.)	Гранит, Приазовье	31,62	0,55	-	17,00	3,72	
542	То же	То же	32,36	0,44	-	14,50	11,46	
543	Ляхович, 1968	" "	33,91	1,39	0,89	15,07	3,88	
544	Юрк, Мар- ченко, Чашка, 1973	Гранит, б.Ки- чиксу, При- азовье	30,54	1,47	0,40	15,80	6,56	
545	То же	Роговообманко- биотитовый гранит, с.Дмит- риевка, При- азовье	30,40	1,10	0,40	15,60	3,30	
546	" "	Пегматит, р.Кальчик	29,30	1,62	0,40	15,80	2,63	
547	" "	Пегматит, б.Дубовка, Приазовье	31,82	0,96	2,08	10,36	25,76	10,48
548	" "	То же	30,30	1,56	0,40	15,55	4,94	
549	Юрк, 1956	Пегматит, р.Мокрая Вол- новаха Восточное Приазовье	19,25	1,05	-	10,58	13,40	
550	То же	То же	27,50	1,14	0,56	14,70	9,93	
								Чевки
551	Царовский И.Д. (ана- литик Бурк- сер В.В.)	Граносиенит, Приазовье	22,60	17,98	0,57	2,71	0,84	10,03

** Сумма CaO , La_2O_3 и $\frac{1}{2}O_3$.

Li_2O_3	Y_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Прочие	H_2O	п.п.п.	Сумма
ТИТ											
20,22 ^{жж}		11,52	0,10	1,18	11,39	0,13	0,06	0,21	0,05	1,97	99,63
6,28	0,10	7,90	0,39	2,81	9,57	0,73	0,59	0,14	-	4,08	100,20
17,70 ^{жж}		12,27	0,45	10,17	1,87	-	-	-	-	-	99,53
20,66 ^{жж}		16,17	0,25	11,02	0,90	-	-	-	0,45	0,80	99,56
3,07	2,76	-	0,10	0,36	8,25	-	-	1,01	0,10	0,30	99,49
15,52	1,66	12,95	0,16	0,06	12,55	-	-	-	-	1,90	100,07
10,93	0,27	12,35	0,55	0,43	9,72	-	0,13	0,09	-	2,26	100,49
25,07 ^{жж}		13,60	0,26	0,16	8,92	0,17	0,22	-	-	2,79	100,27
1,85	0,55	18,04	0,32	1,86	4,40	0,13	0,09	-	0,80	1,16	100,14
6,85	He обн.	He обн.	He обн.	3,20	12,05	He обн.	He обн.	-	0,40	0,64	99,97
18,08 ^{жж}		10,41	-	2,05	12,60	-	-	-	-	3,54	99,57
18,70 ^{жж}		1,90	-	1,75	10,92	-	-	-	0,50	8,10	100,63
15,89 ^{жж}		12,31	0,20	1,19	11,03	0,14	0,36	-	0,26	3,23	99,75
22,80 ^{жж}		12,10	-	1,53	7,28	0,04	0,04	-	0,06	1,56	100,14
23,60 ^{жж}		14,94	-	0,86	7,00	0,04	0,04	-	0,11	2,49	99,88
22,90 ^{жж}		16,37	-	0,94	7,70	0,04	0,06	-	0,20	2,50	100,46
9,10	-	-	0,27	0,69	5,73			-	0,50	1,82	99,57
21,90 ^{жж}		14,65	-	0,75	7,70	0,03	0,22	-	0,09	2,42	100,51
26,10 ^{жж}		0,86	0,72	3,40	3,48	-	-	-	4,74	15,86	99,44
21,84 ^{жж}		12,07	Следы	1,44	8,00	0,11	0,05	-	0,39	2,70	100,43
НИТ											
11,20	-	11,13	0,25	0,25	5,49	-	-	-	-	0,30	99,42

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привязка образца	Редкоземельные элементы					
			SiO_2	TiO_2	ThO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Ce_2O_3
552	Латыш И.К. (аналитик Гаврилова Э.Ф.)	Граносиенит, Приазовье	21,10	17,28	-	3,74	5,02	
553	Юрк, Марчен- ко, Чашка, 1973	Флюоритовый метасоматит, Приазовье	17,47	16,10	-	1,35	0,10	21,45

В общую сумму, кроме того, входят: $\sum ZrO_2 - 4,53$; $\sum F - 3,20$.

Редкоземельные элементы

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	Мона			
			La	Ce	Pr	Nd
554	Ивантишин, Заяц, Куд, 1965	Биотитовый гнейс, Приднепровье	25,00	28,90	10,00	33,50
555	То же	Биотитовый гнейс, Побужье	19,90	38,30	8,70	24,40
556	" "	То же	25,10	39,60	9,10	18,40
557	" "	Гранат-биотитовый гнейс, Побужье	21,20	41,00	9,20	23,20
558	" "	То же	22,60	49,20	10,10	12,70
559	" "	Биотитовый гнейс, р. Гнилопять	26,00	41,80	8,40	19,60
560	" "	То же	26,50	40,00	10,70	18,80
561	" "	" "	24,10	35,00	9,00	25,40
562	" "	" "	23,60	40,50	8,90	21,60
563	" "	Гранат-биотитовый гнейс, р. Гнило- пять	22,30	47,50	11,10	13,20
564	" "	То же	25,80	37,20	10,20	21,70
565	" "	" "	21,60	39,30	8,40	26,00
566	" "	" "	21,40	36,60	7,40	29,60
567	" "	Биотитовый гнейс, р. Ингулец	26,50	43,90	9,10	17,50
568	" "	Биотитовый гнейс, р. Случь	25,10	40,30	9,00	21,70
569	" "	То же	28,20	42,80	7,30	18,20
570	" "	Гранат-биотитовый гнейс, р. Случь	23,20	41,40	10,00	19,10
571	" "	То же	26,70	41,60	9,85	18,10
572 (477)	" "	Биотитовый иньек- ционный гнейс, с. Старый Крым, Приазовье	22,90	45,40	3,30	25,20
573	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Биотитовый гнейс, Приазовье	22,00	42,00	4,80	19,70
574	Орса, 1969	Плаггиогранит, г. Запорожье	20,00	53,70	5,20	17,50
575	То же	То же	23,00	54,00	4,80	14,10
576 (396)	" "	" "	21,00	54,00	5,50	16,20

La_2O_3	Y_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Прочие	H_2O	л.л.л.	Сумма
-----------	----------	-------	-------	-------	-------	---------	--------	--------	--------	--------	-------

35,84^{ЖК} 9,46 0,12 1,27 4,73 - - - 0,08 1,92 100,46

18,20 1,20 11,31 0,17 0,14 8,30 0,05 0,03 - 0,05 - 100,28

в минералах редких земель

<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Gd</i>	<i>Tb</i>	<i>Dy</i>	<i>Ho</i>	<i>Er</i>	<i>Tm</i>	<i>Yb</i>	<i>Lu</i>	<i>Y</i>	ΣTR_2O_3
-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------	------------------

ЦИТ

1,10 - 1,20 - - - 0,30 - - - 0,70 -

4,00 - 4,25 - - - 0,45 - - - 2,20 -
3,83 - 3,30 - - - 0,46 0,11 - - 3,94 -

2,90 - 2,28 - - - 0,22 - - - 1,40 -
2,32 - 2,53 - - - 0,25 - - - 0,89 -

2,35 - 1,63 - - - 0,22 - - - 1,33 -
1,50 - 2,25 - - - 0,25 - - - 0,75 -
2,30 - 3,33 - - - 0,50 0,25 - - 4,06 -
2,05 - 3,07 - - - 0,28 - - - 1,07 -

2,32 - 3,22 - - - 0,36 - - - 1,65 -
1,90 - 2,80 - - - 0,40 - - - 1,78 -
2,10 - 2,35 - - - 0,25 - - - 2,16 -
1,55 - 2,34 - - - 0,58 0,32 - - 2,80 -

1,32 - 1,55 - - - 0,13 - - - 1,26 -

2,10 0,16 1,36 - - - 0,28 - - - 1,46 -
1,38 0,21 1,78 - - - 0,13 - - - 0,95 -

1,90 - 4,00 - - - 0,40 - - - 2,24 -
1,57 - 2,02 - - - 0,16 - - - 1,02 -

1,43 - 1,77 - - - - - - - 2,54 -

3,60 - 2,80 1,40 - - - 1,50 0,20 - - 2,00 -

2,30 0,70 - - - - - - - 0,60 -

2,00 1,20 - - - - - - - 0,90 -
1,50 1,10 - - - - - - - 0,70 -

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	<i>La</i>	<i>Ca</i>	<i>Pr</i>	<i>Na</i>
578 (395)	" "	Пегматоидный гра- нит, б. Сухенька, Приднепровье	16,80	55,90	5,20	17,90
579	" "	Пегматоидный гра- нит, б. Аврамо- ва, Приднепровье	15,80	54,20	5,90	17,60
580	" "	Гранит, р. Мокрая Московка, При- днепровье	22,10	53,30	4,00	16,60
581	" "	Пегматит, р. Мо- края Московка	13,80	44,30	4,80	19,50
582	Щербак Н.П.	Бердичевский гра- нит	15,00	45,00	8,00	25,20
583	"	То же	11,80	44,90	6,70	25,80
584	Щербак Н.П.	Бердичевский гра- нит	17,90	45,60	5,50	22,20
585 (409)	"	Сингенетический пегматоидный гра- нит, бердичевский комплекс	20,50	46,30	4,90	21,50
586	"	То же	18,50	45,20	7,50	22,50
587 (410)	"	" "	16,80	50,10	6,60	21,10
588	"	" "	20,20	47,80	5,10	21,40
589 (411)	"	" "	17,70	50,90	4,90	20,10
590 (412)	"	" "	22,00	46,40	4,40	20,30
591 (417)	"	Плагмогранит, бердичевский комплекс	19,80	45,20	5,20	19,40
592 (418)	"	Жильный пегматит, побужский комп- лекс	17,90	46,40	5,40	25,80
593 (419)	"	То же	20,00	48,80	4,60	21,10
594	"	" "	16,70	42,80	6,70	25,10
595	"	" "	15,60	38,80	9,90	27,80
596 (420)	"	" "	20,20	48,80	4,60	21,20
597 (423)	"	Пегматоидный чар- нокит, побужский комплекс	24,60	49,40	5,10	16,40
598 (424)	"	Метасоматически измененный пег- матит, побужский комплекс	12,30	45,50	6,20	27,90
599 (425)	"	То же	25,40	42,80	5,20	21,90
600 (426)	"	" "	18,30	47,10	5,70	22,60
601	"	" "	21,80	47,60	5,00	20,10
602 (427)	"	" "	19,00	47,60	5,40	22,70

<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Qd</i>	<i>Tb</i>	<i>Dy</i>	<i>Ho</i>	<i>Er</i>	<i>Tm</i>	<i>Yb</i>	<i>Lu</i>	<i>Y</i>	ΣTR_2O_3
-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------	------------------

1,90	1,30	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00	—
3,10	2,10	—	—	—	—	—	—	—	—	1,30	—
2,00	1,30	—	—	—	—	—	—	—	—	0,70	—
6,00	4,30	0,30	1,50	0,10	0,20	—	—	—	—	5,20	—
3,80	2,00	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00	—
4,20	2,70	—	—	—	—	—	—	—	—	3,80	—
4,20	2,20	—	—	—	—	—	—	—	—	2,40	—
3,50	2,10	—	—	—	—	—	—	—	—	1,20	—
2,80	1,50	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00	—
2,80	1,70	—	—	—	—	—	—	—	—	0,90	—
2,90	1,10	—	—	—	—	—	—	—	—	1,50	—
3,20	2,00	—	—	—	—	—	—	—	—	1,20	—
3,50	2,30	—	—	—	—	—	—	—	—	1,10	—
3,40	2,30	—	—	—	—	—	—	—	—	4,80	—
3,30	0,90	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30	—
2,90	1,30	—	—	—	—	—	—	—	—	1,40	—
4,80	2,30	—	—	—	—	—	—	—	—	1,60	—
4,40	2,00	—	—	—	—	—	—	—	—	1,50	—
3,20	2,00	—	—	—	—	—	—	—	—	0,70	—
2,20	1,20	—	—	—	—	—	—	—	—	1,10	—
4,90	2,20	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00	—
2,60	1,40	—	—	—	—	—	—	—	—	0,70	—
3,50	2,30	—	—	—	—	—	—	—	—	0,50	—
2,80	1,40	—	—	—	—	—	—	—	—	1,30	—
3,00	1,80	—	—	—	—	—	—	—	—	0,50	—

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	La	Ce	Pr	Nd
603	Щербак Н.П.	Аплит-пегматоид- ный гранит, по- бужский комплекс	19,40	46,90	5,70	22,10
604	"	То же	20,30	49,80	2,90	18,70
605	"	" "	24,20	52,60	3,00	15,70
606	"	" "	22,00	47,80	4,20	18,70
607	"	" "	13,90	45,50	5,60	26,20
608 (436)	"	Гранатовый гра- нит, побужский комплекс	17,50	47,90	8,40	21,60
609	"	Житомирский гра- нит	25,20	46,30	4,00	16,40
610	"	То же	18,40	47,00	6,40	19,40
611 (441)	"	Житомирский гранит	20,30	44,20	6,20	21,80
612 (445)	"	Коростенский гра- нит, кировоград- ско-житомирский комплекс	18,80	46,90	4,00	22,10
613 (450)	"	Аплит-пегматоид- ный гранит, киро- воградско-жито- мирский комплекс	22,50	46,60	3,80	17,80
614	"	То же	29,90	45,80	7,30	13,90
615	"	" "	20,60	45,00	7,20	15,50
616	"	Пегматит житомир- ских гранитов	23,70	45,20	4,60	16,40
617 (460)	Яловенко, Юрьева, 1967	Новоукраинский пегматоидный гра- нит, с. Ровное, б. Водяная	22,60	52,50	6,00	16,50
618 (461)	То же	Новоукраинский пегматоидный гранит, с. Ров- ное, р. Черный Ташлык	21,10	47,10	7,10	20,30
619 (462)	" "	Новоукраинский пегматоидный гранит, с. Лёзо- ватка	20,60	46,90	6,90	18,00
620 (468)	Кущ, 1965	Анатолийский сиотитовый гра- нит, Приазовье	24,00	46,00	6,30	18,00
621 (465)	То же	То же	22,00	47,00	5,70	18,80
622 (466)	" "	" "	23,50	46,00	6,30	17,00
623 (469)	" "	Розовато-серый анатолийский гра- нит, Приазовье	22,40	44,00	6,20	22,40
624	" "	Аплитовый гра- нит, р. Берда, Приазовье	20,00	49,20	5,20	20,40
625	Дяхович, 1962.	Розовый гранит, с. Екатериновка, Приазовье	21,60	45,10	5,60	17,80

<i>Pm</i>	<i>Eu</i>	<i>Qd</i>	<i>Tb</i>	<i>Dy</i>	<i>Ho</i>	<i>Er</i>	<i>Tm</i>	<i>Yb</i>	<i>Lx</i>	<i>Y</i>	$\Sigma TR_2 O_3$
-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------	-------------------

2,40	1,70	—	—	—	—	—	—	—	—	1,80	—
2,40	1,60	—	—	—	—	—	—	—	—	4,30	—
1,40	0,70	—	—	—	—	—	—	—	—	2,40	—
2,20	1,60	—	—	—	—	—	—	—	—	3,50	—
4,40	2,50	—	—	—	—	—	—	—	—	1,90	—

2,30	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	1,30	—
2,50	1,30	—	—	—	—	—	—	—	—	4,30	—
2,50	1,50	—	—	—	—	—	—	—	—	4,80	—
4,10	2,30	—	—	—	—	—	—	—	—	1,10	—

3,10	2,20	—	—	—	—	—	—	—	—	2,90	—
------	------	---	---	---	---	---	---	---	---	------	---

2,10	2,00	—	—	—	—	—	—	—	—	5,20	—
1,00	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	1,10	—
3,10	2,20	—	—	—	—	—	—	—	—	6,40	—
2,80	2,20	—	—	—	—	—	—	—	—	5,10	—

1,60	0,50	—	0,30	—	—	—	—	—	—	He опр.	—
------	------	---	------	---	---	---	---	---	---	---------	---

2,60	1,30	—	0,50	—	—	—	—	—	—	" "	—
------	------	---	------	---	---	---	---	---	---	-----	---

3,40	2,20	0,20	1,30	0,20	0,10	—	0,2	—	—	" "	—
------	------	------	------	------	------	---	-----	---	---	-----	---

1,80	0,09	1,40	—	0,60	—	0,30	—	0,10	—	1,40	—
------	------	------	---	------	---	------	---	------	---	------	---

1,60	—	2,10	0,01	0,30	0,01	0,40	—	0,10	0,02	2,20	—
------	---	------	------	------	------	------	---	------	------	------	---

1,60	—	2,70	—	0,50	—	0,10	—	0,10	0,02	2,10	—
------	---	------	---	------	---	------	---	------	------	------	---

1,50	—	1,70	—	0,40	—	0,20	—	0,10	0,10	1,30	—
------	---	------	---	------	---	------	---	------	------	------	---

1,70	—	3,20	—	0,10	—	0,20	—	—	—	—	—
------	---	------	---	------	---	------	---	---	---	---	---

2,10	—	1,90	0,20	—	0,60	0,10	—	—	—	(5,0)	—
------	---	------	------	---	------	------	---	---	---	-------	---

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	La	Сe	Pr	Nd
626	Юрк, Марчен- ко, Чашка, 1973	Аплитоидный био- титовый гранит, Приазовье	25,00	45,10	4,00	15,40
627	Куч, 1965	Пегматит, р. Тем- рюк	21,90	46,40	6,00	19,10
628	То же	Пегматит, р. За- падный Кальчик	23,40	44,50	5,10	18,50
629	" "	То же	22,60	44,40	5,2	20,30
630	Вайнштейн, Тугаринов, Ту- ранская, 1956	Пегматит, с.Мало- янисоль	26,40	47,40	5,10	17,60
631	Вайнштейн, Туга- ринов, Туран- ская, 1956	Пегматит, с.Мало- янисоль	26,60	45,90	5,00	18,30
632	То же	То же	25,90	46,20	5,20	18,40
633	" "	" "	24,80	43,50	5,40	20,40
634	" "	" "	24,30	43,50	5,40	20,70
635	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Пегматит, При- азовье	24,20	43,70	4,50	17,40
636	То же	То же	24,00	41,00	5,60	18,80
Ксено						
637(479)	Кононов, Не- чаев, 1961	Метасоматит в мигматитах, Побужье	0,30	0,90	0,30	1,10
638	Зацixa, 1964	Мигматит, с.Ека- териновка, При- азовье	1,60	2,10	2,30	1,00
639	То же	Пегматит, При- азовье	2,20	3,60	2,70	1,80
Рабдо						
640 (481)	Павлишин, 1969	Пегматит, Вольнь	21,40	31,40	10,50	22,30
Апа						
641	Орса, Елисеева, Казанцева, 1967	Биотит-плагиокла- зовый гнейс, с.Вов- ниг, Приднeпровье	0,60	1,90	0,70	4,60
642	То же	Серый гранит, Мок- ромосковский мас- сив, Приднeпровье	1,10	3,90	1,10	8,00
643	" "	Биотит-плагиокла- зовый гнейс, р.Волнянка, При- днeпровье	2,40	5,90	1,50	11,40
644	" "	Плагиогранит, г.Запорожье	1,80	10,00	0,50	11,30
645	" "	Аплит-пегматоид- ный гранит, р.Волнянка, При- днeпровье	4,60	15,90	2,90	20,80
646	" "	Биотит-плагиокла- зовый мигматит, с.Звонецкое, При- днeпровье	6,00	21,20	3,90	24,30

<i>Sm</i>	<i>Ek</i>	<i>Gd</i>	<i>Tb</i>	<i>Dy</i>	<i>Ho</i>	<i>Er</i>	<i>Tm</i>	<i>Yb</i>	<i>Lx</i>	<i>Y</i>	ΣTR_2O_3
-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------	----------	------------------

2,80 - 2,60 - 1,50 - 1,50 - 0,30 - 1,80 -

3,40 - 1,60 - - - 0,20 - - - 1,40 -

3,90 0,19 2,10 - - - 0,20 - - - 2,10 -
 3,70 1,80 0,20 - - - 1,80 -

2,50 - 1,00

2,70 - 1,50 - - - - - - - - -

2,80 - 1,50 - - - - - - - - -

3,90 - 1,70 - - - - - - - - -

3,90 - 1,70 - - - - - - - - -

2,80 - 2,80 - 1,50 - 1,90 - 0,20 - 1,00 -

3,70 - 2,50 - 1,60 - 1,60 - 0,20 - 1,00 -

ТИМ

1,40 0,20 4,10 0,80 10,80 3,00 10,00 1,7 13,00 2,40 (50) -

2,40 0,40 4,20 1,10 9,30 2,50 9,60 1,7 12,00 2,30 (50) -

2,50 0,40 3,50 0,90 7,60 2,00 7,70 1,3 9,40 1,50 (50) -

ФАНИТ

7,80 2,30 4,30 - - - - - - - Не обн.

ТИТ

1,60 4,10 1,10 5,90 1,00 4,00 0,20 3,80 0,10 70,40 0,72

3,70 6,90 0,80 5,20 2,40 7,40 2,80 5,00 <0,10 51,40 0,23

7,00 11,10 0,50 4,10 1,70 5,20 0,50 4,30 <0,10 43,40 0,21

6,00 9,40 0,60 4,20 1,10 3,30 0,10 4,50 <0,10 47,20 0,28

7,90 10,00 0,90 2,50 1,60 3,00 <0,10 2,40 <0,10 27,50 0,44

5,90 7,80 0,30 2,00 1,30 2,20 0,10 2,00 <0,10 23,00 0,21

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	La	Ca	Pr	Na
647	" "	Роговообманковый мигматит, с.Волосское, Приднепровье	5,50	21,90	3,40	26,20
648	" "	Роговообманко-биотитовый мигматит, с.Таромское, Приднепровье	7,00	23,70	2,30	24,80
649	" "	Аплит-пегматоидный гранит, с.Первомайка, Приднепровье	5,80	23,70	2,30	26,90
650	Орса, Елжеева, Казанцева, 1967	Биотит-плагиоклазовый гнейс, р.Днепр	4,90	22,80	3,30	28,60
651	То же	Амфиболовый мигматит, с.Первомайка, Приднепровье	-	-	2,80	26,40
652	" "	Плагиогранит, с.Любимовка, Приднепровье	5,90	25,80	4,20	28,80
653	" "	Гранодиорит, Ямбургский карьер, Приднепровье	8,80	33,20	4,40	27,00
654	" "	Амфиболит, р.Осокоровка, Приднепровье	11,10	34,80	4,60	25,90
655	" "	Амфиболовый мигматит, с.Таромское, Приднепровье	12,00	35,50	4,40	24,50
656	Ивантшин, 1965	Амфибол-биотитовый гнейс, Приднепровье	10,90	19,90	8,90	33,20
657	То же	Биотитовый гнейс, Приднепровье	10,30	21,90	6,70	36,20
658	" "	То же	8,50	28,20	7,78	29,30
659	" "	Роговообманковый гнейс, Приднепровье	9,90	33,80	8,00	32,20
660	" "	Пироксен-биотитовый гнейс, Приднепровье	5,20	20,00	7,11	36,60
661	Куц, 1971	Розовато-серый гранит, Токмак-Могила, Приазовье	15,00	32,20	7,40	15,00
662	То же	Темно-серый гранит, Приазовье	11,40	32,70	4,50	26,50
663	" "	То же	11,60	37,00	5,90	15,40
664	" "	Серый биотитовый гранит, хут.Садовый, Приазовье	22,00	33,30	4,50	17,00
665	" "	Анатолийский биотитовый гранит, с.Новоалексеевка, Приазовье	4,00	14,50	3,80	19,40
666	" "	Анатолийский биотитовый гранит, ст.Карань, Приазовье	1,40	3,00	0,10	2,50

<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Gd</i>	<i>Tb</i>	<i>Dy</i>	<i>Ho</i>	<i>Er</i>	<i>Tm</i>	<i>Yb</i>	<i>Lu</i>	<i>Y</i>	ΣPr_2O_3
5,80	6,90	0,40	1,50	0,50	1,60	<0,10	2,00	<0,10	24,30	0,29	
5,90	7,40	0,50	2,00	0,10	2,80	<0,10	0,10	<0,10	23,50	0,23	
7,50	9,10	0,30	1,50	0,10	0,10	<0,10	0,10	<0,10	21,80	0,82	
5,20	5,80	0,40	2,00	<0,10	0,60	<0,10	0,50	<0,10	25,90	0,32	
6,50	8,20	0,50	1,00	<0,10	1,20	<0,10	0,10	0,10	21,10	0,36	
6,10	6,30	0,40	1,50	<0,10	1,00	<0,10	0,50	<0,10	19,50	0,26	
4,70 E	4,30	0,30	1,00	<0,10	1,00	<0,10	1,60	<0,10	13,70	0,24	
4,10	5,10	0,20	1,00	<0,10	1,00	<0,10	1,60	<0,10	10,60	0,22	
4,10	3,50	0,20	1,00	<0,10	1,20	<0,10	1,30	<0,10	12,30	0,20	
6,90	9,78	-	4,20	1,14	2,21	1,22	1,17	0,41	He обн.	0,12	
5,80	9,36	-	5,00	0,72	1,82	1,11	0,86	0,25	" "	0,18	
7,00 3,27	6,08 5,03	- Следы	9,45 4,40	0,60 0,50	1,60 1,20	0,59 0,55	0,65 0,85	0,30 0,33	" "	0,21 0,20	
10,70	7,48	"	8,47	0,66	1,90	0,59	0,97	0,37	" "	0,26	
4,60	0,30	4,70	0,70	3,30	1,00	1,30	-	0,80	0,20	13,50	1,32
5,70	4,10	-	0,20	3,00	0,10	1,80	0,10	0,10	0,10	9,70	1,58
4,00	0,20	4,10	1,00	3,40	0,50	1,30	0,20	0,80	0,10	14,50	1,19
4,50	4,60	2,70	1,50	1,40	0,40	0,40	0,30	0,60	0,20	6,60	0,40
9,90	10,80	0,50	5,70	1,50	3,20	0,10	2,50	0,10	24,00	0,88	
7,10	9,90	0,50	-	0,30	11,20	0,10	11,80	0,10	52,00	1,40	

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	La	Ca	Pr	Na
667	Куц, 1971	Роговообманко-био-титовый гранит (сиенитовый комплекс), с.Свободное, Приазовье	40	32,80	3,70	14,10
668	То же	То же	5,00	19,80	2,70	13,50
669	" "	Роговообманко-биотитовый гранит, с.Старая Ласпа, Приазовье	10,40	34,60	4,80	18,40
670	" "	Роговообманко-био-титовый гранит, с.Гранитное, с.Старая Ласпа, Приазовье	25,30	47,30	5,00	8,10
671	" "	То же	25,30	47,30	5,00	8,10
672	" "	" "	27,50	40,80	7,00	9,40
673	" "	Роговообманко-биотитовый гранит, с.Кумачево, Приазовье	9,80	27,20	5,30	20,60
674	" "	Роговообманко-биотитовый гранит, с.Кузнецово-Михайловка	10,00	27,00	4,40	18,60
675	" "	Аплитовидный гранит, с.Петровское, с.Гнутово, Приазовье	12,70	28,00	4,50	20,30
676	" "	Мелкозернистый гранит, с.Белоцерковка, Приазовье	7,60	19,00	4,20	12,30
						Пари
678	" "	Паризит-флюорит-кальцитовая жила, Восточное Приазовье	28,00	47,00	4,80	16,40
679	" "	То же	28,80	46,00	5,00	16,50
680	Семенов, 1963	" "	29,00	51,00	3,80	15,00
						Op
681	Орса, 1965	Пегматоидный гранит, р.Волынянка, Приднепровье	22,40	52,00	5,20	15,40
682	То же	То же	14,90	57,80	5,10	17,50
683	Вайнштейн, Тугаринов, Туранская, 1956	Гранит, р.Собь	27,80	47,50	4,90	16,40
684	То же	Гранит, с.Первомайское	30,20	50,40	4,40	15,00
685	" "	Гранит, с.Митрофановка	28,60	47,60	4,20	15,60
686	Куц, В.П.	Биотитовый гранит, с.Салтычиха	27,70	46,50	6,00	13,60
687	"	То же	29,30	47,10	3,20	15,10

Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	γ	ΣTR ₂ O ₃
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---	---------------------------------

3,40 1,20 4,20 1,50 4,00 0,80 2,00 0,20 1,10 0,20 19,40 0,30

5,00 0,30 6,70 2,10 6,80 1,20 3,70 0,40 2,00 0,60 30,20 0,82

5,10 0,50 2,20 0,70 6,20 1,10 1,70 0,20 1,60 0,50 12,00 2,04

2,10 0,30 2,10 0,20 1,20 0,20 0,60 0,20 0,60 0,20 0,60 1,87

2,10 0,30 2,10 0,20 1,20 0,20 0,60 0,20 0,60 0,20 0,60 1,87

2,00 0,40 2,30 1,30 1,30 - 0,70 - 0,40 0,10 6,80 0,76

3,40 0,30 3,50 2,10 3,00 0,60 2,00 0,20 2,00 0,40 19,60 1,54

4,80 0,40 5,30 1,20 3,70 0,60 3,80 0,50 1,80 0,70 17,20 1,52

5,40 - 5,80 0,60 3,50 1,40 1,40 - 1,00 0,30 15,10 0,87

6,20 0,40 6,30 0,90 6,80 1,30 3,40 0,20 1,80 0,40 29,20 0,60

ЗИТ

1,20 - 1,40 - - - - - 0,20 - 1,00 -

1,20 - 1,30 - - - - - 0,20 - 1,00 -
 1,50 - - - - - - - - He осн.

ТИТ

2,30 - 1,20 - - - - - - - 1,50 -

2,50 - 1,50 - - - - - - - 0,70 -
 2,10 - 1,30 - - - - - - - -

- - - - - - - - - - -
 2,20 - 1,40 - - - - - - - -

1,90 - 1,80 - 0,60 - 0,20 - 0,10 0,10 1,50 -
 2,70 0,10 1,60 - - - 0,20 - - 0,70 -

Но- мер ана- лиза	Авторы	Порода, привяз- ка образца	Ca	Ce	Pr	Nd
688	Вайнштейн, Туга- ринов, Туран- ская, 1965	Биотитовый гранит, с.Салтычия	34,00	49,00	4,00	13,00
689	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	То же	33,60	49,00	4,00	13,40
689а	Куц В.П.	Биотитовый гранит, хут.Садовый, При- азовье	27,00	46,20	5,80	16,00
690	"	Биотитовый гранит, с.Лидино, При- азовье	25,30	50,40	5,50	14,00
691	"	Розовый гранит, с.Конские Раздо- ры, Приазовье	28,30	43,60	6,30	14,50
692	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Роговообманко-био- титовый гранит, с.Дмитриевка, Приазовье	28,50	46,40	4,70	10,80
693	Куц В.П.	Роговообманко-био- титовый гранит, с.Новоянисоль	27,70	46,40	6,00	15,60
694	"	Пегматит, с.Старо- игнатьевка, Каль- мусский массив	26,30	49,70	3,90	16,30
695	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	То же	18,10	46,80	6,30	16,70
696	То же	" "	20,00	47,80	5,80	16,20
697	" "	Пегматоидный шпир в граносиенитах, р.Кальчик	26,00	46,40	5,80	12,10
698	" "	Мигматизированный гранит, б.Кичиксу, Приазовье	26,50	43,00	5,60	14,20
699	Вайнштейн, Туга- ринов, Туранская, 1956	Гранит, г.Умань	32,20	49,00	4,20	14,60
700	То же	Гранит, с.Бабаны	24,50	45,90	5,30	20,40
701	" "	Гранит, г.Шпола	25,90	45,90	5,40	20,00
702	Ляхович, 1967	Гранит, Приазовье	24,70	44,80	4,90	24,70
703	То же	" "	21,90	45,90	3,50	11,00
704	Куц В.П.	Прожилки в мигма- тите; хут.Дахно, Приазовье	28,00	45,70	5,80	15,40
705	Морозова, 1969	Биотитовый гнейс, Волчанский выступ	27,30	47,00	6,10	13,60
Чевки						
706	Юрк, Марченко, Чашка, 1973	Альбитизированный сиенит, Приазовье	24,00	49,10	3,60	20,00
707	То же	Кварц-флюоритовые метасоматиты, При- азовье	24,00	46,00	3,60	22,00

Примечание. В скобках приведены соответствующие номера

Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣTR ₂ O ₃
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,90	-	1,90	-	-	-	0,10	-	0,10	0,10	1,00	-
1,50	-	1,10	-	0,50	0,10	0,20	-	0,10	0,10	1,20	-
2,50	-	2,30	0,10	0,80	0,20	0,20	-	0,20	0,10	1,90	-
4,20	-	1,60	-	1,60	-	1,10	-	0,20	-	0,90	-
1,60	-	0,80	-	0,60	-	0,10	-	0,20	0,10	1,00	-
1,60	-	0,90	-	-	-	0,10	-	0,10	0,10	1,00	-
5,30	-	2,30	-	1,70	-	1,20	-	0,30	-	1,30	-
4,10	-	1,90	-	1,50	-	1,10	-	0,20	-	1,40	-
4,70	-	1,50	-	1,30	-	1,10	-	0,30	-	1,30	-
5,00	-	1,60	-	1,60	-	1,10	-	0,20	-	1,20	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,70	-	1,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,70	-	0,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,50	0,30	0,60	-	0,9	13,30	1,20	-	-	-	-	-
1,90	-	2,00	-	-	-	0,10	-	0,10	0,10	1,00	-
3,00	-	-	-	1,50	-	1,50	-	-	-	-	-
НИТ											
1,60	0,10	1,10	0,10	-	0,10	-	-	-	-	He осн.	-
2,50	0,80	0,90	0,20	-	-	-	-	-	-	-	-

.ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Ю.М. Матеріали по геохімії рідких елементів гранітних пегматитів Волині. - Геол. журн., 1936, т. 3, вип. 2.
- Абрамович Ю.М. Титанит из пегматита района Умани. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5.
- Агафонова Т.Н. Некоторые морфологические особенности цирконов. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1961, № 15.
- Агафонова Т.Н. О росте акцессорного циркона в пегматитах Коростенского плутона и вмещающих их гранитах. - В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Агафонова Т.Н. Морфология и образование акцессорных минералов украинских лабрадоритов. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1968, вып. 4, № 22.
- Анализ минерального сырья. (Под редакцией Ю.Н. Книпович и Ю.В. Морачевского). Л., Госнаучтехиздат, 1959.
- Андреев В.И. Некоторые опыты по искусственной окраске волынских топазов. - Труды Ломоносовского ин-та, 1935, вып. 6.
- Арсеньев А.А., Смирнов Ф.Л., Виров-Лянский Г.М. Карбонатитовые месторождения. - В кн.: Генетические типы промышленных месторождений апатита. М., "Недра", 1971.
- Ахманова М.В., Леонова Л.Л. Исследование метасоматического распада цирконов с помощью ИК-спектров поглощения. - Геохимия, 1961, № 5.
- Бабко А.К. Материалы научно-исследовательских и производственных лабораторий геологических управлений. - Бюл. ВИМС, 1943, вып. 1.
- Байраков В.В., Лавріненко Л.Ф. Перша знахідка акцессорного фенакіту у Приазов'ї. - ДАН УРСР, сер. Б, 1967, № 12.
- Байраков В.В. Дравіти та процеси турмаліноутворення в породах середньої течії р. Берди. - ДАН УРСР, 1968а, № 1.
- Байраков В.В. Перша знахідка власне холмквіститової породи в СРСР. - ДАН УРСР, 1968б, № 4.
- Байраков В.В. Перша знахідка хризоберилу на Україні. - ДАН УРСР, 1972, № 6.
- Байраков В.В. Об особенностях сосуществующих роговой обманки и холмквистита. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1974, вып. 2, № 28.
- Бандуркин Г.А. О поведении редкоземельных элементов во фторсодержащих средах. - Геохимия, 1961, № 2.
- Барсанов Г.П. Ампангабейт из Елисеевского месторождения УССР. - ДАН СССР, 1945, т. 48, № 2.
- Бартошинский З.В., Матковский О.И., Сребродольский Б.И. Акцессорный берилл из камерных пегматитов Украины. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1969, вып. 4, № 23.

Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов Украинского щита. - Геол. журн. 1974, т. 34, вып. I.

Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии, т. X, очерк 57. Изоморфные отношения между цирконием и титаном. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13.

Белов Н.В. О необычных формах нахождения воды в минералах. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 70.

Берзенин Б.З. Про металогенію докембрію району Славгородсько-Синельниківських магнітних аномалій. - Геол. журн., 1974, т. 34, вып. I.

Бернадська Л.Г. Вулкани Ровенської області. Київ, Вид-во АН УРСР, 1958.

Безпалько Н.А. Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасалитів Північної Волині. - Київ, "Наукова думка", 1970.

Беспалько Н.А., Левковская Н.Ю. Особенности акцессорной минерализации гранитоидов Северной Волини. - В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., Изд-во ИМГРЭ, 1969.

Беспалько Н.А., Левковская Н.Ю., Орлова Л.А. Цирконий-гафниевоe отношение как индикатор метасоматических процессов. - В кн.: Геохимия и рудообразование, вып. 8. Киев, "Наукова думка", 1974.

Беспалько Н.А. и др. Минералогия акцессорных тантало-ниобатов в метасоматитах Волини. - В кн.: Конституция и свойства минералов, № 5. Киев, "Наукова думка", 1971.

Беус А.А. О зависимости между содержанием лития, натрия и цезия в щелочных бериллах. - Геохимия, 1959, № 8.

Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Беус А.А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного постмагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. - Труды геохимической конференции "Химия земной коры", посвященной столетию со дня рождения В.И. Вернадского, т. I, 1963.

Беус А.А. Бериллий. - В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I. М., "Наука", 1964.

Бирюк Е.А., Назаренко В.А. Применение производных триоксифлуорона в фотометрическом анализе определения скандия. - Журн. аналит. химии, 1959, т. XIV, вып. 3.

Блументаль У.В. Химия циркония. М., ИЛ, 1963.

Боженко Г.М., Лиса Н.Я. Турмалин из пегматитовых образований Западной Волини. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1949, № 3.

Бойко В.Л. Геология осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района. - В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (Центральная часть). Киев, "Наукова думка", 1967.

Бойко В.Л. Докембрий П. Чертомлицько-Солонівський район. - В кн.: Стратиграфія УРСР, Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972.

Бокало В.В. Про титанит из района Умани. - Геол. журн., 1966, т. 26, вып. 6.

Бордунов И.Н. Докембрий П. Саксаганська метабазитова серія, Кременчуцький район. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972а.

Бордунов И.Н. Докембрий Ш. Інгулецька серія, Кременчуцький район. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972б.

Борнеман-Старынкевич И.Д. Разложение касситерита с бурой и некоторые детали его полного химического анализа. - ДАН СССР, сер. XXIV, 1939, № 4.

Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., "Наука", 1964.

- Бороздин Л.С., Назаренко И.И. Об отступлениях минералов группы пироклора от типовой формулы $A_2B_2X_4$, и о роли концентрационной воды в кристаллической решетке пироклора. - ДАН СССР, 1957, т. 115, № 4.
- Братусь М.Д., Гнатив Г.М. Акцессорный ортит из пегматитов Корсунь-Новомиргородского плутона. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1970, вып. 4, № 24.
- Бурксер Е.С., Ивантишин М.Н., Горный Г.Я. Материалы по геохимии скандия. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Бурксер Е.С. и др. О миграции свинца в монаците и настурате. - Бюл. Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бурксер Е.С. и др. О надежности определения абсолютного возраста по цирконам. - В кн.: Методические вопросы изотопной геологии. М., "Наука", 1965.
- Бурьянова Е.З. Минералогия гранитных пегматитов Коростенского плутона на Волыни и исследование железистости биотитов. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1940, ч. 69, вып. 4.
- Быкова В.С., Скрижинская В.Н. Фотометрическое определение тантала с кристаллическим фиолетовым и ниобия с роданидом из одной навески. - В кн.: Методы анализа минерального сырья, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1965.
- Вайнштейн Э.Е., Тугаринов А.А. Туранская я Н.В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. - Геохимия, 1956, № 2.
- Вальтер А.А., Еременко Г.К. Акцессорні фосфати нефелінових сіенітів Приазов'я. - В кн.: Мінералогія і геохімія південно-східної частини УРСР. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
- Вальтер А.А., Еременко Г.К., Лысенко Т.А. Куплетский из щелочных пород Приазовья. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1965, вып. 2, № 19.
- Вартанова Н.С., Завьялова И.В. Акцессорные минералы гранитоидов Восточного Забайкалья и их значение. - В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., "Наука", 1968.
- Варшал Г.М. К вопросу о применении уротропина при осаждении оксалатов некоторых редкоземельных элементов. - В кн.: Методы химических анализов минералов. (Труды ИГЕМ, т. П, вып. 81) М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Варшал Г.М., Сенявин М.М. Выбор комплексобразующих веществ при хроматографическом разделении редкоземельных элементов на бумаге. Применение трихлоруксусной кислоты. - Журн. аналит. химии, 1964, № 19.
- Васильев П.Н. Методы ускоренного анализа силикатов. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Васильев В.В. О роли марганца в апатитах. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1958, ч. 87, вып. 4.
- Вдовенко М.Б. Разделение и определение редкоземельных элементов методом хроматографии на бумаге. - Автореф. канд. дис., Киев, 1964.
- Вернадский В.И. Об элементах редких земель в массивных горных породах. - ДАН СССР, сер. А., 1929, № 2.
- Викторова М.Е., Салтыкова В.С. Метод определения ниобия и тантала из одной навески методом бумажной хроматографии. - Журн. аналит. химии, 1968, № 1.
- Винар О.Н., Матковский О.И., Матвиенко А.Д. Распределение и особенности акцессорных минералов в пегматитах и околопегматитовых гранитов Коростенского плутона. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1969, вып. 2, № 23.
- Виноградов А.П. и др. Возраст докембрийских пород Украины. - Труды IV сес. ком. по опред. абсолют. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Виноградова Е.Н., Галлай З.А., Фиононова З.М. Методы полярографического и амперометрического анализа. Изд-во МГУ, 1960.

Возняк Д.К. Последовательность кристаллизации галенита, касситерита, гематита и сидерита на конечной стадии формирования пегматитовых тел. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1968, вып. 4, № 22.

Возняк Д.К. Физико-химическая характеристика минералообразующих растворов периода формирования заноршевой пегматитов Волини (по включениям в минералах). - Автореф. канд. дис. Киев, 1971.

Возняк Д.К., Калужный В.А., Сорочкин Ю.Г. Акцессорный берtrandит из заноршевых пегматитов Волини. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1969, № 17.

Гаврусевич Б.А. К минералогии и геохимии пегматитов Волини. - Труды Минер. музея АН СССР, 1930, т. IV.

Гаврусевич Б.А. О геохимико-генетических типах пегматитов правобережной Украины. - Труды Ломоносовского ин-та, вып. 2, 1933.

Гаврусевич Б.А., Баженова Л.И., Агафоновова Т.И. Находки фенацитов в пегматитах Волини. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № II.

Галецкий Л.С. Гентгельвиновое оруденение - новый высококачественный тип бериллиевого сырья. - Геология рудных месторождений, 1971, т. XIII, № 3.

Галецкий Л.С., Мельник Ю.М., Разумеева Н.И. Условия образования гентгельвина. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1970, вып. 2.

Гельман Е.М. и др. Редкоземельные элементы. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гишавили Г.М. Первичные газо-твердые включения в кварце из пегматитов Волини. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1969, вып. 4, № 23.

Гинзбург А.И. К вопросу о химическом составе берилла. - Труды Минер. музея АН СССР, 1955, вып. 7.

Гинзбург А.И. и др. О химическом составе кубических титано-тантало-ниобатов. - Геохимия, 1958, № 5.

Гинзбург А.И. и др. Титано-тантало-ниобаты, I. - В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 10. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Гладкий В.Н. Порфириовидные граниты Каменных Могил и Екатериновки в Приазовье. - В кн.: Геология СССР, т. У. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Гнатив Г.М., Матковский О.И. Морфологические особенности акцессорного циркона изверженных пород крайней северо-западной части Украинского кристаллического щита. - В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., "Наука", 1968.

Гордиенко В.В. К вопросу о процессах перекристаллизации в пегматитах. - Зал. Всесоюз. минер. об-ва, 1962, вып. 6.

Горжевская С.А., Ерофеева Е.А., Сидоренко Г.А. Геология месторождений редких элементов. - В кн.: Титано-тантало-ниобаты. М., Госгеолтехиздат, вып. 10, 1960.

Горжевская С.А., Сидоренко Г.А. Геология месторождений редких элементов. - В кн.: Титано-тантало-ниобаты, II. М., "Недра", вып. 2, 1964.

Горный Г.Я., Гаврилова Э.Ф. Определение сумм редких земель в присутствии больших количеств других элементов. - Укр. хим. журн, 1963, т. 29, вып. 3.

Горошников В.И. Про турмалин із зони Сакоаганського насуву. - Геол. журн, 1956, т. XVI, вип. 3.

Горошников В.И. Про сфени з мігматитів Приазов'я. В кн.: Матеріали з мінералогії України, вип. 2. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.

Гровс А. Анализ силикатов. М., ИЛ, 1953.

Гурвич С.И., Зубков Л.Б., Галецкий Л.С. Гентгельвин из окварцованных сиенитов. - ДАН СССР, 1963, т. 150, № 5.

- Гурвич С.И., Зубков Л.Б., Галецкий И. Л.С. Геолого-минералогические особенности бериллиевого оруденения, связанного с гентгелином. - Сов. геол., 1965, № 2, (29).
- Гурвич С.И. и др. Новый перспективный тип бериллиево-цинкового оруденения. - Разведка и охрана недр, 1962, № 8.
- Гуров Е.П., Гурова О.П., Марченко Е.Я. Геарксутит с метасоматичних порід північно-західної частини Українського кристалічного щита. - ДАН УРСР, сер. В, 1969, № 2.
- Гуров Е.П., Гурова Е.П., Марченко Е.Я. О веберите из метасоматических пород Украинского кристаллического щита. - ДАН УССР, 1970, т. 191, № 2.
- Гуров Е.П., Марченко Е.Я. О соотношении гентгелина и фенакита в бериллиеносных метасоматитах. - Геология рудных месторождений, 1970, т. XII.
- Джунь В.С. Нові дані до характеристики приазовіту. - ДАН УРСР, 1963, № 10.
- Дир И.А., Хауи Р.А., Зусман Д.Ж. Породообразующие минералы, т. I. М., "Мир", 1965.
- Додатко А.Д. Турмалин из коры выветривания ультраосновных пород Приазовья. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1969, 23, вып. 2.
- Долгов Ю.А. Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов. - В кн.: Условия образования пьезопитических минералов в пегматитах. (Труды ВНИИСИМС, т. 11). М., "Недра", 1969.
- Дранник А.С. Стратиграфия докембрия Овручского кряжа (северная часть Украинского щита). - Автореф. канд. дис. Киев, 1972.
- Дымов А.М. Технический анализ руд и металлов. М., Металлургиздат, 1944.
- Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.-Л., "Наука", 1965.
- Елисеева Г.Д. Применение хроматографии на бумаге в неорганическом анализе. - Труды комиссии по аналит. химии, 1955, т. 51 (IX).
- Елисеева Г.Д., Кульская О.А. Сравнение методов хроматографии на бумаге и эмиссионной спектроскопии для определения редкоземельных элементов в их смеси. - Укр. хим. журн., 1966, т. 32.
- Елисеева Г.Д., Иванова В.Г., Казанцева А.И. Применение хроматографических методов для свинцово-изотопного датирования. - В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М., "Наука", 1975.
- Елисеева Г.Д. и др. Дискордантные значения возраста циркона Украины. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., "Наука", 1974.
- Еременко Г.К., Вальтер А.А. Геохимия и минералогия марганца в щелочных породах Октябрьского массива (Приазовье). - В кн.: Конституция и свойства минералов, вып. I. Киев, "Наукова думка", 1966.
- Ермаков Н.П. Исследование минералообразующих растворов. Изд-во Харьковск. ун-та, 1950.
- Ерофеев М.В. Кристаллографические и кристаллооптические исследования турмалинов. - Зап. Минер. об-ва, 1871, ч. 6.
- Ершова К.С., Рехарская М.В. О характере воды в малаконах. - Минер. сырье, 1962, вып. 6.
- Жиров К.К. О переходе циркона в метамиктное состояние. - ДАН СССР, 1952, т. 85, № 4.
- Жиров К.К. и др. Влияние процессов гидротермального изменения на определение возраста по радиоактивным минералам. - Геохимия, 1957, № 8.

Жуков Г.В. и др. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье. - Геол. журн., 1973, № 5.

Зациха Б.В. Об акцессорном ксенотиме из докембрийских образований Приазовья. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1964, вып. 2, № 18.

Зациха Б.В. К условиям образования флюорита из пегматитов гранитного массива "Каменные Могилы" (Приазовье). - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., "Наука", 1968.

Зациха Б.В., Бойчук М.Д., Бочков А.А. К условиям образования акцессорного холмквистита Приазовья. - Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 2.

Зациха Б.В., Лавриненко Л.Ф. Генетические особенности минералообразования Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1970, вып. 1, № 24.

Зинченко О.В. О находке акцессорного криолита в пержанских гранитах Волини. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1968, вып. 3, № 22.

Зубков Л.В., Галецкий Л.С. О ниобо-танталовом касситерите из коренных пород северо-западной части Украинского кристаллического щита. - ДАН СССР, 1966, т. 169, вып. 3.

Зюзин Н.И. О переходе метамиктных цирконов в кристаллическое состояние. - ДАН СССР, 1964, т. 154, № 5.

Иванов Л.Л. К минералогии Волини (микроклин, ортоклаз, топаз, ортит и другие минералы). - Труды Волинск. геол. партии. Житомир, 1933.

Ивантишин М.М. Акцессорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.

Ивантишин М.М., Заець А.П., Куц В.П. Акцессорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в метаморфічних породах Українського кристалічного щита. Київ, "Наукова думка", 1965.

Ивантишин М.Н. и др. Пьезокварцевые пегматиты Волини. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.

Ивантишин М.Н. и др. Геохимия и аналитическая химия редкоземельных элементов, ч. I. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.

Иванчев Г. Дитизон и его применение. М., ИЛ, 1961.

Искандерова А.Д. Разработка метода свинцово-изотопного датирования карбонатных пород и его применение в геохронологии. - Автореф. дис. Л., 1970.

Каленов А.Д. О гидротермальной гельвиновой минерализации в кварцевых жилах. - Геология рудных месторождений, 1962, № 3.

Калюжная К.М., Калюжный В.А. К парагенезису акцессорных берилла, фенакита и эвклаза в топазо-морионовых пегматитах. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17.

Калюжный В.А. К изучению состава минералов-"узников" в многофазных включениях. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.

Калюжный В.А. Методи вивчення багатофазних включень у мінералах. Вид-во АН УРСР, 1960.

Калюжный В.А., Ляхов Ю.В. Включения касситерита и флюорита в кристаллах из пегматитов Волини. - ДАН СССР, 1962, т. 143, № 5.

Калюжный В.А. та ін. Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів заноришевих пегматитів України. Київ, "Наукова думка", 1971.

Каниболоцкий П.М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во АН УССР. Черновцы, 1946.

Канигин Л.И. та ін. Про перспективи виявлення метаморфогенних родовищ марганцю і фосфатів у докембрійських карбонатних товщах Приазов'я. - Геол. журн., 1969, т. 29, № 4.

Карпова Б.Е., Книпович Ю.Н., Морачевский Ю.В. Анализ минерального сырья. ОНТИ-Химтеорет. Л., 1936.

Кашин С.А., Стороженко А.А., Гуреев В.Ф. Морфологические типы цирконов и особенности распределения его в одном из массивов щелочных пород Украины. - Труды ЦНИГРИ, 1965, вып. 63.

Кашин С.А. и др. Некоторые вопросы геологического строения Октябрьского массива щелочных пород и особенности его минерализации. - Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 44.

Козловская А.Н., Ожегова М.И. О минералах из перматитов в устиновском ралакиви (район г. Шполы). - В кн.: Минералогия, свойства и генезис минералов. Киев, "Наукова думка", 1965.

Комков А.И. О минералах серии эвксенит - поликраз и приорит-бломстрандин. - ДАН СССР, 1959, т. 126, № 23.

Комлев Л.В., Иванова К.С., Савоненков В.Г. О дифференциальной подвижности изотопов свинца и характере примесного свинца в монацитах. - Геохимия, 1964, № 12.

Кононов Ю.В. Апатит з лабораторитів Новомиргородського масиву. - В кн.: Матеріали з мінералогії України. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.

Кононов Ю.В. Кіровоградські граніти і мігматити Кіровоградсько-Бобринецького і Долінського масивів. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972.

Кононов Ю.В., Нечаев С.В. Акцессорний ксенотим з метасоматитів в докембрійських мігматитах Побужжя. - ДАН УРСР, 1961, № 8.

Кононов Ю.В., Нечаев С.В. Метасоматична мінералізація в докембрійських мігматитах Побужжя. - В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.

Княткевич С. Геологические исследования в гранитной полосе Повороссии по восточную сторону Днепра. - Горн. журн., 1881, № 1.

Корниенко Т.Г. Методы химического анализа редко-металлических акцессорных минералов. Киев, "Наукова думка", 1971.

Костин Н.Е., Петрова Е.А., Сидоренко Г.А. О приорите из одного месторождения Восточной Сибири. М., Геолтехиздат, 1959.

Костылева Е.Е. О метамиктном распаде минералов группы циркона. - В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1946.

Костылева Е.Е., Владимирова М.Е. Циркон. - В кн.: Минералогия СССР. Сер. А. М., Изд-во АН СССР, 1984, вып. 2.

Костылева Е.Е., Рубель Р.Б. Малакон. - В кн.: Минералы Ильменского заповедника. М., Изд-во АН СССР, 1949.

Кравченко Г.Л. Новые данные о составе и возрасте железисто-известковых сланцев Приазовья. - Геол. журн. 1970, т. 30, вып. 6.

Красильщикова О.А., Куц В.П. Спектры люминесценции акцессорных флюоритов из кристаллических пород Приазовья. - В кн.: Конституция и свойства минералов, № 3. Киев, "Наукова думка", 1969.

Краснобаев А.А. Зональность цирконов. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 4.

Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурин Т.Н. Геология месторождений редких элементов, вып. 25. М., "Недра", 1965.

Кузьменко В.И. О топазе в гранитах восточной части Приазовского кристаллического массива. - В кн.: Материалы по геологии и гидрогеологии, № 1. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.

Кузьменко В.І. Рідкі землі в Петровсько-Гнупівській флюорито-карбонатній жилі. - ДАН УРСР, 1940, № 3.

Кузьменко В.И. Петровско-Гнуповское месторождение паразита (УССР). - Сов. геол., 1946, № 12.

Кульська О.А., Елисеєва Г.Д., Горный Г.Я. Геохимия и аналитическая химия редкоземельных элементов, ч. П, Киев, Изд-во АН УССР, 1969.

Кухаренко А.А. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., "Недра", 1965.

Куц В.П. Класифікація гранітів Приазов'я за акцесорними мінералами. - ДАН УРСР, 1966а, № 8.

Куц В.П. Нові дані про оловоносність кристалічних порід Приазов'я. - ДАН УРСР, 1966б, № 5.

Куц В.П. Особенности распределения, морфология и состав акцессорных монацитов из кристаллических пород Приазовья. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1966в, вып.4, № 20.

Куц В.П. Особливості розподілу акцесорних рідкісноземельних елементів у мінералах Петрівсько-Гнупівського рудопояву паразиту. - ДАН УРСР, 1971, № 10.

Куц В.П. Особенности состава редкоземельных элементов в акцессорных сферах из кристаллических пород Приазовья. - В кн.: Конституция и свойства минералов, вып.7. Киев, "Наукова думка", 1973.

Куц В.П., Елисеєва Г.Д., Шафір Ф.М. Акцесорні рідкісні землі в гранітах Приазов'я. - ДАН УРСР, 1967, № 10.

Куц В.П., Машкина А.А. Морфологические типы акцессорных цирконов из гранитов Приазовья. - В кн.: Морфология, свойства и генезис минералов. Киев, "Наукова думка", 1965.

Кушев В.Г. Сподуменовые пегматиты в Криворожье. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14.

Кушев В.Г. Сподуменовые пегматиты Украины. - ДАН СССР, 1961, т. 138, № 4.

Кушев В.Г., Терентьева М.В. Особенности минералообразования в редкометальных пегматитах из верхнеархейских метаморфических пород и некоторые черты их генезиса. - В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.-Л., "Наука", 1964.

Лавриненко Л.Ф., Мищенко В.С. Геохимия колумбитоносных гранитов Стародубовского массива (Приазовье). - Геохимия, 1969, № 7.

Лавриненко Л.Ф., Розанов К.И., Розенберг Д.Ш. Первая находка тапиолита на Украине. - ДАН СССР, 1971, т. 197, № 4.

Лавриненко Л.Ф. и др. Находка изумруда на Украине. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1971, № 25, вып.1.

Ладієва В.Д. Докембрій І. Конкська і Білозерська серії. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972.

Лазаренко Е.К. Апатит из пегматитовых жил Западной Волны. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5.

Лазаренко Е.К. Об акцессорных минералах. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.

Лазаренко Е.К., Щербак І.Б. Некоторые вопросы минералогии докембрия Украинского щита. - В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, "Наукова думка", 1971.

Лазаренко Е.К. та ін. Мінералогія звержених комплексів Західної Волни. Вид-во Львівск. ун-ту, 1960.

Лазаренко Е.К. и др. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волны. Львов, "Высшая школа", 1973.

Ладчик Т.Е. О находке минерала группы колумбит-танталита в Приазовье. - Геол. журн., 1938, т. 5, вып. 1-2.

Латыш В.Т. Ортит и титанит из гранитов Токовського масива. - Вестн. Киевск. ун-та, сер. геол. и геогр., 1959, вып.1, № 2.

Латыш И.К., Зарицкий А.И., Корниенко Т.Г. Акцессорный сподумен в Западном Приазовье. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1968, вып. 3, № 22.

Лауэр Р.С., Полуэктов Н.С. Микрообъемный хроматографический метод определения индивидуальных редкоземельных элементов в их смеси. - Заводская лаборатория, т. 25, № 4, 1959.

Левковська Н.Ю. Про генезис каситериту з розсіпів Північної Волині. - Геол. журн., 1965, т. XXV, вып. 3.

Левковская Н.Ю. Акцессорный циртолит из коры выветривания пержанских гранитов. - В кн.: - Полезные ископаемые Украины. Киев, "Наукова думка", 1966.

Левковская Н.Ю. Минералогия и геохимия циркония в породах северо-западной части Украинского щита. - Автореф. канд. дис., Киев, 1972.

Лемлейн Г.Г. Классификация жидких включений в минералах. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 2.

Лемлейн Г.Г., Клия М.О., Островский И.А. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе. - ДАН СССР, 1962, т. 142, № 1.

Липова И.М., Рудницкая Е.С. О роли воды в метамиктных цирконах. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1974, ч. 103, вып. 4.

Литвинская Г.П., Белов Н.В. О метамиктных циртолитах. - Геохимия, 1966, № 7.

Литовченко Е.И. Акцессорный тапиолит из пегматитов Украинского щита. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1966, вып. 1, № 20.

Литовченко Е.И. О находке акцессорных литиевых минералов в пегматитах Украины. - В кн.: Полезные ископаемые Украины. (Тез. докл. конф. молодых геологов Украины). Киев, "Наукова думка", 1966.

Литовченко К.И., Куц В.П. Акцессорный ельсвортит в пегматитах Західного Приазов'я. - ДАН УРСР, 1972, № 1.

Литовченко Е.И., Куц В.П. Акцессорные бериллы из гранитоидов юго-восточной части Украинского щита. - В кн.: Конституция и свойства минералов, № 8. Киев, "Наукова думка", 1974.

Личак И.Л. Про габрові та діоритові породи Західної Волині. - Геол. журн., 1948, № 1-2.

Личак И.Л. Коростенский магматический комплекс Волини и Приднепровья - В кн.: Геология СССР, т. У. М., Госгеолтехиздат, 1958а.

Личак И.Л. Овручская серия. - В кн.: Геология СССР, т. У. М., Госгеолтехиздат, 1958б.

Луниц А.Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов северо-запада СССР. М., "Недра", 1972.

Луцицкий В.И., Лебедев П.И. Петрография Украины. - Петрография СССР, серия "Региональная петрография". Изд-во Петрограф. ин-та АН СССР, 1934.

Луцицкий В.И., Минаков М.А. Оловоносность северо-западной части Украинской кристаллической гряды. - Сов. геол., 1939, № 4-5.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы и рациональная номенклатура гранитоидов. - Сов. геол., 1963, № 9.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., "Наука", 1967.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы. Их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., "Наука", 1968.

Ляхович В.В., Шевалеевский И.Д. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе гранитоидов. - Геохимия, 1962, № 5.

Ляхович В.В., Шевалеевский И.Д. К характеристике акцессорного циркона из докембрийских гранитоидов Русской платформы и Украинского кристаллического щита. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1965, вып. 3, № 19.

Ляшкевич З.М. Метасоматиты Восточного Приазовья. Киев, "Наукова думка", 1971.

Макарошкин Б.А., Гонибесова К.А., Макарошкина М.С. О блонстрандите. - Зап. Всесоюз. Минер. об-ва, серия II, 1964, ч. 93, вып. I.

Макухина Г.О., Стульчиков В.О. Докембрий П. Базавлудька та Верхівцівська серії. Верхівцівський район. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрий. Київ, "Наукова думка", 1972.

Марченко Е.Я. О турмалине из пегматитов Восточного Приазовья. - В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев, "Наукова думка", 1964.

Марченко Е.Я. О корреляционном значении включений в акцессорном цирконе гранитоидов (юго-восточная часть Украинского щита). - ДАН СССР, 1965, т. 160, № 1-3.

Марченко Е.Я. Про акцессорний циркон Корсунь-Новомиргородського плутону (докембрій України). - ДАН УРСР, сер. Б, 1973, № 9.

Марченко Е.Я., Гончарова Є.І. Акцессорний чевкініт з докембрійських пневматоліто-метасоматичних утворень Приазов'я. - ДАН УРСР, 1962, № 6.

Марченко Е.Я. К вопросу о происхождении акцессорного сфена в гранитоидах Приазовья. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1967, № 21, вып. I.

Марченко Е.Я., Гуров Е.П. О генерациях акцессорного циркона в гранитах (на примере Коростенского плутона докембрия УССР). - ДАН СССР, 1966, т. 169, № 6.

Марченко Е.Я., Гуров Е.П., Чашка А.И. Об акцессорном цирконе генетически связанной серии пород Южно-Кальчикского сиенитового массива в Приазовье (Докембрий УССР). - ДАН СССР, 1969, т. 185, № 6.

Марченко Е.Я., Полудновський Р.М. Про заміщення топазу волокнистим мусковітом. - ДАН УРСР, 1970, № II.

Матковский О.И. Акцессорные минералы гранитоидов Осницкого комплекса. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.

Матковский О.И., Матвиенко А.Д. Акцессорные минералы в камерных пегматитах разной продуктивности и вмещающих их гранитах Коростенского плутона. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1971, вып. 3, № 25.

Мицкевич Б.Ф. Распределение циркона, флюорита и апатита в гранитах Коростенского массива. - В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.

Мицкевич Б.Ф. К геохимии германия в кристаллических породах Украинского щита. - Геол. журн. 1972, т. XXXII, вып. 4.

Минеев Д.А., Резенкова Н.И. О зональности кристаллов вишневогорского пироклора. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1962, ч. 91, № 1.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Мищенко В.С. Акцессорные минералы древнейших гранитоидов Украинского кристаллического щита. - В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов (Труды ИМГРЭ). М., 1969.

Мельник Ю.М., Разумеева Н.Н. Геарксутит из пержанских гранитов Волини. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1969, вып. I, № 23.

Методы химического анализа минерального сырья, вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Методы химического анализа минерального сырья, вып. 7. М., "Недра", 1963.

Методы химического анализа минерального сырья, вып. 10. М., "Недра", 1966.

Морозова Л.И. Акцессорные минералы из кристаллических пород Волчанского выступа. - Геол. журн., 1969, т. 29, № 4.

Назаренко В.А., Биррк Е.А. Определение скандия с пропилафлуороном. - Заводская лаборатория, т. XXII, № 4, 1962.

- Немодрок А.А., Глухова Л.П. Определение микроколичеств урана в почвах, горных породах и минералах с применением арсеназо Ш. - Журн. аналит. химии, 1966, т. XXI, вып. 6.
- Нестеров В.С., Аранова Г.А. Методы химического анализа минералов. - Труды ИГЕМ, 1962, вып. 81.
- Нечаев С.В., Кононов Ю.В. Новый генетический тип редкоземельного оруденения в докембрийских мигматитах Европейской части СССР. - Сов. геол., 1963, № 4.
- Нудельман С.Л., Сидоренко Г.А. О структурных параметрах самарскита. - В кн.: Рентгенография минерального сырья, 1963, № 3.
- Орса В.И. Про співвідношення цирконію, гафнію, урану та торію в акцесорних цирконах гранітоїдів Середнього Придніпров'я. - ДАН УРСР, 1965а, № 10.
- Орса В.И. Ортит из розовых пегматоидных гранитов р. Волынка в Среднем Приднепровье. - В кн.: Морфология, свойства и генезис минералов. Киев, "Наукова думка", 1965б.
- Орса В.И. Про акцесорний монацит из гранітів Середнього Придніпров'я. - ДАН УРСР, 1969, № 8.
- Орса В.И. Гранітоїди центральної частини Середнього Придніпров'я. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972.
- Орса В.И. Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я. Київ, "Наукова думка", 1973.
- Орса В.И., Елисеєва Г.Д. Акцесорные сфены из мигматитов Среднего Приднепровья. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1965, вып. 3, № 19.
- Орса В.И., Елисеєва Г.Д., Казанцева А.И. К характеристике редких земель акцесорных минералов древних формаций Среднего Приднепровья. - Геохимия, 1967, № 2.
- Осадчий В.К., Куц В.П. Колумбітоносні граніти Приазов'я. - ДАН УРСР, 1968, № 12.
- Павлішин В.И. Радофаніт - новий мінерал гранітних камерних пегматитів Волині. - ДАН УРСР, 1969, № 7.
- Павлішин В.И., Вовк П.К. Редкие щелочные элементы в минералах камерных пегматитов. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1971, вып. 1, № 25.
- Павлішин В.И., Возняк Д.К., Мельник В.С. Сингенетические включения след в топазах из пегматитов Волини. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1968, вып. 2, № 22.
- Павлішин В.Г., Марченко Є.Я. Про колумбіт з камерних гранітових пегматитів України. - ДАН УРСР, сер. Б., 1969, № 8.
- Платонов А.Н., Беличенко В.П. Окраска и термолюминесценция волюнских топазов. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1964, вып. 4, № 18.
- Платонов О.М. та ін. Про люмінесценцію акцесорного циркону. - Геол. журн., 1964, т. XXIV, вып. 3.
- Покровская Т.Л. Анализ касситерита. - Заводская лаборатория, 1945, XI, № 4.
- Половко Н.И., Хом'як Т.П. Докембрій Ш. Інгулецька серія, Західно-Інгулецька зона. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972.
- Подуэктов Н.С. Методы анализа по фотометрич. пламени. М., "Химия", 1967.
- Пономарев А.Н. Методы химического анализа минералов горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Пономарев А.Н. Методы химического анализа силикатных и карбонатных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Пятенко Ю.Я. О кристаллохимии и некоторых особенностях минералов группы пирохлора. - Кристаллохимия, 1959, т. IV, № 2.
- Ремешило Б.Г., Вовк П.К. Два типа кристаллов фенакита из камерных пегматитов Волини. - ДАН СССР, 1973, т. 213, № 6.

Родионов С.П. Геологическое строение Кременчугского железорудного бассейна. - Геол. журн., 1939, т. VI, вып. 4.

Родионов С.П. Ингулецкий кристаллический комплекс. - Геол. сб. Киевск. ун-та, 1950, вып. 3.

Розанов К.И., Лавриненко Л.Ф., Джунь В.С. Редкометалльные пегматиты Украины. - В кн.: Редкие элементы, вып. 2 Сырье и экономика. М., Изд-во Ин-та геохимии, минералогии и кристаллохимии редких элементов, 1971.

Рудовская Л.Н. Циртолиты из пегматитов Беломорья. - Труды Ин-та минерал. и кристаллохим. редких элементов, вып. 8, 1962.

Савин Р.Б., Багреев В.В. Фотометрическое определение тория в горных породах с арсеназо Ш. - Заводская лаборатория, 1960, т. 26, вып. 4.

Сагайдак І.Г. Знахідка берилу у Приазов'ї. - Журн. геол.-геогр. циклу АН УРСР, 1934, № 4(5).

Сагайдак І.Г. Петрографічний очерк Середнього Приазов'я. - В кн.: Докембрій УССР, І. Київ, Изд-во АН УССР, 1937.

Салтыкова В.С. и др. Методы полного химического анализа сложных редкоземельных минералов. М., "Наука", 1972.

Семененко М.П. Граніти і пегматити України. - Геол. журн., 1940, т. VI, вып. 4.

Семененко Н.П. Днепровский комплекс гнейсов и их мигматитов с плагиоклазовыми гранитами. - В кн.: Геология СССР, т. V. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Семененко Н.П. Геохимические эпохи и общие закономерности размещения геохимических провинций Украинского щита. - В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев, "Наукова думка", 1975.

Семененко Н.П., Бурксер Е.С., Ивантисин М.Н., Сравнительная характеристика возраста горных пород Украинского кристаллического массива. - Труды У сес. Ком. по опред. абсолют. возраста геол. формаций (19-23 мая 1956), 1958.

Семененко Н.П., Бурксер Е.С., Ивантисин М.Н. Возрастные группы минерализации пород Украины в абсолютном летоисчислении. - Труды У сес. Ком. по опред. абсолют. возраста геол. формаций, 1960.

Семененко М.П., Орса В.І. Комплекс гнейсів та амфіболітів Дніпровської зони. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972.

Семененко Н.П. и др. Геохимическая карта Украинского докембрия. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, "Наукова думка", 1965.

Семененко М.П. та ін. Новий генетичний тип берилієвої мінералізації на Україні. - ДАН УРСР, сер. Б., 1969, вип. 9.

Семенов Е. И. Куплетскит - новый минерал группы астрофиллита. - ДАН СССР, 1956, т. 108, № 5.

Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Семенов Е.И. та ін. Про продукти заміщення чевкініту. - ДАН УРСР, 1972, № 10.

Синькова Л.А., Туранская Н.В. О различном влиянии калия и натрия на миграционную способность редкоземельных элементов. - Геохимия, 1968, № 5.

Слензак О.И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Слензак Е.І. Про турмалінову породу центральної частини Ущ. - ДАН УРСР, 1967, № 6.

Сливко М.М. Материалы по кристаллографии турмалинов пегматитов. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17.

Сливко М.М. Включения растворов в кристаллах шерлов из пегматитов Воьльни (УССР). - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1968, вып. 3, № 22.

Смоголюк А.Г., Краузе В.Н. Об аксессуарном аксиците из докембрия Среднего Приднестровья. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1970, вып. 2, № 24.

Сырокомский В.С., Степин В.В. Применение фенилантрапиловой кислоты для одновременного определения ванадия и хрома и для определения железа в рудах. - Заводская лаборатория, 1936, № 3.

Ткачук Л.Г. Петрография північно-західної частини Українського кристалічного масиву. Вид. Львівск. геол. тов-ва, 1948.

Ткачук Л.Г., Сиростан Р.И. Бугские чарнокито-монцитовые массивы. - В кн.: Геология СССР, т. У. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Ткачук Л.Г., Хатунцева А.А. Осницкий комплекс. - В кн.: Стратиграфия УРСР. Докембрий. Київ, "Наукова думка", 1972.

Тредвел Ф. Курс аналитической химии (количественный анализ), т. 2, кн. I, М.-Л., Госнаучтехиздат, 1931.

Тугаринов А.И., Вайнштейн Э.Е., Шевалеевский И.Д. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метасоматических пород. - Геохимия, 1956, № 4.

Тугаринов А.И., Зыков С.И., Библикова Е.В. О возрасте пород Криворожской серии. - Труды X сессии Ком. по опред. абсолют. возраста геол. формаций, 1963.

Туранская Н.В. Разработка методов рентгеноспектрального анализа редкоземельных элементов и их применение для геохимии. Автореф. дисс. канд. хим. наук. М., 1958.

Усенко И.С. и др. Геохимическая специализация магматических формаций Украинского щита. - В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев, "Наукова думка", 1975.

Фекличев В.Г. Берилл. Морфология, состав и структура кристаллов. М., "Наука", 1964.

Фельдман Г.К. Редкая находка бериллов на Украине. - Инженерный работник, 1928, № 8.

Ферсман А.Е. - Геохимия, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1939.

Ферсман А.Е. - Пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Фомин А.Б., Ярошук Э.А., Каневский А.А. Формации зоны Ташлыкского синклиория. - В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев, "Наукова думка", 1975.

Хатунцева А.А. Стратиграфия докембрия северо-западной части Украинского щита. - Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 2.

Хатунцева А.А., Безпалько Н.А. Знахідка акцессорного фенакіту на Волині. - ДАН УРСР, 1960, № 6.

Хвостова В.А. Минералогия ортита. М.; Изд-во АН СССР, 1962.

Хильтова В.А., Шулешко И.К., Борисова К.Д. Окраска циркона из архейских пород Восточного Саяна. - Геология и геофизика, 1967, № 9.

Хмарук Т.Г. Акцессорные минералы метаморфических пород бассейна р. Токмак (Приазовье). - В кн.: Конституция и свойства минералов. вып. I. Киев, "Наукова думка", 1966.

Хмарук Т.Г. Гнейсовый комплекс Східного Приазов'я. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, "Наукова думка", 1972.

Ходяш Л.Я. Новые данные о галечках конгломератов нижнего отдела Криворожской свиты. - Науч. зап. геол.-геогр. ф-та Днепропетровск. ун-та, т. XXXI, 1948.

Царовский И.Д. Деякі питання стратиграфії докембрію та використання акцессорного циркону для кореляції вивержених порід УРСР. - Геол. журн., 1956, т. XVI, вип. 4.

Царовский И.Д. Использование акцессорного циркона для корреляции докембрийских пород Украинского щита. - В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., "Наука", 1968.

Цвет М.С. Хроматографический адсорбционный анализ. Изд-во АН СССР, 1946.

Дуканов В.А., Есипчук К.Е. Парагенетические ассоциации и последовательность кристаллизации акцессорных минералов в диоритах и тоналитах Западного Приазовья. - Геол. журн., 1971, вып. 4.

- Черепин В.Т. та ін. Дослідження акцесорної берилієвої мінералізації в гідротермально-метасоматичних утвореннях України. - Вісн. АН УРСР, 1973, № 11.
- Черник Г.П. Анализ одного редкоземельного включения из пегматитов Волыни. - Изв. Российской АН, 1922, сер. УІ, т. ХУІ.
- Черников А.А., Горюшина В.Г. Применение трилона Б при анализе бериллиевой бронзы. - Заводская лаборатория, 1955, № 2.
- Чуенко Л.И., Книпович М.Н., Белопольский И.М.П. Полный анализ касситерита. - В кн.: Химический анализ минералов. М., "Недра", 1966.
- Шафрановский И.И. Цирконы Вишневых гор. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1933, ч. 62, вып. I.
- Шафрановский И.И. К вопросу о развитии граней циркона в связи с его генезисом. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1937, ч. 66, вып. I.
- Шафрановский И.И. Кристаллы минералов. - Изд-во ЛГУ, 1957, вып. I.
- Шафрановский И.И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. - М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Шеллер В.Р., Поуэлл А.Р. Анализ минералов и руд редких элементов. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Шендерова А.Г. О хромсодержащем дравите Криворожья. - Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9.
- Шестаков Г.И. Определение микрограммовых количеств урана, тория и свинца в минералах при помощи ионнообменных смол. - Бюл. Ком. по опред. абсолют. возраста геол. формаций, 1967, вып. 8.
- Щербак М.П. Геология і акцесорна мінералізація докембрію верхів Ів р. Тетерева. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
- Щербак Н.П. Геохронология докембрия и петрология гранитов Западной части Украинского щита. - Автореф. докт. дис. Киев, 1970.
- Щербак М.П. Житомирські і Коростишевські граніти. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрії. Київ, "Наукова думка", 1972а.
- Щербак М.П. Докембрії П. Бердичівські граніти. - В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрії. Київ, "Наукова думка", 1972б.
- Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. Киев, "Наукова думка", 1975.
- Щербак Н.П., Елисеєва Г.Д., Бартницкий Е.Н. Геохимия процессов гранитообразования в докембрии Украинского щита. - Тез. докл. МГК, 1971.
- Щербак І.Б. До кількісної характеристики акцесорного циркону уманських гранітів. - Геол. журн. 1968, т. XXVШ, вип. I.
- Щербак І.Б. Петрографія докембрійських порід Центральної частини Українського щита. Київ, "Наукова думка", 1975.
- Эйноор О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. Изд-во Киевск. ун-та, 1971.
- Эйхвальд Э.И. Геогностические замечания о Литве, Волыни и Подолии. - Горн. журн., 1840, № 7.
- Юрк Ю.Ю. Короткий звіт геологічної партії про дослідження рідкісних елементів в Приазов'ї і про наслідки польових робіт у 1937 р. - Геол. журн. 1938, т. 5, вип. 1-2.
- Юрк Ю.Ю. Гранітні пегматити Приазов'я та їх рідкісні елементи. Київ, Вид-во АН УРСР, 1941.
- Юрк Ю.Ю. Редкие минералы пегматитов Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1956а.
- Юрк Ю.Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956б.
- Юрк Ю.Ю., Гуоров Е.П., Гуорова О.П. Перша знахідка томсеноліту на Україні. - ДАН УРСР, 1970, № 5.
- Юрк Ю.Ю., Гуоров Е.П., Гуорова Е.П. Особенности минералогии фтора Украинского кристаллического щита. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Юрк Ю.Ю., Гуоров Е.П., Марченко Є.Я. Перша знахідка бавеніту в пегматитах УРСР, - ДАН УРСР, 1969, сер. Б., № 9.

- Юрк Ю.Ю., Марченко Е.Я., Гончарова Е.Н. Бритолит из кристаллических пород Восточного Приазовья. - ДАН СССР, 1961, т. 137, № 4.
- Юрк Ю.Ю., Марченко Е.Я., Чашка О.И. Про зміщення сподумену галуазитом. - ДАН УРСР, 1970а, № 4.
- Юрк Ю.Ю., Марченко Е.Я., Чашка О.И. Акцессорний ортит з гранітів і пегматитів докембрію Приазов'я. - ДАН УРСР, 1970б, № 3.
- Юрк Ю.Ю., Марченко Е.Я., Чашка А.М. Акцессорні мінерали і елементи гранитоїдов докембрію Приазов'я. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Юрк Ю.Ю., Рябоконт С.М., Шнюков Є.Ф. Турмалини Українського кристалічного щита. - В кн.: Матеріали з мінералогії України. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.
- Юрьева Л.Д., Бойко Д.Д. Апатит основных пород Коростенского плутона. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1974, вып. 2, № 28.
- Яловенко И.П., Юрьева А.Л. Акцессорный монацит в породах Новоукраинского массива. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1967, вып. 3, № 21.
- Якубович К.И. Редкие земли во флюорите Покрово-Киреевского месторождения (Восточное Приазовье). - Геохимия, 1965, № II.
- Beig G. Die Rolle des Phosphors im Mineral rich. - Arch. Lagerst. - forsch, 1922, H. 28.
- Bragg W.L. Atomic structure of Minerals, London, 1937.
- Catanzaro E.G., Kulp J.L. Discordant zircons from the Little Belt (Montana), Beartooth (Montana) and Santa Catalina (Arizona) Mountains. - Geochim. et Cosmochim acta, 1964, V. 28, N 1.
- Fron del C. Hydroxyl substitution in thorite and zircon. - Amer. Miner., 1953, v. 38, N 11-12.
- Gay P. An X-ray investigation of some rareearth silicates: cerite, lessingite, beckelite, britholite and stilwellite. - Mineral. Mag., 1957, V. 21, N 237.
- Hovesy G., Jantzen V.T. The hafnium content of zirconium ores. - Chem Neus, 1924, v. 128, N 3346.
- Körbl I., Pribil R., Fmz A. Xylenol Orange as a new specific indicator. - Chem. listy, 1956, 50, 1440.
- Malkowski St. Z geologii Wolynia. Rocznik Wolynski, t. III, 1934.
- Morozevich I.A. Über Beckelith, ein Cero-Lantano-Didymo-Silicat vom Calcium. - Bull. Inter. de L'Acad. d. Sci. de Cracovie, 1904, N 10.
- Morozevich I.A. Mariupolit i jego Krewniaki. Warszawa, 1929.
- Morozevich I.A. Der Mariupolit und seine Blutsverwandten. - Miner. und Petrogr., Bd. 40, H. V-VI, 1930.
- Pellias P. Sur la repartition du thorium dans les allanites. - Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr. 1955, V. 78, N 4/6.
- Penfield S.L. On the occurrence of alkalies of beryl. - Amer. II. Sci, 28, 1884.
- Pupin Ie an - Pierre Turco Guj. Le zircon acceoire en geotherwetrie. - C.r. Acad. Sci, 1972, D 271, N 15.
- Tilton G.R., Nicolaysen L.O. The use of monazites for age determination. - Geochim. et Cosmochim Acta, 1957, N 11.
- Tomita T. Geologic significance of the colour of zircon at the precambrian in Gapan. - Men. Fac., Kyushu Univ., Ser. D. 4, 135, 1954.
- Van Wambeke L. Etude comparative de Lampasabite et de Samarskite. - Bull. Soc. franc. Min. Crist, t. 83, 10, 12, 1950.
- Van Wambeke L. Pandaite, Baddleyite and Associated Minerals from the Bingo Niobium Deposit, Kivu, Democratic Republic of Congo. - Mineralium Deposita, 6, N 2, 1971.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ АКСЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ УКРАИНСКОГО ШИТА (Б.Ф. Мишкевич)	5
Докембрий 1	5
Докембрий 2	6
Докембрий 3	10
Докембрий 4	11
МИНЕРАЛЫ ЛИТИЯ	14
Сподумен (В.П. Куц)	14
Амблигонит (Е.И. Литовченко, В.П. Куц)	15
Холмквистит (В.П. Куц)	16
МИНЕРАЛЫ БЕРИЛЛИЯ	17
Берилл (Е.И. Литовченко, Н.А. Беспалько)	17
Фенакит (Н.А. Беспалько)	22
Бертрандит (Н.А. Беспалько, В.А. Стадник)	26
Эвклаз (Н.А. Беспалько)	26
Гентгельвин (Н.А. Беспалько)	29
Бавенит (В.А. Стадник, Н.А. Беспалько)	37
Хризоберилл (В.П. Куц)	39
МИНЕРАЛЫ БОРА	40
Турмалин (В.П. Куц)	40
Аксинит (В.П. Куц)	45
МИНЕРАЛЫ ФТОРА	45
Флюорит (В.П. Куц)	45
Топаз (В.П. Куц)	53
Алюмофториды (В.П. Куц)	57
МИНЕРАЛЫ ТИТАНА	61
Сфен (В.И. Орса, В.П. Куц)	61
МИНЕРАЛЫ ЦИРКОНИЯ	66
Циркон (Н.Ю. Левковская, И.Д. Царовский)	66
Цирколит (Н.А. Беспалько, Н.Ю. Левковская)	84
Бадделейт (В.К. Осадчий, В.А. Стадник)	94
Куплетскит (В.П. Куц)	96
МИНЕРАЛЫ НИОБИЯ И ТАНТАЛА	97
Пироксен (В.К. Осадчий, А.Н. Лонской)	99
Эльсвортит (Е.И. Литовченко, В.П. Куц)	101
Ильменорутит (В.К. Осадчий, Е.И. Литовченко)	102
Тапиолит (В.П. Куц)	103
Колумбит - танталит (В.К. Осадчий, Е.И. Литовченко)	104
Приорит - блонстрандин (Е.И. Литовченко, В.К. Осадчий)	112
Самарскит (В.К. Осадчий, Е.И. Литовченко)	114
МИНЕРАЛЫ ОЛОВА	116
Касситерит (В.П. Куц)	116
МИНЕРАЛЫ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ	118
Монацит (Н.П. Шербак)	118
Ксенотим (В.П. Куц)	132
Работованит (В.П. Куц)	134
Апатит (В.П. Куц)	136
Бритолит (В.П. Куц)	139
Паризит (В.П. Куц)	140
Ортит (В.П. Куц, В.И. Орса)	141
Чевкинит (В.П. Куц)	144
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АКСЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ УКРАИНСКОГО ШИТА И МЕТОДЫ ИХ АНАЛИЗА	145
Полный химический анализ ак -	

цессорных минералов (Т.Г.Корниенко, А.И.Самчук, А.И.Козаченко, А.Г.Котько)	145
Хроматографическое определение редкоземельных элементов (Г.Д.Елисеева)	159
Определение тория, урана и свинца в акцессорных минералах для свинцово-изотопного датирования (Г.Д.Елисеева, А.И.Казанцева)	167
ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ УКРАИНСКОГО ШТАТА (в %) (приложение)	175
Минералы лития	176
Минералы бериллия	177
Минералы бора и фтора	180
Минералы титана	189
Минералы циркония	196
Минералы ниобия и тантала	208
Минералы олова	217
Минералы редкоземельных элементов	217
ЛИТЕРАТУРА	244

Наталья Антоновна Беспалько
 Александр Николаевич Донской
 Галина Дмитриевна Елисеева и др.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ УКРАИНСКОГО ШТАТА

Печатается по постановлению ученого совета
 Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор С.А.Свердлова
 Оформление художника Г.М.Балюна
 Художественный редактор И.П.Савицкая
 Технический редактор Т.М.Зубрицкая
 Корректор Л.С.Опенько

БФ 07387. Подписано в печать 17.УІ 1976 г. Формат 60x90 1/16.
 Бумага офо. № 2. Усл.печ. листов 16,5. Уч.-изд.листов 15,71.
 Тираж 700 экз. Изд. № 186. Зак. № 5-959. Цена 1 руб. 68 коп.

Издательство "Наукова думка", 252601, Киев-601, ГСП, ул.Репина, 3.
 Киевская книжная типография научной книги Республиканского производственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.
 252004, Киев-4, ул. Репина, 4.

1 руб. 68 коп.

1837

«НАУКОВА ДУМКА»