

**И. Б. ЩЕРБАКОВ**

**ПЕТРОГРАФИЯ  
ДОКЕМБРИЙСКИХ  
ПОРОД  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
УКРАИНСКОГО ЩИТА**

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

И. Б. ЩЕРБАКОВ

**ПЕТРОГРАФИЯ  
ДОКЕМБРИЙСКИХ  
ПОРОД  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
УКРАИНСКОГО ЩИТА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»  
КИЕВ — 1975



1305

В книге рассматриваются петрография, минералогия, геохимия пород амфиболитовой и гранулитовой фаций междуречья Рось — Юж. Буг, эволюция состава породообразующих и акцессорных минералов в процессе метаморфизма и гранитообразования. Предложена схема формационного расчленения гранитоидов, основанная на их составе, возрасте и *РТ*-условиях образования.

Рассчитана на геологов, занимающихся вопросами петрологии докембрийских образований.

Ответственный редактор

чл.-кор. АН УССР *И. С. Усенко*

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук *Н. П. Щербак*,  
канд. геол.-мин. наук *В. А. Великанов*

Редакция геохимии, минералогии и геофизики

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе рассматриваются вопросы петрологии докембрия крупного региона, расположенного в бассейнах Роси, Горного и Гнилого Тикичей и Юж. Буга и по площади равного одной пятой части Украинского щита, исследованием которого автор занимался в течение 1958—1973 гг. Круг вопросов, возникающих при изучении этого региона, в той или иной мере затрагивает все главные проблемы петрологии докембрия. К ним относятся такие, как реконструкция осадочно-вулканогенных толщ, закономерности развития метаморфизма и распространения метаморфических фаций, направленность метаморфизма, соотношения метаморфизма и гранитообразования, генезис и классификация гранитоидов, эволюция состава минералов в процессе метаморфизма и гранитообразования и многие другие. Плохая обнаженность региона ограничивает возможности решения упомянутых проблем геолого-структурными методами, поэтому на первый план выступают методы исследования вещественного состава горных пород.

Главное место в работе занимает петрографическая характеристика ведущих типов метаморфических пород и гранитоидов, образовавшихся в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. В процессе работы использованы оригинальные химические анализы горных пород (180) и минералов (280), а также проведены другие виды исследований. Акцессорная минерализация изучена на материале 230 искусственных шлихов.

Результаты петрографических исследований совместно с геологическими данными позволяют сделать вывод о существовании двух этапов метаморфизма — прогрессивного и регрессивного, двух типов гранитообразования, связанных с восходящими и нисходящими движениями. Гранитоиды, по мнению автора, образовались на месте и за счет осадочно-метаморфических толщ близкого к ним состава без существенного привноса и выноса гранитообразующего вещества. Гранитоиды наследуют некоторые петроминералогические особенности исходных пород, что дает возможность расчленить их на серии.

Автор глубоко признателен своему учителю — члену-корреспонденту АН УССР И. С. Усенко, а также Р. И. Сироштану, Н. П. Щербаку, В. И. Орсе, Т. Г. Щербаковой, А. Л. Литвину, В. А. Цуканову, Г. Л. Кравченко, Э. А. Ярощуку, М. А. Ярощук и многим другим сотрудникам Института геохимии и физики минералов АН УССР за ценные критические замечания.

## СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Ант — антофиллит	КПШ — калиевый полевой шпат
Ап — апатит	Мг — магнетит
Би — биотит	Му — мусковит
Вол — волластонит	Ол — оливин
Ги — ортопироксен	Орт — ортоклаз
Гр — гранат	Пл — плагиоклаз
Грф — графит	Рог — роговая обманка
Ди — клинопироксен	Сил — силлиманит
До — доломит	Ск — скаполит
Ильм — ильменит	Сф — сфен
Ка — кальцит	Фо — форстерит
Кв — кварц	Хл — хлорит
Кор — кордиерит	Шп — шпинель
Кум — куммингтонит	Эп — эпидот

## КОЭФФИЦИЕНТЫ

$$f = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Mg}} \cdot 100;$$

$$F = \frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}} \cdot 100;$$

$$f_0 = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}} \cdot 100;$$

$$al = \frac{\text{Al} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Mg}} \cdot 100;$$

$$a_{si} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Si}} \cdot 100.$$

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Центральная (средняя) часть Украинского щита (УЩ) — это территория, ограниченная на юге средним течением Юж. Буга, на севере — средним течением Роси, на западе — р. Собью и на востоке — реками Гнилым Тикичем и Синюхой. Ее площадь составляет около 22 тыс. км<sup>2</sup>. Ю. Б. Бабков и др. (1970) также рекомендуют называть описываемый район Центральным, хотя это название чаще применяется к области Ингуло-Ингулецкого водораздела. В работах А. К. Прусса, Я. Н. Белевцева, Г. И. Каляева, А. И. Стрыгина, В. Н. Кобзаря и других геологов район именуется Белоцерковско-Одесской геосинклинальной ветвью.

Геологическое строение этого района рассматривалось в работах, посвященных тектонике щита в целом (Н. И. Безбородько, В. И. Лучицким, Н. П. Семеновко, И. С. Усенко, В. Г. Бондарчуком, Г. И. Каляевым, В. А. Рябенко, А. Н. Козловской, И. И. Чебаненко, О. И. Слензаком и др.). Г. К. Кужелов (1957, 1960) составил первую схему структуры Украинского щита, основанную на обобщении большого геофизического материала, и более детальную схему Среднего Побужья.

Центральная часть щита, по мнению Г. К. Кужелова, разделяется на два блока, причем блок, расположенный к северу от линии Липовец — Цыбулев — Звенигородка, более приподнят. Этим исследователем обосновано выделение Тальновского разлома. Он исходит из представленный, согласно которым магнитные и гравитационные максимумы приурочены к блокам щита, сложенным метаморфическими толщами и имеющим структуру синклиналиев. Блоки, сложенные гранитоидами (им соответствуют магнитные и гравитационные минимумы), рассматриваются как антиклинории. На тектонической карте (Бабчук та ін., 1966) блоки, характеризующиеся гравитационными максимумами, интерпретируются как приподнятые; многие же из выделенных блоков (Гайсинский, Голованевский, Винницкий и др.) содержат как минимумы, так и максимумы силы тяжести.

После работ Я. Н. Белевцева и А. К. Прусса (1962, 1964) рассматриваемый район получил известность как Брусиловско-Одесская структурно-фациальная зона или Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь («Тектоніка Українського щита», 1972).

Белоцерковско-Одесская ветвь, по данным А. К. Прусса (1972), включает две антиклинальные зоны (Уманско-Тетиевскую и Ржищевско-Бориспольскую), три синклинали (Тальновско-Одесскую, Гайсинскую и Белоцерковскую) и несколько переходных. Восточной границей зоны являются Ядловско-Трактемировский и Бугско-Мионовский разломы, западной — Восточно-Житомирский, Джуриновско-Немировский, Вапнярский и Балтский разломы. Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Белоцерковско-Одесской зоны, по его мнению, параллелизуются с соответствующими формациями Большого Кривого Рога.

Общим для всех рассмотренных схем, в том числе и новейших, является то, что породы разной степени метаморфизма учитываются в них только как петрографические разновидности, создающие гравитационные или магнитные поля. В этом отношении выгодно отличается тектоническая схема западной части щита, предложенная О. Б. Гинтовым (1973), который исходит из горизонтального положения зоны амфиболитовой фации как области максимальной гранитизации. Он считает, что на участках щита с низким эрозионным срезом породы гранулитовой фации выходят на поверхность в виде положительных структурных элементов (горст-антиклинорий), тогда как породы гранитного состава приурочены к опущенным блокам (грабен-синклинориям). Мощность «гранитного» слоя в таких блоках не превышает, по его подсчетам, 5—6 км. По мнению этого исследователя, и граниты и метаосадочные породы в пределах отдельных блоков могут образовывать как антиклинальные, так и синклинали складки.

**Геолого-структурное районирование.** Центральная часть щита обнажена неравномерно. Хорошие разрезы имеются на юге и на юго-востоке вдоль рек Юж. Буга, Синицы, Синюхи, Горного и Гнилого Тикичей. На севере сравнительно немногочисленные обнажения приурочены к бассейну Роси. Большая часть района, междуречье Рось — Юж. Буг — Синица, покрыта осадками мощностью 100—200 м; представления о ее геологическом строении основаны на геофизических данных.

Описываемый район располагается между двумя крупными геотектоническими элементами — Подольским блоком на западе и Кировоградским на востоке. По геологическому строению он уникален. Здесь залегают породы с разной степенью метаморфизма (гранулитовая и амфиболитовая фации) и полным набором почти всех известных на щите метаморфических формаций. Они смяты в складки различного простирания и насыщены разнообразными гранитоидами. Земная кора в этом районе разбита на отдельные блоки разломами разного возраста и глубины заложения (рис. 1).

Геологические границы средней части щита проходят либо по зонам разломов, либо по контактам петрографических разновидностей пород. Западная геологическая граница района — меридиональная Звиздаль-Залесская зона разломов — отделяет среднюю часть щита от Подольского блока. Явно разломный характер Звиз-

даль-Залесской зоны выражен только в северной части (в пределах Коростенского плутона), где залегает дайка габбро-диабазов. В районе г. Брусилова Звиздаль-Залесская зона ступенчато переходит в Брусилковский разлом, западнее которого распространены породы городокской свиты преимущественно метапелитового состава, а восточнее — осадочно-эффузивные образования кочеровской свиты (Шоцкий, 1967). По мнению В. А. Рябенко (1972), Брусилловская структура представляет собой шовную или рубцовую синклинали. Южнее, между городами Корнин — Тетиев, Звиздаль-Залесская зона тектонически не проявляется. Этот участок щита является южным продолжением Брусилловской синклинали и одновременно зоной постепенного перехода от бердичевских гранат-кордиеритовых гранитов к мигматитам Белоцерковского блока. В зоне перехода с запада на восток ксенолиты пород гранулитовой фации (гиперстеновые и гранат-биотитовые гнейсы) сменяются ксенолитами metabазитов амфиболитовой фации. По данным Э. В. Мельничука и П. И. Слынько (1967), ширина переходной зоны составляет 35—50 км. Южная часть Звиздаль-Залесской зоны разделяет события Гайсинского блока и гранитоиды амфиболитовой фации Уманского блока. Южнее г. Гайсина эта зона примыкает к Прибугскому разлому и далее на юг не продолжается. Восточная граница средней части щита проходит по Первомайской зоне разломов. На севере, в пределах северо-восточного склона УЩ, эта зона переходит в Ядловско-Трактемировский меридиональный разлом, выделенный по геофизическим данным. Разлом смещен к востоку относительно генерального направления зоны; их сочленение, вероятно, кулисообразное или ступенчатое. Восточнее г. Богуслава Первомайская зона проявляется в виде мощной полосы тектонитов, в районе г. Мироновки — в виде выходов термальных вод. На участке Богуслав — Звенигородка наличие дизъюнктива проблематично, однако петрографическое различие контактирующих толщ несомненно. Западнее линии Богуслав — Звенигородка развит льсянский метаморфический комплекс, представленный плагногранитами и амфиболсодержащими породами, восточнее вся толща



Рис. 1. Схема тектонического районирования центральной части Украинского щита.

Границы блоков: 1 — тектонические разломы, 2 — петрографические; эрозионный срез блоков: 3 — низкий, 4 — средний, 5 — высокий; 6 — переходная зона диафортически переработанных пород гранулитовой фации; 7 — куммингтонитовая зона гранулитовой фации. Блоки (цифры на схеме): 1 — Завальевский, 2 — Голованевский, 3 — Ятранский, 4 — Гайсинский, 5 — Белоцерковский, 6 — Уманский, 7 — Льсянский; Л — Луполовская антиклиналь.

Восточная граница средней части щита проходит по Первомайской зоне разломов. На севере, в пределах северо-восточного склона УЩ, эта зона переходит в Ядловско-Трактемировский меридиональный разлом, выделенный по геофизическим данным. Разлом смещен к востоку относительно генерального направления зоны; их сочленение, вероятно, кулисообразное или ступенчатое. Восточнее г. Богуслава Первомайская зона проявляется в виде мощной полосы тектонитов, в районе г. Мироновки — в виде выходов термальных вод. На участке Богуслав — Звенигородка наличие дизъюнктива проблематично, однако петрографическое различие контактирующих толщ несомненно. Западнее линии Богуслав — Звенигородка развит льсянский метаморфический комплекс, представленный плагногранитами и амфиболсодержащими породами, восточнее вся толща

имеет более метапелитовый характер и относится к ингулецкой серии. В зоне разлома (район Звенигородки) залегают конгломераты (возможно, тектониты) и мощные жилы розовых микроклиновых пегматитов. Между Первомайском и Звенигородкой по Первомайской зоне разломов проходит граница развития чарнокитов (западнее) и порфиробластических гранитов Кировоградского блока. Вдоль этой линии (по р. Синюхе) распространены граниты синюхинского комплекса, являющиеся переходными образованиями между калиевыми фельзическими чарнокитами и типичными порфиробластическими кировоградскими гранитами. Разломный характер этой зоны проявляется, по сообщению В. Н. Кобзаря, в широком развитии глыбовых агматитов. В районе г. Первомайская зона разломов трассируется когломератами (Стрыгин, Кобзарь, Козаков, 1970). Таким образом, Первомайская зона не является строго линейной структурой. Скорее всего, она представляет собой серию кулисоподобных с S-образными окончаниями второстепенных диагональных разломов в зоне сочленения Кировоградского и Голованевского блоков.

Внутреннее строение средней части щита определяется двумя структурно-фациальными областями развития пород: гранулитовой (Среднее Побужье) и расположенной севернее амфиболитовой фациями. Граница между ними проходит по Тальновскому (по другим авторам, Восточно-Уманскому, Бугско-Мироновскому) разлому. Тальновский разлом относится к структурам, наиболее соответствующим представлениям о разломах. Он отвечает от Первомайской зоны в районе г. Богуслава (между селами Хохитва — Дешки), где зарегистрирована общая для этих двух структур зона катаклазированных гранитов, милонитов и псевдотахилитов мощностью 5—7 км. На участке Богуслав — Тальное этот разлом проявляется в виде зоны катаклаза в обнажениях по р. Гнилому Тикичу; по нему проходит петрографическая граница между плагиоклаз-микроклиновыми мигматитами Уманского блока (расположенными северо-западнее) и лысянской толщей существенно плагиоклазовых пород (расположенной юго-восточнее). На участке Тальное—Голованевск Тальновский разлом разделяет два резко отличающихся комплекса: побужский гранулитовой фации и уманский гранитный. Зона разлома сложена толщей тектонитов мощностью 6—7 км (р. Ятрань, с. Текучая) с жилами высокотемпературных калиевых пегматитов. Катаклазу подверглись как граниты, так и чарнокиты. Влияние разлома выражается и в общем структурном плане: к северо-западу от него граниты имеют четкое северо-западное простирание, тогда как простирание чарнокитов возле разлома — северо-восточное. Между р. Ятранью и с. Ульяновкой от основной зоны отходит несколько диагональных разломов более высокого порядка, а в районе с. Ульяновки направление структуры меняется на юго-восточное (Врадневский разлом, по О. Б. Гинтову), и вся зона, по мнению А. К. Прусса (1972), прослеживается до г. Очакова.

В южной части района область развития гранулитовой фации ограничена Прибугским разломом. Влияние разлома выражается в интенсивном катаклазе обнаженных по р. Юж. Бугу пород. Простирание прилегающих к разлому толщ одинаковое — субширотное.

Среднее Побужье — наиболее представительный на УЩ район развития пород гранулитовой фации. Благодаря хорошей обнаженности и целому ряду месторождений (никель, хром, железо, графит, глиноземистое сырье и др.) по степени изученности этот район может конкурировать с Криворожским. В разное время исследованием Среднего Побужья занимались В. И. Лучицкий, А. Н. Козловская, А. В. Красовский, Ю. Г. Дубяга, Л. Г. Ткачук, И. С. Усенко, Н. Т. Вадимов, Г. К. Кужелов, Э. Б. Наливкина, Е. Н. Ушакова, Р. И. Сироштан, И. И. Шевчишин, А. Я. Древин, А. Б. Фомин и многие другие геологи.

Среднее Побужье можно разделить на три структурных элемента. По А. Я. Древин (1967), — это Хашевато-Завальевский и Первомайско-Голованевский синклинорий и Синицовский антиклинорий. Два первых, по нашему мнению, — это блоки с разным уровнем эрозионного среза; третий — Синицовский антиклинорий — относится к зоне, переходной между гранулитовой и амфиболитовой фациями. По составу образования этой зоны — типичные мигматиты амфиболитовой фации, но изредка среди них встречаются реликты пород гранулитовой фации — пироксеновые сланцы и кварциты. От мигматитов последние четко отличаются очень высокой интенсивностью термолуминесценции калишпатов (например, граниты ставковского\* комплекса). Породы переходной зоны прослеживаются почти вдоль всего контакта гранулитовой и амфиболитовой областей и являются, вероятно, продуктами регрессивной переработки пород гранулитовой фации.

В Голованевском блоке можно выделить блоки второго порядка — собственно Первомайско-Голованевский и Ятранский. Такое же разделение отмечается О. Б. Гинтовым (1972) и П. С. Веремьевым (1972). О. Б. Гинтов считает первый блок горст-синклинорием, второй — горст-антиклинорием и выделяет небольшую Луполовскую антиклиналь на юго-западной окраине Голованевского блока. Блоки второго порядка разделяются диагональными разломами.

Область распространения пород амфиболитовой фации включает два блока: северный — Белоцерковский и южный — Уманский. Граница между ними проходит по линии Ильинцы — Володарка — Белая Церковь, т. е. вдоль северо-восточного продолжения Джуриинско-Немировского разлома, установленного В. А. Рябенко. В районе г. Ильинцев разлом трассируется излияниями кислых эффузивов, а в районе г. Белой Церкви известны радоновые воды. В целом Белоцерковская зона разделяет петрографически отличающиеся районы. Севернее ее среди останцов метаморфических пород встречаются железистые кварциты, карбонатные породы, реже —

\* Комплекс описан в главе II.

металелиты (Володарская, Белоцерковская магнитные аномалии, Брусиловская синклинали). Степень метаморфизма этих пород, по данным М. А. Ярошук (1968), соответствует низкотемпературной части гранулитовой фации. Южнее линии Ильинцы — Белая Церковь толща метаморфических пород очень однообразна по составу. Она представлена амфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, биотитовыми гнейсами и мигматитами, общей петрохимической особенностью которых является относительная обогащенность кальцием, вследствие чего почти все они содержат амфибол. Металелиты встречаются крайне редко. Как показал литолого-геохимический анализ эту толщу можно сопоставить с верхней терригенной формацией или терригенным флишем фанерозоя (Щербаков, 1972). Амфиболиты Уманского блока являются, скорее всего, метаморфизованными мергелисто-глинистыми осадками. А. К. Прусс указывает на различия магнитного и гравитационного полей Белоцерковского и Уманского блоков: первый он относит к синклинали, второй — к антиклинальным структурам.

Исследование Гайсинского и Тальновского районов, являющихся сложными геологическими узлами, может помочь решению принципиальных вопросов структуры УЩ.

Гайсинский блок (II порядка) относится к Подольскому блоку, хотя А. К. Прусс включает его в состав Белоцерковско-Одесской зоны. Блок сложен собитами — серий пород, по составу сопоставимых с чарнокитовой серией, но по условиям образования соответствующих амфиболитовой фации. Собиты являются, по нашему мнению, чарнокитами, диафторированными в процессе гранитизации. В отличие от других районов процесс регрессивной гранитизации накладывается на породы, предшествовавшие собитам, сразу без промежуточных переходов, в связи с чем наблюдаются такие парагенезисы, как гиперстен с голубовато-зеленой роговой обманкой. Подобно чарнокитам, собиты содержат ксенолиты двупироксеновых и биотит-гиперстеновых сланцев, большая часть которых превращена в биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты с типичной ассоциацией: голубовато-зеленая роговая обманка, зеленоватобурий биотит, сфен, плагиоклаз, микроклин, кварц. Важной особенностью собитов является то, что ксенолиты основных сланцев ориентированы беспорядочно, полосчатость последних обрывается на контакте с вмещающими породами. Это служит, по нашему мнению, несомненным признаком прохождения через магматическую стадию либо самих собитов, либо исходных для них чарнокитов. Конечные продукты регрессивного преобразования собитов ничем не отличаются от аналогичных по составу пород Уманского блока, а кислые собиты даже внешне очень похожи на уманские граниты. Постепенный переход от чарнокитов через собиты к породам Уманского блока дает основание рассматривать последние как продукты регрессивной переработки более высокотемпературных образований в зоне гранитизации амфиболитовой фации. Еще больше оснований для такого вывода получено при изучении пород Белоцерковского

блока. Здесь более высокотемпературные образования выступают в виде островков, а по составу грубо сопоставимы, например, с метаморфической толщей Завальевского блока (гранулитовая фация). В образованиях Уманского блока реликтов пород более высокотемпературных фаций не установлено; в таком качестве можно рассматривать акцессорные пироксены и гранат в гранитах.

Второй очень интересный район — Тальновский узел — представляет собой сочленение сразу четырех структурных элементов — Уманского, Ятранского, Кировоградского и Лысянского блоков. Породы этих блоков обнажены в районе слияния Горного и Гнилого Тикичей. Структура Тальновского узла до сих пор неясна. С запада и с востока он ограничен Первомайской и Тальновской зонами разломов. В вершине угла, образуемого этими разломами, располагается толща существенно плагиоклазовых пород — Лысянский тектонический клин. Основанием клина служит северное окончание Ятранского блока, ограниченное шириной сел Кривые Колена на р. Горном Тикиче и Лоташево на р. Гнилом Тикиче. Южнее этой линии развиты породы гранулитовой фации, севернее — породы лысянского комплекса, метаморфизованные в условиях прогрессивной амфиболитовой фации; между ними расположена узкая переходная зона шириной не более 1—2 км без признаков разрывных нарушений. Остается неясным является ли комплекс Лысянского клина естественным продолжением Голованевского блока, прогрессивно метаморфизованным в условиях более низкотемпературной фации, либо он относится к Уманскому блоку. Данные ГСЗ свидетельствуют в пользу первого предположения. По мнению В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова и А. А. Трипольского (1972), Одесская зона прослеживается не в направлении на Брусиллов, а восточнее — в направлении на Ядловско-Трактемировские аномалии.

Более определенные соотношения установлены между Ятранским и Уманским блоками. По мнению В. Н. Кобзаря (устное сообщение), район Горного Тикича на отрезке Тальное — Мошуров — прекрасный образец постепенного нарастания степени гранитизации пород с юго-востока на северо-запад. Реликты гранулитовой фации наблюдаются повсюду в широкой зоне от с. Кривые Колена до с. Черная Каменка несмотря на то, что граница между фациями здесь тектоническая (Тальновский разлом). На протяжении зоны происходит постепенная переработка высокометаморфизованных гранулитовых пород в мигматиты амфиболитовой фации. В. Н. Кобзарь считает, что гнейсово-мигматитовые толщи Уманского блока и области развития гранулитовой фации могут рассматриваться как верхний и нижний структурный этажи одного складчатого сооружения, что основано на резком погружении осей складок в северном направлении. Еще раньше на этот факт указывали Л. Г. Ткачук (1940) и И. С. Усенко (1958).

Граница между Тальновским узлом и Кировоградским блоком проходит, как считает В. Н. Кобзарь, по линии Звенигородка —

Лоташево. Восточнее ее залегает толща пород, которую он выделил в шполянский комплекс, сопоставимый с гнейсовыми толщами Ингуло-Ингулецкого водораздела. Т. А. Скаржинская и В. А. Дусяцкий считают аналогами этот комплекс и кочеровскую свиту, развитую на р. Тетерева.

Общая схема строения средней части Украинского щита представляется в следующем виде. Единой геосинклинальной структурно-фациальной зоны здесь не существует. Регион является восточной частью Подольского блока, которая опущена по отношению к западной. Различия в составе пород между западной и восточной частями Подольского блока первого порядка, а также в пределах рассматриваемого региона, обусловлены разной амплитудой вертикальных перемещений тектонических блоков более высоких порядков. В направлении повышения уровня эрозионного среза блоки второго порядка, слагающие среднюю часть щита, располагаются следующим образом: Завальевский, Голованевский, Гайсинский, Белоцерковский, Уманский, Лысянский. Из них только Голованевский блок по высоте эрозионного среза сопоставим с западной частью Подольского блока. В Уманском, наиболее опущенном из всех регрессивно переработанных блоков, обнажаются породы верхней осадочно-терригенной (флишоидной) формации. Этот блок вместе с соседними Белоцерковским и Гайсинским представляет собой блоковое углубление фундамента, окруженное с трех сторон поднятиями — гранулитовой дугой.

## ПОРОДЫ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Геологии и стратиграфии Среднего Побужья посвящены работы Л. Г. Ткачука, И. С. Усенко, а в последнее время А. Я. Древина, Г. Г. Виноградова, О. Б. Гинтова, Э. А. Ярощука, Г. Х. Димитрова и др. Согласно О. Б. Гинтову (1969), структура Среднего Побужья представляет собой совокупность брахискладок северо-западного и субширотного простирания, причем антиклинали сложены чарнокитами и гранитами, а облекающие их синклинали — породами гнейсовой толщи. Э. А. Ярощук (1970) рассматривает структуры, сложенные гранитами, как древние жесткие глыбы, окруженные более молодыми нижнепротерозойскими гнейсами.

Среднее Побужье имеет блоковое строение, которым объясняются закономерности распространения главных типов пород и степени их метаморфизма в современном эрозионном срезе.

Завальевский блок включает все разновидности пород, однако петрографический фон его составляют чарнокиты гайворонского типа (безбиотитовые энлербиты, часто с клинопироксеном) и дупироксеновые сланцы. Сравнительно мало здесь биотит-гиперстеновых гнейсов и аналогичных по составу чарнокитов, а также лейкократовых членов чарнокитовой серии — аплит-пегматоидных гранитов. Эрозионным срезом Завальевского блока вскрыты наиболее высокометаморфизованные породы Среднего Побужья и всего Украинского щита. Максимальная степень метаморфизма проявилась здесь в повсеместном развитии эклогитизации.

Синицовский антиклинорий сложен, по-видимому, полностью дифторированными породами гранулитовой фации и генетически тяготеет к области развития амфиболитовой фации.

Голованевский блок субпараллельными разломами северо-западного простирания разделяется на Первомайско-Голованевский синклинорий и прилегающие к нему с юго-запада и северо-востока Луполовскую антиклиналь и Ятранский антиклинорий. Петрографический фон этого блока составляют кислые породы чарнокитового и гранитового составов, среди которых выделяются синклиналильные структуры, сложенные мета-, ультрабазитами и суперкрупными образованиями. Средняя часть блока, Первомайско-Голованевский синклинорий, сложена кислыми лейкократовыми

чарнокитами токаревского типа, переходящими в нормальные граниты. Луполовская антиклиналь и Ятранский антиклинорный блок сложены биотит-гиперстеновыми гнейсами и чарнокитами с низким содержанием кварца и калишпата (чарнокиты ятранского типа). Несмотря на сходство Луполовской и Ятранской структур, между ними существуют четкие различия в уровне эрозионного среза: по степени метаморфизма породы, слагающие Луполовскую антиклиналь, близки к толще Завальевского блока.

В северной части Ятранского блока можно выделить субширотную зону, в которой развиты специфические породы с куммингтонитом и антофиллитом. Эта куммингтонитовая зона является областью перехода к амфиболитовой фации метаморфизма. Породы куммингтонитовой зоны, по-видимому, представляют собой фрагменты единой толщи прогрессивно метаморфизованных пород, разобщенные в процессе гранитизации на отдельные мелкие блоки или останцы.

Первомайско-Голованевский синклиний по степени метаморфизма занимает промежуточное положение между соседними антиклинальными зонами. В нем значительно шире проявлены процессы гранитообразования, причиной которых является не столько глубинность, сколько близость состава исходных пород к составу нормальных гранитов.

Все рассмотренные структурные элементы Среднего Побужья, кроме Синицовского антиклинория, сложены породами гранулитовой фации. Процессы диафореза по *PT*-условиям не выходили или почти не выходили за пределы гранулитовой фации.

На Среднем Побужье представлены все изохимические группы метаморфических пород, а также габброиды, ультрабазиты, чарнокиты и нормальные граниты. Полный разрез пород, известных под названием хщевато-завальевского комплекса, вскрыт долиной Юж. Буга на отрезке Гайворон — Завалье. В состав комплекса входят следующие породы, приведенные в порядке, отвечающем последовательности осадконакопления (Ткачук, 1940): кварциты (безрудные и железистые); метапелиты с гранатом, силлиманитом и графитом; гранулиты; известково-силикатные сланцы и кристаллические известняки.

Петрография пород Среднего Побужья описана Л. Г. Ткачуком, И. С. Усенко, Р. И. Сироштаном (1950), Е. Н. Ушаковой (1958, 1959, 1960), Г. Г. Виноградовым (1970), В. В. Смирным (1968), Э. Б. Наливкиной (1964), И. Б. Щербаковым (1962, 1963). Ниже кратко рассмотрены основные особенности тех пород, которые специально не изучались в настоящей работе.

Железистые кварциты по валовому химическому составу являются аналогами менее метаморфизованных пород Орехово-Павлоградского, Володарского и, вероятно, Криворожско-Кременчугского районов (Коваль, Щербаков, 1972). Кроме магнетита, в них всегда содержится гранат ( $f = 70-80$ ), клинопироксен ( $f = 50-60$ ), реже гиперстен ( $f = 65-70$ ). Магнетит в кварцитах

имеет состав, типичный для хемогенно-осадочных пород, — он обогащен германием и резко обеднен хромом. Железистые кварциты встречаются повсеместно, но чаще — в ассоциации с чарнокитами в виде тел мощностью до первых десятков метров.

Безрудные кварциты залегают в метапелитах и известняках и характеризуются ясно полосчатой текстурой. Второстепенные минералы в них представлены гранатом ( $f = 60-70$ ), силлиманитом, полевыми шпатами, турмалином дравит-шерлового состава ( $f = 25$ ) и др. (Щербаков, 1961). Мощная толща безрудных кварцитов (500—1000 м), по данным Г. Г. Виноградова, прослеживается почти на 7 км в районе с. Кошаро-Александровки. Ниже с. Завалья пачка безрудных кварцитов мощностью 300 м обнажена на правом берегу Юж. Буга (Белая скала).

Кристаллические известняки детально описаны Л. Г. Ткачуком (1940), Р. И. Сироштаном (1950), И. Б. Щербаковым (1963). Они обнажаются по обоим берегам Юж. Буга в районе сел Антоново — Соломия и Завалья. Мощность известняков вместе с прослоями гнейсов в районе с. Завалья достигает 1,5 км. В Среднем Побужье они имеют существенно доломитовый и кальцит-доломитовый состав. Кальцит (6% магнетитового минала) содержит эксклюзионные вростки доломита. Из силикатов повсюду резко преобладает форстерит ( $f = 7-12$ ), сопровождающийся более поздним флогопитом ( $f = 11$ ). Диопсид ( $f = 20-22$ ) и тремолит ( $f = 25$ ) встречаются крайне редко в виде второстепенных минералов. В мономинеральных диопсидовых породах, залегающих среди известняков в виде небольших линз, диопсид безглиноземистый ( $f = 12$ ). Волластонит в известняках неизвестен. Особенностью известняков Побужья является отсутствие реакционных структур: крайне редко встречается обрастание форстерита диопсидом. Недавно установлен новый для Побужья тип пород — магнетитовые известняки.

Известково-силикатные сланцы — породы скарного состава (Щербаков, 1962), встречаются на Среднем Побужье редко. На левом берегу Юж. Буга выше с. Завалья издавна было известно обнажение пород, описанных как анортозиты. «Анортозиты» залегают среди пироксенитов и габбро-амфиболитов Завальевского хромитового рудопроявления в виде овального тела мощностью около 5 м. Это светло-серые полосчатые породы крайне непостоянного минерального состава, но всегда с резким преобладанием плагиоклаза вплоть до анхимоминерального плагиоклазита. «Анортозиты» имеют состав: плагиоклаз № 94—98, зеленый в шлифе клинопироксен — феррисалит ( $f = 42-72$ ), гранат (гроссуляр — 62,0, андрадит — 16,6, пироп — 4,3, спессартин — 1,0, альмандин — 16,6%), а также роговая обманка, биотит, карбонат, сфен, ортит, апатит, шпинель, скаполит. Интересно, что гранат в «анортозитах», как и в metabazитах Побужья, — более поздний минерал, наблюдается в виде оторочек вокруг зерен феррисалита. Подобные породы — скарны регионального метаморфизма — широко распространены

в Приднестровье, на Подолии, среди гнейсов р. Тетерева, в Приазовье, а в описываемом районе встречаются также в северной части Ятранского блока и особенно в западной части Кировоградского блока (восточнее Первомайского разлома).

Метаморфические толщи Среднего Побужья вмещают комплекс ультраосновных пород с сопутствующими рудопроявлениями никеля, хрома, платины и других полезных ископаемых. Ультраосновные породы в районе с. Завалья были обнаружены еще в 1932 г. Ю. Г. Дубягой и детально изучены Л. Г. Ткачуком и И. С. Усенко, а в последнее время А. Б. Фоминым и др. Подавляющее большинство тел ультраосновных пород приурочено к синклиналим структурам Первомайско-Голованевского блока. По мнению А. Б. Фомина (1971), в ультрабазитах Среднего Побужья выделяются две формации — дунит-гарцбургитовая (хромитоносная) и габбро-перидотитовая.

Стратиграфические схемы Среднего Побужья основаны на соотношениях конкретных совокупностей петрографических типов пород в складчатых структурах. Авторы основных схем — Г. Г. Виноградов (1965), А. Я. Древин (1966) и О. Б. Гинтов (1972). Г. Г. Виноградов разделяет докембрийский разрез Побужья на три свиты снизу вверх соответственно трем крупным структурам: синицовскую (биотит-плагиоклазовые гнейсы амфиболитовой фации), кошаро-александровскую (существенно метапелитовую) и хашева-то-завальевскую (известняковую). Схема А. Я. Древина более детальна, но основана на разрезах Первомайско-Голованевского блока. Кроме трех свит — нижней, средней и верхней — выделяются опорные горизонты. Наиболее обоснованной представляется стратиграфическая схема О. Б. Гинтова, согласно которой выделяется четыре свиты и несколько горизонтов. Разрез побужских докембрийских образований в схеме О. Б. Гинтова начинается с низкоглиноземистых метапелитов (гиперстен-плагиоклазовые гнейсы и чарнокиты по ним), среднюю часть разреза слагает толща дифференцированных осадков от метапелитов до известняков, к верхам разреза отнесены залежи базитов и гипербазитов. По нашему мнению, автор вполне прав, помещая гранито-гнейсы и аплит-пегматоидные граниты в состав разреза наравне с осадочными породами. Во всех трех схемах недостаточно ясно положение метабазитов — двупироксеновых сланцев, что объясняется трудностями распознавания интрузивных габброидов и их излившихся аналогов. Изучение фанерозойских геосинклиналей показывает, что в основании их разрезов лежат вулканы — продукты инициального основного вулканизма.

Приуроченность двупироксеновых сланцев (т. е. метаморфизованных базальтов океанического типа) к самой нижней части гранулитового слоя показывает, что архейская складчатая зона не была в этом смысле исключением.

Н. П. Щербак и В. В. Рябоконт (1971) подробно рассмотрели стратиграфию западной части щита и провели корреляцию выделен-

ных ими гнейсовых серий с соответствующими подразделениями центральной части щита. Гнейсовые комплексы Среднего Побужья отнесены ими к нижней (росинской) серии возрастом 2700—2500 млн. лет.

### Основные породы

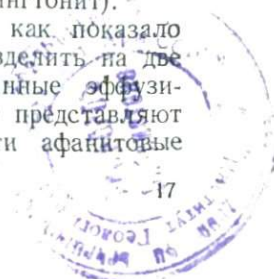
Основные породы разнообразного состава широко распространены почти по всей области развития гранулитовой фации, но особенно по р. Юж. Бугу на участке г. Гайворон — с. Завалье. Они описаны Н. И. Безбородько, Ю. Г. Дубягой, Л. Г. Ткачуком, И. С. Усенко, Н. Т. Вадимовым, Г. Г. Виноградовым, Е. Н. Ушаковой, Э. Б. Наливкиной, А. Б. Фоминым, И. Б. Щербаковым и др.

По минеральному составу основные породы соответствуют габбро-норисам. Реже встречаются меланократовые породы с составом, промежуточным между габбро-норитами и пироксенитами, и лейкократовые породы с составом диоритов и кварцевых диоритов. И. С. Усенко (1958) описал турмалиновый габбро-амфиболит с содержанием турмалина до 43% (с. Капитановка).

1305 По химическому составу основные породы представляют собой изохимический ряд богатых СаО пород с содержанием 46—53%  $\text{SiO}_2$ , 10—16%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и 8—12% СаО. Насыщенность пород кальцием выражается постоянным наличием клинопироксена или роговой обманки. Широко распространенные гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы и сланцы, не содержащие клинопироксена и роговой обманки, относятся к изохимическому ряду нормально глиноземистых бедных кальцием пород. В украинской геологической литературе двупироксеновые и гиперстеновые сланцы нередко объединяются под общим названием пироксен-плаггиоклазовых гнейсов. Расхождения во взглядах на генезис и стратиграфическое положение метабазитов, по мнению автора, были вызваны именно недостаточно четким разделением этих двух групп пород.

Промежуточное положение между двупироксеновыми и гиперстеновыми сланцами занимают породы, умеренно богатые СаО. По кислотности ( $\text{SiO}_2$  — 44—52%) и содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12—16%) они близки к двупироксеновым сланцам, но имеют более низкое содержание СаО (5—9%). В условиях гранулитовой фации умеренно богатые СаО породы по минеральному составу почти не отличаются от двупироксеновых сланцев: они сравнительно обогащены ортопироксеном, содержат меньше роговой обманки и более кислый плаггиоклаз (№ 40—50). Первичные петрохимические особенности этих пород «проявляются» в условиях низкотемпературной части гранулитовой фации (повсеместно содержится куммингтонит).

В генетическом отношении основные породы, как показали их изучение (Хмарук, Щербаков, 1970), можно разделить на две группы: двупироксеновые сланцы (метаморфизованные эффузивы) и метаморфизованные габбро-нориты. Первые представляют собой темно-серые мелкозернистые, сливные, почти афайитовые



породы, на выветрелой поверхности которых проявляется иногда тонкополосчатая текстура. Габброиды — это фанерокристаллические, средне- и крупнозернистые полосчатые или массивные породы.

И габброиды, и, особенно, сланцы, образуют пластообразные тела с четкими ограничениями. Пласты двупироксеновых сланцев, как отмечает О. Б. Гинтов (1972), простираются на десятки километров и прослеживаются на противоположных крыльях синклинальных структур. Для крупных (15—20 м) тел двупироксеновых сланцев характерен одинаковый состав как по мощности, так и по простиранию. Габброиды образуют менее выдержанные по простиранию, но более мощные тела — от нескольких до первых десятков метров. Для тел габброидов характерно более неоднородное строение: лейкократовые и меланократовые обособления, пегматоидные прожилки и т. д. В обнажении левого берега Юж. Буга выше с. Завалья массивные габбро-амфиболиты вмещают крупный ксенолит силлиманитовых гранулитов и гранатовых кварцитов в виде пачки мощностью 10—15 м. Примеры несогласного залегания метабазитов в суперкрупных породах приводил Л. Г. Ткачук (1940). Г. Г. Виноградов (устное сообщение) отметил дайковую форму залегания метабазитов в районе с. Салькова. По данным А. С. Иванушко и др. (1970), в этом районе дайковые тела мощностью 0,15—15,0 м расположены рядами по 3—5 даек. Минеральный и химический составы дайковых пород такие же, как и других метабазитов Побужья.

Постепенные переходы от метабазитов к чарнокитам, на которые часто указывают Э. Б. Наливкина (1964) и другие авторы, рассматривая эти переходы как доказательство метасоматического происхождения чарнокитов, нами нигде не наблюдались. Постепенные переходы наблюдались только между биотит-гиперстеновыми гнейсами и чарнокитами, хотя и между ними довольно редки. Единственным признаком реакционных взаимоотношений метабазитов с лейкократовыми чарнокитами являются маломощные биотитовые оторочки вокруг ксенолитов основных пород.

Для основных пород характерен габбро-коритовый состав, причем в двупироксеновых сланцах обычно преобладает клинопироксен, а в габброидах — гиперстен (табл. I). Те и другие, как правило, амфиболизированы, нередко биотитизированы. В районе Гайворон — Завалье базиты часто гранатизированы. В типичных базитах кварц очень редок: он появляется вместе с гранатом в количестве не более 3%. Габброиды по сравнению со сланцами более меланократовые породы. Фемические минералы в них составляют в среднем 65%. В двупироксеновых сланцах содержание темных и светлых компонентов в среднем одинаково; коэффициент вариации в них — 11%, в габброидах — 30%. В полевошлатовых амфиболитах низкотемпературной части гранулитовой фации (куммигтонитовая зона) иногда совершенно нет пироксенов: нередко появляется кварц.

Структуры метабазитов метаморфические; типично магматические структуры такие, как офитовая нигде не встречены.

Таблица 1

Минеральный состав (об. %) и привязка анализированных образцов основных пород гранулитовой фации

Номер образца	Предполагаемый генезис пород	Привязка	Гр	Ги	Ди	Рог	Би	Пл	Кв	Рудные
29	Метагаббро	р. Юж. Буг, с. Хащеватое	3,2	1,8	3,8	77,5	Нет	11,6	Нет	2,1
46	»	р. Юж. Буг, с. Завалье	42,0	11,0	18,0	1,0	1,0	14,0	»	3,0
95	»	р. Юж. Буг, г. Гайворон	5,7	17,6	15,9	3,9	0,4	47,4	3,5	4,8
281	»	р. Юж. Буг, с. Хащеватое	Нет	23,0	27,0	21,0	Нет	26,0	Нет	3,0
294	»	р. Юж. Буг, с. Завалье	»	29,0	9,3	5,7	»	56,0	»	Нет
296	»	То же	»	20,5	14,7	16,7	»	45,0	»	2,2
48/29 *	»	р. Юж. Буг, г. Гайворон	Есть	Есть	Есть	Есть	»	Есть	»	Есть
85/30 *	»	р. Юж. Буг, с. Буговое	»	»	»	»	Есть	»	»	»
119/39 *	»	р. Юж. Буг, с. Завалье	»	»	»	»	»	»	»	»
229	Метаэффузив	То же	Нет	5,5	12,3	40,9	Нет	40,0	»	0,4
365	»	р. Юж. Буг, с. Сальково	11,6	6,6	13,7	36,0	»	30,8	»	2,1
473	»	р. Юж. Буг, с. Завалье	Нет	4,3	23,9	40,9	Нет	26,9	Нет	4,4
515	»	То же	14,5	9,7	22,8	Нет	»	48,6	1,0	4,3
758	Метагаббро	р. Ятрань, с. Перегоновка	Нет	11,1	16,7	17,8	10,4	43,6	Нет	Нет
178	Метаэффузив	р. Юж. Буг, с. Кошаро-Александровка	»	11,6	14,0	29,1	2,2	42,7	»	0,4
544	»	р. Юж. Буг, с. Подгурье	»	11,3	19,9	25,4	Нет	40,8	»	Нет
744	»	р. Ятрань, с. Дубово	»	8,0	1,0	42,7	»	44,8	»	2,2
1843	»	р. Ятрань, с. Смердиково	»	9,9	19,4	25,9	»	43,8	»	0,5
1853	»	устье Гнилого Тикича	»	22,8	16,1	Нет	1,4	52,6	»	4,5
1779	Не определен	р. Синюха, ниже устья Гнилого Тикича	»	3,0	5,0	52,0	Нет	38,0	»	2,0
1816	»	устье Гнилого Тикича	»	2,0	4,0	41,0	4,0	49,0	»	Нет
1824	»	То же	»	Нет	Нет	25,5	52,6	21,8	»	»
1911	»	ниже устья Гнилого Тикича, с. Павловка	»	»	6,6	56,2	Нет	36,7	»	0,5
133/47 *	»	р. Юж. Буг, с. Красненькое	15,0	5,0	26,0	3,0	1,0	49,0	»	1,0

\* Анализы А. Л. Литвина

Двупироксеновые сланцы характеризуются гранобластовыми структурами. При равном соотношении лейкократовой и меланократовой составляющих структура их аллотриоморфнозернистая, причем зерна всех минералов несколько вытянуты и ориентированы вдоль простирания. Если светлый или темный компонент преобладает, то он образует каркас из зерен, в ячейках которого заключены сравнительно идиоморфные выделения минерала, содержащегося в меньшем количестве. Размер зерен минералов двупироксеновых сланцев обычно 0,3—0,5 мм.



Рис. 2. Симплектитовая оторочка (диопсид и плагиоклаз) вокруг роговой обманки.

Николи ||, ув. 20 × 8.

Для габброндов характерны более крупнозернистые (0,5—1,0 мм) гранобластовая и гломеробластовая структуры. Вследствие перекристаллизации, катаклаза и других процессов происходит перестройка первичнометаморфических структур и различия между сланцами и габброндами стираются.

Особенностью метабазитов гранулитовой фации являются симплектитовые структуры, образующие участки и оторочки вокруг роговой обманки или пироксена на контакте с плагиоклазом. В симплектитовом срастании с плагиоклазом находится, как правило, моноклинный пироксен (рис. 2), реже гиперстен. В составе симплектита пироксен несколько преобладает. Например, на двух участках одного шлифа сделаны подсчеты — Пл:Пи — 37,2:62,8 и 43,8 :56,2. Различаются крупные симплектиты с длиной вростков около 0,2 мм и мелкие — 0,01—0,03 мм. Вростки крупного симплектита сохраняют ориентировку минерала-хозяина, мелкого не ориентированы.

Симплектит образует неполные оторочки вокруг роговой обманки довольно постоянной ширины (около 0,2 мм), а также участки неправильной формы вне связи с роговой обманкой. Необходимым условием появления симплектита в породе является наличие роговой обманки, причем в количестве не менее 10%. Симплектит, однако, возникает не во всех амфиболсодержащих породах. Наибо-

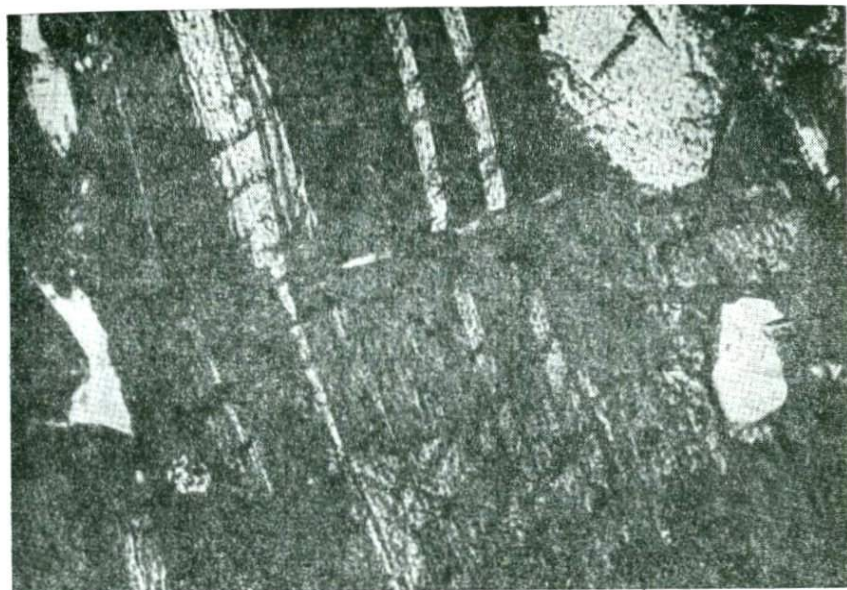


Рис. 3. Экссолуционные вросстки клинопироксена в ортопироксене.  
Николи +, ув.  $40 \times 9$ .

лее широко развиты симплектиты в ксенолитах основных пород среди лейкократовых чарнокитов.

**Породообразующие минералы.** Ромбический пироксен. Образует сравнительно идиоморфные, цельные зерна, редко с включениями плагиоклаза и более поздних минералов. Размеры зерен 0,3—0,7 мм, в габбровых породах порфиробласты и гломеробласты до 3—4 см. Скелетные формы зерен для основных пород гранулитовой фации не характерны; они встречаются в зоне перехода к амфиболитовой фации. В плоскости (100) гиперстен нередко содержит экссолуционные вросстки клинопироксена (рис. 3), описанные О. И. Слензаком (1960), М. М. Кононовой и др. (1972). По данным М. М. Кононовой с соавторами, вросстки представлены более магнезильным, чем минерал-хозяин, ортопироксеном.

Железистость гиперстена изменяется в очень широких пределах от 21 до 63% (табл. 2). Она связана с железистостью породы, равна ей по величине и не зависит от ее кислотности. На основании

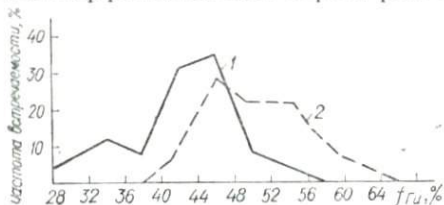


Рис. 4. Железистость гиперстена в габброидах (1) и двупироксеновых сланцах (2) Среднего Побужья.

Химический состав (вес. %) и оптические свойства ортопироксенов из основных

Компонент, константа	Завальевский блок						
	95 *	281	294	296	48/29	85/30	119/39
SiO <sub>2</sub>	50,43	51,55	52,74	51,02	50,10	50,47	51,00
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,10	0,08	0,19	0,20	0,18	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	2,50	3,22	2,07	0,28	1,53	1,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,39	1,82	1,55	0,32	0,77	0,77	0,87
FeO	29,11	16,66	12,08	24,14	28,37	26,58	24,43
MnO	0,33	0,40	0,34	0,51	0,60	0,49	0,40
MgO	15,71	25,10	28,82	19,72	17,13	17,24	19,07
CaO	1,06	0,70	0,22	0,95	1,02	1,48	1,16
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,18	0,05	0,14	0,50	0,30	0,30
K <sub>2</sub> O	0,14	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,06	0,03	0,03	He опр.	He опр.	He опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,09	0,08	0,10	0,02	0,26	0,02
П. п. п.	0,98	1,01	1,07	1,21	1,18	0,85	1,18
С у м м а	100,39	100,29	100,08	100,40	100,05	100,15	99,94
Плотность	3,49	3,43	He опр.	3,50	3,57	3,630	3,607
<i>n<sub>g</sub></i>	1,729	1,703	1,691	1,721	1,728	1,726	1,720
<i>n<sub>p</sub></i>	1,710	1,689	1,677	1,702	1,709	1,708	1,703
<i>n<sub>g</sub></i> — <i>n<sub>p</sub></i>	0,019	0,014	0,014	0,019	0,019	0,018	0,017
2 <i>V</i>	-50	-60	-70	-43	He опр.	He опр.	He опр.
<i>cNg</i>	4	11	4	10	» »	» »	» »
Плеохроизм	Четкий	Слабый	Слабый	Слабый	» »	» »	» »

Формульные коэффициенты в пересчете на 4 катиона

Ca	0,04	0,03	0,01	0,04	0,04	0,06	0,05
Na	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,92	1,36	1,54	1,11	1,00	0,99	1,09
Fe <sup>2+</sup>	0,94	0,50	0,36	0,77	0,94	0,86	0,78
Fe <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	0,04	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Al <sub>VI</sub>	0,02	0,05	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,004
Al <sub>IV</sub>	0,01	0,08	0,10	0,07	0,01	0,01	0,04
Si	1,99	1,92	1,90	1,93	1,96	1,95	1,96
<i>f</i>	51,9	29,2	21,0	41,8	49,0	47,0	42,0

\* Привязка образцов приведена в табл. 1.

изучения  $f_{Ti}$  ранее было высказано предположение о возможности выделения в основных и ультраосновных породах Побужья двух генетических рядов (Щербаков, 1963). Дополнительное исследование, основанное более чем на 100 оптических определениях, показало, что разрыв в железистости обусловлен наличием двух главных генетических типов базитов — габброидов (среднее 44%) и двупироксеновых сланцев (среднее 50%). На диаграмме (рис. 4) различие в железистости показано достаточно четко.

По всем показателям состав ортопироксенов вполне типичен

## пород гранулитовой фации

## Голованевский блок

365	473	758	178	541	1843	1853	133/47
50,73	49,05	51,14	49,03	49,80	48,62	50,41	47,71
0,13	0,18	0,26	0,27	0,28	0,48	0,13	0,23
2,11	1,52	0,89	0,69	1,12	1,28	0,34	1,65
0,42	0,45	2,65	10,16	3,30	1,96	2,84	1,07
25,46	33,04	19,87	18,98	24,05	27,21	25,86	35,05
0,54	0,77	0,47	0,30	0,66	0,80	0,59	0,60
18,71	13,10	23,36	19,20	19,02	17,36	17,60	11,86
0,05	0,78	0,34	0,56	0,49	0,74	0,92	1,10
0,14	0,14	0,06	0,10	0,08	0,08	0,30	0,30
0,00	0,00	0,01	0,04	Сл.	Сл.	0,20	0,60
0,02	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,16	0,12	0,15	0,07	0,10	0,10	0,08	0,06
1,12	1,27	1,19	1,04	1,40	1,56	1,13	1,18
100,49	100,45	100,39	100,44	100,30	100,19	100,40	100,41
3,567	3,633	3,50	Не опр.	3,52	3,48	3,502	3,702
1,720	1,739	1,710	1,718	1,719	1,727	1,726	1,743
1,707	1,720	1,691	1,701	1,707	1,707	1,709	1,726
0,013	0,019	0,019	0,017	0,012	0,020	0,015	0,017
-50	-60	-55	-49	-45	-48	-50	Не опр.
6	3	0	12	5	12	8	» »
Нет	Слабый	Нет	Нет	Нет	Слабый	Нет	» »
0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05
0,01	0,01	0,005	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
1,07	0,78	1,30	1,11	1,09	1,01	1,02	0,72
0,82	1,10	0,62	0,61	0,77	0,89	0,84	1,19
0,01	0,01	0,03	0,16	0,08	0,02	0,05	0,00
0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02
0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,06	0,05	0,04	0,03	0,05	0,06	0,04	0,03
1,94	1,95	1,91	1,90	1,93	1,90	1,96	1,94
44,2	61,0	34,0	41,2	44,3	48,1	47,0	62,6

для основных пород фации двупироксеновых гнейсов (Добрецов и др., 1971). По содержанию  $Al_{\text{сум}}$  пироксены относятся к обычным; два образца (281 и 294) являются алюмобронзитами. Наибольшая концентрация  $Al_2O_3$  наблюдается в пироксенах с железистостью около 30%, что соответствует данным Н. Л. Добрецова, большая часть ортопироксенов характеризуется отрицательной величиной  $D(x)$ , т. е. метабазиты относятся к группе сравнительно низкотемпературных образований и сопоставляются с породами гранулитовой фации Адирондака, Лапландии и беломорид Кольского полуострова.

К высокотемпературным образованиям можно отнести только образцы № 758 и 544, причем оба из Голованевского блока.

Ортопироксены из габброидов по сравнению с ортопироксенами из двупироксеновых сланцев характеризуются повышенным содержанием  $Al_2O_3$  (1,88 и 1,34%, соответственно) и пониженным —  $TiO_2$  (0,17 и 0,27%). Такие содержания  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  характерны для глубинных и эффузивных пород. Уменьшение  $Al_{\text{сум}}$  в пироксенах двупироксеновых сланцев происходит за счет  $Al_{VI}$ . Концентрация CaO в среднем одинакова и в два раза ниже, чем в магматических габбро-норитах (Добрецов и др., 1971). В гиперстенах базитов Завальевского блока концентрация CaO в полтора раза больше, чем в гиперстенах Голованевского. Ортопироксены габброидов и сланцев хорошо разделяются по дискриминантным функциям Н. Л. Добрецова и др. (1971). К магматическим породам, по величине  $D(x)$  относятся образцы № 281, 294, 296, 758, к метаморфическим — № 365, 473, 1843, 544.

Ортопироксены базитов Голованевского блока по сравнению с таковыми Завальевского блока содержат в два раза меньше  $Al_{\text{сум}}$ , причем в четырех анализах из пяти нет  $Al_{VI}$ . Это один из признаков, который позволяет считать базиты Завальевского блока более высокотемпературными образованиями.

Гиперстены из metabазитов разного происхождения хорошо различаются по плеохроизму: гиперстены из габброидов плеохроируют значительно чаще, чем гиперстены из двупироксеновых сланцев. Главная причина, обусловившая плеохроизм, — несомненно наличие железа, так как все гиперстены с железистостью выше 50% в той или иной степени плеохроируют. Вполне очевидно также, что повышенные содержания  $Al_2O_3$  способствуют усилению плеохроизма (Щербаков, 1966; Хауи, 1967; Глевасский и др., 1973), чем и объясняется более четкий плеохроизм гиперстенов из габброидов. Р. А. Хауи связывает интенсивность плеохроизма гиперстенов с уменьшением параметров ячейки, что, в свою очередь, зависит от глиноземистости этих минералов. Исчерпывающее объяснение природы плеохроизма предложил Р. Г. Бернс (Burns, 1966), который показал, что, кроме значительного содержания железа и глинозема в гиперстенах, необходимым условием плеохроизма является упорядоченное расположение атомов  $Fe^{2+}$  в положениях  $M_2$  и наличие  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$  или  $Ti^{4+}$  в положениях  $M_1$ .

Моноклинный пироксен очень редко образует порфиробласты, часто скелетной формы. Под бинокляром зеленый, до бутылочно-зеленого, в шлифах бесцветен, не плеохроирует. В некоторых клинопироксенах из габбро установлена сильная дисперсия оптических осей,  $r > v$  (обр. 29).

По химическому составу и оптическим свойствам клинопироксены определялись ранее как промежуточные разновидности между глиноземистым днопсидом и фассаитом (Щербаков, 1966). По классификации Н. Л. Добрецова с соавторами (1971), большинство этих минералов (табл. 3) относится к группе субкальциевых клинопи-

роксенов. По количеству  $Al_{VI}$  50% образцов соответствуют диопсиду и салиту, остальные — субкальциевому авгиту (фассаиту).

Железистость клинопироксенов на 10—12% ниже железистости сосуществующих с ними ортопироксенов. Различаются по железистости фассаиты из габбро ( $f=28$ ) и двупироксеновых сланцев ( $f=37$ ). Кроме того, для клинопироксенов с пониженной железистостью (меньше 30%) характерны повышенные содержания  $Al_2O_3$  (более 3%). Максимальная железистость и минимальное содержание  $Al_2O_3$  отмечаются у клинопироксенов в парагенезисе с небольшим количеством кварца (обр. 133/47). Наличие граната не влияет на железистость клинопироксена и содержание в нем  $Al$ .

Клинопироксены содержат в среднем немного больше  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , чем сосуществующие с ними ортопироксены, но закономерности их распределения одинаковы.

Количество  $Al_{сум}$  в фассаитах из габброидов в полтора раза выше, чем в клинопироксенах из двупироксеновых сланцев. Важно отметить, что  $Al_{сум}$  изменяется за счет  $Al_{VI}$ , т. е. в пироксенах, как в биотитах и амфиболах, влияние состава пород сказывается одинаково.

Клинопироксены из двупироксеновых сланцев содержат в полтора раза больше  $TiO_2$ , чем клинопироксены из габброидов; средние содержания в них  $CaO$  и  $Na_2O$  одинаковы. По расчету дискриминантной функции клинопироксены относятся к магматическим образованиям.

Клинопироксены из базитов Голованевского блока содержат в два раза меньше  $Al_{сум}$ , чем клинопироксены из базитов Завальевского блока. В них больше  $TiO_2$  и меньше  $Na_2O$ , чем в клинопироксенах Завальевского блока.

Роговая обманка обычно имеет буроватый оттенок по  $Ng$ ; очень редко она зеленая и никогда не бывает голубовато-зеленой, как в породах амфиболитовой фации. Голубовато-зеленая роговая обманка обычно появляется только при замещении ею пироксенов в симплектите на самой поздней стадии метаморфического процесса.

Многочисленные наблюдения убеждают нас в том, что буроватая окраска роговой обманки может служить хорошим критерием разделения пород амфиболитовой и гранулитовой фации; этот критерий даже более надежен, чем химический состав роговой обманки.

Интенсивность абсорбции роговых обманок гранулитовой зоны связана с железистостью, а роговых обманок куммингтонитовой зоны также и с глиноземистостью. Так, роговые обманки № 744, 544, 1911 (табл. 4) с железистостью 40—47%, одинаковым количеством  $TiO_2$  и содержанием  $Al_2O_3$  менее 10% окрашены сравнительно бледно. Можно заметить, что в пределах куммингтонитовой зоны роговая обманка, находящаяся в парагенезисе с пироксенами, окрашена бледнее, чем в меланократовых полевошпатовых амфиболитах.

Простые двойники с плоскостью срастания (100) в описываемой роговой обманке встречаются сравнительно редко. Для роговых обманок куммингтонитовой зоны характерны полисинтетические

Химический состав (вес. %) и оптические свойства клинопироксенов из основных

Компонент, константа	Завальевский блок						
	29*	95	294	296	48/29	85/30	119/39
SiO <sub>2</sub>	50,36	51,97	51,08	50,85	50,95	50,59	51,09
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,20	0,25	0,31	0,27	0,30	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,15	1,80	4,14	3,29	1,86	2,52	2,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	0,54	1,44	1,32	2,22	3,29	2,74
FeO	6,38	11,10	3,74	7,62	10,41	8,19	8,33
MnO	0,13	0,17	0,13	0,17	0,28	0,16	0,18
MgO	13,76	10,86	16,19	13,29	12,58	13,03	13,18
CaO	21,42	22,10	22,02	22,07	20,29	20,20	20,50
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,38	0,35	0,46	0,64	0,88	0,64
K <sub>2</sub> O	0,14	0,12	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	0,01	0,02	0,02	He опр.	0,01	He опр.
H <sub>2</sub> O—	0,08	0,24	0,07	0,12	0,02	0,02	» »
П. п. п.	0,69	0,98	0,69	0,92	0,90	1,03	1,03
Сумма	100,04	100,44	100,12	100,44	100,46	100,26	100,41
Плотность	3,300	3,51	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
<i>n<sub>g</sub></i>	1,714	1,720	1,709	1,717	1,721	1,717	1,717
<i>n<sub>п</sub></i>	1,684	1,689	1,682	1,687	1,691	1,688	1,688
<i>n<sub>g</sub>—n<sub>п</sub></i>	0,030	0,031	0,027	0,030	0,030	0,029	0,029
2 <i>V</i>	+61	+60	+61	+58	+56	+60	+62
<i>cNg</i>	40	42	40	41	42	40	41

Формульные коэффициенты в пересчете на 4 катиона

Ca	0,87	0,91	0,87	0,89	0,83	0,82	0,83
Na	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,20	0,35	0,12	0,24	0,33	0,26	0,26
Mn	0,01	0,01	—	0,01	0,01	0,005	0,01
Mg	0,75	0,62	0,89	0,74	0,71	0,74	0,74
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,02	0,04	0,04	0,06	0,09	0,08
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al <sub>VI</sub>	0,09	0,06	0,06	0,05	0,02	0,03	0,04
Al <sub>IV</sub>	0,11	0,02	0,12	0,09	0,07	0,08	0,07
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	1,89	1,98	1,88	1,91	1,93	1,92	1,93
<i>f</i>	25,6	37,8	15,0	27,5	36,0	32,1	32,1

\* Привязка образцов приведена в табл. 1.

двойники и, видимо, сложные сростания с бесцветными амфиболами, описанные Россом и др. (Ross, Parke, Weiblen, 1968). По мнению этих авторов, в роговых обманках имеются вакансии  $m_4$ , не полностью занятые Ca и Na, вследствие чего они заполняются Fe, Mn и Mg. Такая структура устойчива при высоких температурах, при низких — происходит выделение пластинчатых индивидов бескальциевого амфибола. Авторам не удалось достичь гомогенизации таких амфиболов даже при  $T = 800^\circ \text{C}$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ кбар}$ .

Для роговых обманок куммингтонитовой зоны характерна очень

## пород гранулитовой фации

		Голованевский блок							
365	473	178	541	744	1779	1843	1911	133/47	
50,83	50,63	51,21	50,57	50,48	50,83	50,22	49,95	50,33	
0,25	0,21	0,27	0,39	0,30	0,47	0,27	0,31	0,27	
3,35	2,11	2,73	1,69	1,98	2,21	1,77	1,61	0,31	
1,12	0,42	0,36	1,60	2,37	0,87	1,72	1,14	3,39	
8,25	14,17	8,23	8,93	7,95	12,18	10,80	9,50	15,66	
0,23	0,15	0,23	0,27	0,34	0,32	0,37	0,37	0,23	
12,89	10,89	13,45	13,49	14,48	11,00	12,59	13,56	9,58	
22,07	20,35	22,60	21,30	20,16	20,50	20,65	21,81	18,96	
0,54	0,38	0,40	0,42	0,38	0,38	0,38	0,25	0,52	
0,00	0,04	0,04	Сл.	0,01	Сл.	Сл.	Сл.	0,04	
0,02	0,02	0,02	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,01	
0,05	0,04	0,12	0,08	0,16	» »	0,18	0,06	He	
								опр.	
0,83	1,23	0,73	0,91	1,03	1,74	1,00	1,04	1,19	
100,36	100,44	100,39	99,65	99,61	100,50	99,91	99,60	100,49	
3,338	3,466	3,396	3,38	3,30	He опр.	3,50	3,48	He	
								опр.	
1,716	1,725	1,716	1,718	1,717	1,723	1,720	1,717	1,725	
1,676	1,698	1,686	1,690	1,687	1,691	1,693	1,688	1,686	
0,030	0,028	0,030	0,028	0,030	0,032	0,027	0,029	0,029	
+59	+60	+60	+57	+57	+61	+58	+59	+60	
39	40	42	45	43	40	42	41	42	
0,89	0,84	0,92	0,87	0,82	0,85	0,85	0,90	0,79	
0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	
0,26	0,45	0,26	0,28	0,25	0,40	0,35	0,30	0,51	
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
0,72	0,62	0,76	0,77	0,82	0,63	0,72	0,77	0,56	
0,03	0,01	0,01	0,05	0,07	0,03	0,05	0,01	0,08	
0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
0,06	0,05	0,02	0,01	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	
0,09	0,05	0,04	0,07	0,08	0,04	0,08	0,07	0,01	
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	
1,91	1,95	1,96	1,93	1,92	1,96	1,92	1,91	1,97	
29,4	43,1	27,0	30,6	28,7	40,5	36,3	30,2	44,0	

тонкая отдельность по (001). Эта отдельность — типичный признак малоглиноземистых роговых обманок гранулитовой фации.

Оптические константы роговой обманки:  $2V = (-75) - (-84)^\circ$ ;  $\angle cNg = 11 - 16^\circ$ ;  $n_g = 1,663 - 1,697$ ;  $n_p = 1,640 - 1,675$ ;  $n_g - n_p = 0,019 - 0,026$ .

По наблюдениям в шлифах в большинстве случаев трудно судить о более позднем образовании роговой обманки по сравнению с пироксенами. Однако изредка встречаются признаки явного замещения пироксенов роговой обманкой. Независимо от времени образо-

Компонент, константа	Завальевский блок						
	29*	281	294	48/29	229	758	178
SiO <sub>2</sub>	40,32	43,23	42,88	41,98	42,32	46,26	43,40
TiO <sub>2</sub>	2,18	0,91	0,55	1,90	1,61	1,92	2,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,27	13,38	15,06	10,44	11,80	8,24	11,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,77	2,67	2,65	5,46	3,90	2,99	2,35
FeO	10,44	7,18	5,17	13,79	12,67	8,35	11,92
MnO	0,06	0,07	0,11	0,17	0,18	0,14	0,43
MgO	12,39	16,09	17,55	10,95	10,91	16,30	12,04
CaO	12,69	11,97	12,04	10,57	11,90	11,58	12,08
Na <sub>2</sub> O	1,78	2,00	2,40	2,00	1,25	1,08	1,50
K <sub>2</sub> O	0,55	0,55	0,40	0,61	1,46	1,28	1,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	0,11	0,01	0,01	0,03	He опр.	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,18	0,04	0,05	0,04	0,10	0,32	0,06
П. п. п.	1,75	1,32	0,99	1,82	1,83	1,08	1,36
F	0,00	He опр.	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00
С у м м а	100,38	100,00	99,86	99,74	99,96	99,59	100,45
Плотность	3,243	3,202	He опр.	He опр.	He опр.	3,11	3,274
n <sub>g</sub>	1,691	1,669	1,668	1,690	1,688	1,665	1,682
n <sub>p</sub>	1,667	1,655	1,644	1,672	1,665	1,642	1,654
n <sub>g</sub> - n <sub>p</sub>	0,024	0,014	0,024	0,018	0,023	0,023	0,028
2V	-86	He опр.	-90	-67	-76	-86	-84
Окраска по Ng	Зел.-бур.	Желт.-бур.	Бледн.-зел.	Зел.-бур.	Бур.-зел.	Светл.зел.-бур.	Зел.-бур.

Формульные коэффициенты в пересчете на 23 атома кислорода

K	0,10	0,10	0,06	0,10	0,28	0,24	0,26
Na	0,56	0,56	0,68	0,58	0,36	0,32	0,44
Ca	2,02	1,89	1,83	1,69	1,90	1,79	1,95
Σx	2,68	2,55	2,53	2,37	2,54	2,35	2,65
Mg	2,72	3,02	3,70	2,45	2,42	3,51	2,07
Fe <sup>3+</sup>	1,28	0,89	0,61	1,74	1,58	1,01	1,51
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,06
Fe <sub>VI</sub> <sup>3+</sup>	0,54	0,30	0,28	0,61	0,44	0,33	0,28
Ti	0,24	0,09	0,09	0,21	0,18	0,21	0,25
Al <sub>VI</sub>	0,26	0,69	0,58	0,16	0,38	0,09	0,58
Σy	5,05	5,00	5,27	5,19	5,03	5,16	4,75
Al <sub>IV</sub>	2,04	1,63	1,94	1,69	1,70	1,30	1,48
Fe <sub>IV</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,96	6,37	6,06	6,56	6,30	6,70	6,52
OH	1,72	1,30	0,94	1,82	0,90	1,04	1,36
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00

Производные коэффициенты

f	40,2	25,3	21,4	49,2	45,7	27,8	40,5
f <sub>0</sub>	29,7	25,2	31,5	25,9	21,8	24,6	15,6
a <sub>st</sub>	25,5	20,4	24,2	21,1	21,2	16,3	18,5
al	35,5	33,4	32,4	29,1	31,3	15,5	32,1

\* Привязка образцов приведена в табл. 1.

## род гранулитовой фации

## Голованевский блок

544	744	1843	1779	1816	1824	1911	133/47
41,74	44,78	44,64	43,67	44,71	42,52	47,72	40,68
3,24	1,46	2,40	2,38	0,93	0,69	1,46	2,45
9,10	9,19	8,26	10,28	12,73	14,34	6,83	9,37
6,92	4,24	4,97	3,27	4,21	4,23	2,26	6,82
12,93	11,52	13,96	14,40	13,73	12,01	13,53	17,24
0,20	0,26	0,28	0,28	0,23	0,30	0,30	0,17
11,88	12,91	10,45	10,32	9,06	12,77	13,02	8,19
7,24	11,39	10,85	10,34	10,90	9,66	11,03	10,15
0,91	1,08	1,54	1,53	1,43	1,85	1,31	1,44
4,08	1,06	1,06	0,76	0,45	0,22	0,21	1,41
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,14	0,14	He опр.	0,03
0,30	0,12	0,22	» »	He опр.	0,04	0,20	He опр.
1,54	1,46	1,67	2,60	1,84	1,68	1,67	2,12
He опр.	0,00	0,00	0,07	0,21	0,00	0,00	0,00
100,10	99,51	100,34	100,50	100,57	100,53	99,54	100,07
3,19	3,00	3,18	He опр.	3,24	3,34	3,02	He опр.
1,686	1,688	1,695	» »	1,683	1,676	1,673	1,693
1,662	1,662	1,670	» »	1,660	1,650	1,649	1,675
0,024	0,026	0,025	» »	0,023	0,026	0,024	0,018
+52	-82	-71	-78	-76	-82	-75	-87
Светл.	Желт.-зел.	Бур.-зел.	Зел.-бур.	Светл.сер.-зел.	Гол.-зел.	Светл.жел.-зел.	Темн.зел.-бур.
0,80	0,22	0,20	0,14	0,10	0,36	0,04	0,28
0,28	0,32	0,44	0,42	0,40	0,52	0,38	0,42
1,17	1,80	1,74	1,65	1,71	1,51	1,73	1,68
2,25	2,34	2,38	2,21	2,21	2,39	2,15	2,38
2,68	2,84	2,32	2,28	1,99	2,77	2,85	1,88
1,64	1,42	1,74	1,79	1,69	1,46	1,66	2,22
0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02
0,70	0,46	0,55	0,38	0,46	0,45	0,25	0,79
0,36	0,17	0,27	0,27	0,09	0,08	0,17	0,28
0,00	0,21	0,10	0,40	0,76	0,65	0,19	0,00
5,41	5,14	5,02	5,15	5,02	5,45	5,16	5,15
1,62	1,39	1,35	1,50	1,44	1,80	0,99	1,70
0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
6,30	6,61	6,26	6,50	6,56	6,20	7,01	6,31
1,56	1,44	1,65	2,56	1,82	1,63	1,62	2,18
0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,04	0,00	0,00
46,9	40,4	50,1	49,0	52,2	41,3	40,6	61,8
30,0	24,4	24,0	17,5	21,4	28,0	13,1	26,2
20,2	17,4	16,9	18,7	18,0	22,5	13,7	21,2
26,7	24,0	24,4	27,8	36,0	20,0	15,8	30,2

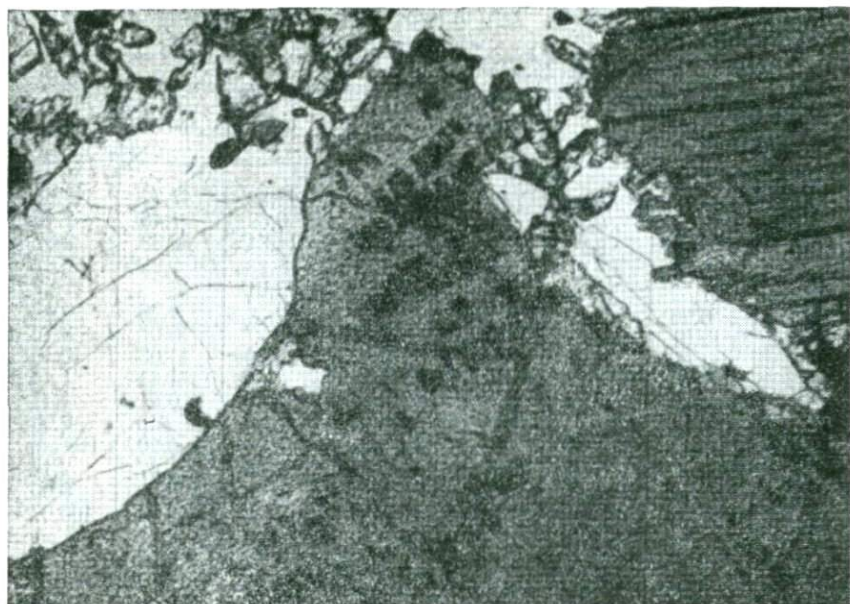


Рис. 5. Пластинчатые выделения гематита (?) в роговой обманке.  
Николи ||, ув. 20 × 8.

вания роговые обманки в шлифе имеют совершенно одинаковый облик.

На контактах соприкасающихся зерен поздней роговой обманки наблюдаются оторочки магнетита, что свидетельствует об образовании ее за счет минерала с более высоким содержанием железа (в данном случае гиперстена).

Особенностью роговой обманки гранулитовой фации являются тонкие пластинчатые прямоугольные вросстки рудного минерала, возможно гематита (рис. 5).

При замещении ортопироксена роговой обманкой плоскость (100) роговой обманки сростается с плоскостью (010) гиперстена, а плоскость (100) клинопироксена — с плоскостью (001) роговой обманки.

Химический состав роговых обманок очень разнообразен. Общим для них является высокое содержание  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  и низкое —  $SiO_2$  и  $H_2O$ . На диаграммах В. В. Закруткина большинство исследуемых роговых обманок располагается в поле гранулитовой фации. Их состав не зависит от наличия граната.

Роговые обманки из габброндов и дупироксеновых сланцев различаются достаточно хорошо. Образцы № 29, 281, 294 (из габброндов) имеют сходство с каринтинскими из эклогитов по высокому содержанию Al, Mg, низкому Ti и резкому преобладанию Na над K.

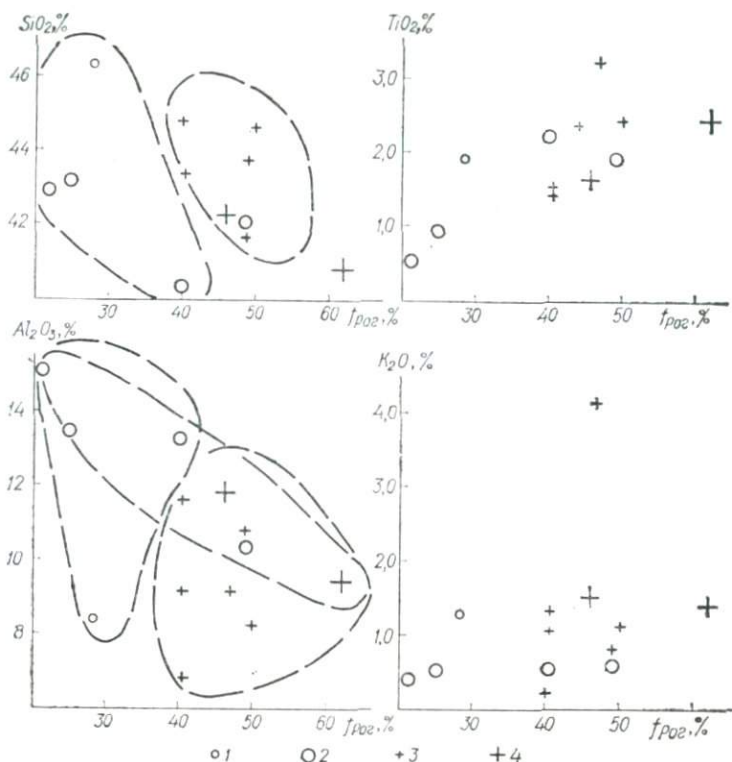


Рис. 6. Графики зависимости железистости ( $f$ ) роговой обманки от содержания минералообразующих окислов.  
Габброиды: 1 — Голованевского блока, 2 — Завальевского блока; двупироксеновые сланцы: 3 — Голованевского блока, 4 — Завальевского блока.

По сравнению с роговыми обманками из двупироксеновых сланцев роговые обманки из габброидов характеризуются низкой железистостью (46,9 и 28,7% соответственно), высоким содержанием  $\text{Al}_{\text{сум}}$  (1,70 и 2,13% соответственно) и большей степенью окисления железа (21,6 и 27,8% соответственно). Более высокое содержание  $\text{Al}_{\text{VI}}$  отмечается в роговых обманках из базитов Завальевского блока, чем из базитов Голованевского блока; пониженная глиноземистость характерна для роговых обманок из сланцев куммингтонитовой зоны.

На корреляционных диаграммах (рис. 6) установлена только одна связь  $\text{TiO}_2 - f$ . На диаграммах  $\text{SiO}_2 - f$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3 - f$  амфиболы из пород разных блоков и разного происхождения образуют разбросанные поля и в каждом из полей намечаются свои связи. На диаграмме  $\text{SiO}_2 - f$  амфиболы разделяются по блокам; на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3 - f$  хорошая корреляция наблюдается только для амфиболов Завальевского блока. При сравнении диаграмм  $\text{SiO}_2 - f$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3 - f$  устанавливается важное обстоятельство — они имеют корреляцию одного знака (отрицательную). По дискримини-



Рис. 7. Оторочки граната (внешняя) и клинопироксена (внутренняя) вокруг роговой обманки.

Николи ||, ув. 9 × 8.

нантной функции Е. А. Костюк (1970), все роговые сбманки, за исключением образцов № 29, 178, 544, не вышли за пределы амфиболитовой фации. Вероятно, границу дискриминантной функции следует поднять до 10,0.

Гранат широко распространен в основных породах Завальевского блока. В пределах Голованевского блока он встречается только в базитах Луполовской антиклинали.

Гранат — это более поздний посттектонический минерал, он развивается в основных бескварцевых породах независимо от их химического состава и генезиса.

Идиоморфные очертания имеют только те кристаллы граната, которые контактируют с плагиоклазом. В окружении фемических минералов гранат резко ксеноморфный ситовидный, скелетный и насыщен включениями всех породообразующих минералов, вплоть до биотита. В крупных выделениях граната обычно наблюдается небольшое количество кварца в виде включений или прожилков, выполняющих трещины.

Гранат нередко образует оторочки, окаймляющие отдельные зерна пироксенов, роговой обманки, магнетита, ильменита или их скопления. При этом внутренняя граница оторочки, обращенная к фемическим минералам, имеет неровные контакты, а наружная, обращенная в сторону плагиоклаза, — прямые (рис. 7). По отно-

## Химический состав гранатов из основных пород гранулитовой фации, вес. %

Компонент, константа	Завальевский блок								Голованевский блок
	29 *	46	95	48/29	85/30	119/39	365	515	133/47
SiO <sub>2</sub>	36,68	36,86	38,04	38,62	37,78	37,92	38,31	38,36	38,27
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,20	0,15	0,10	0,15	0,15	0,15	0,17	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,18	19,03	21,20	19,52	21,01	21,36	20,54	18,20	18,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	0,98	1,54	2,03	0,37	0,17	0,40	1,25	2,03
FeO	23,65	28,71	27,01	26,37	26,29	26,29	25,55	29,81	30,24
MnO	0,97	1,25	0,94	0,94	0,77	0,70	1,40	0,91	1,16
MgO	7,39	3,65	3,34	0,21	6,61	5,93	5,15	3,61	3,00
CaO	6,46	7,67	7,40	6,10	6,86	6,72	6,74	6,90	6,09
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,06	0,12	0,14	0,24	0,15	0,11	0,10	0,26
K <sub>2</sub> O	0,09	0,05	0,10	0,04	0,08	0,04	0,06	0,10	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,07	0,00
П. п. п.	0,03	0,05	0,05	0,31	0,73	0,78	1,78	0,44	0,27
С у м м а	100,26	100,54	99,97	100,40	100,31	100,23	100,23	100,02	100,06
Плотность	3,995	4,019	4,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
n	1,777	1,791	1,788	1,775	1,779	1,783	1,787	1,791	1,782

Компонент, константа	Завальевский блок								Голованевский блок
	29 *	46	95	48/29	85/30	119/39	365	515	133/47

## Формульные коэффициенты в пересчете на 8 катионов

Fe <sup>2+</sup>	1,53	1,95	1,73	1,75	1,73	1,70	1,70	1,91	2,03
Mn	0,06	0,08	0,06	0,06	0,05	0,05	0,09	0,06	0,08
Mg	0,85	0,44	0,40	0,73	0,70	0,70	0,61	0,43	0,36
Ca	0,53	0,67	0,64	0,51	0,58	0,57	0,58	0,60	0,53
Na	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	2,97	3,15	2,95	3,05	3,06	3,02	2,98	3,00	3,00
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,06	0,09	0,11	0,03	0,01	0,03	0,18	0,12
Al	1,94	1,81	2,00	1,80	1,94	1,99	1,92	1,72	1,77
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	2,03	1,88	2,10	1,91	1,97	3,00	1,95	1,90	1,89
Si	3,00	3,00	3,05	3,03	2,96	2,98	3,06	3,09	3,11

## Компонентный состав

Пироп	28,6	14,0	14,0	23,9	22,9	23,2	20,5	14,5	12,0
Альмандин	51,5	62,0	58,6	57,5	56,6	56,3	57,0	63,6	67,6
Спессартин	2,0	3,0	2,1	2,0	1,6	1,7	3,0	2,0	2,7
Гроссуляр	13,5	19,0	17,2	11,5	13,1	18,2	17,8	11,0	11,7
Андрадит	4,4	2,0	4,7	5,2	5,9	0,7	1,5	9,5	6,0
f	66,5	79,7	82,5	72,4	72,0	71,6	75,0	83,1	86,0

\* Привязка образцов приведена в табл. 1.

шению к симплектитовым оторочкам каемки граната являются внешними. Симплектитовые оторочки могут замещаться гранатом: сначала полностью замещается плагиоклаз, а затем и пироксен. Гранат образуется за счет разных фемических минералов на контакте с плагиоклазом.

Таблица 6

Химический состав (вес. %) и оптические свойства биотитов из основных пород

Компонент, константа	758 *	1824	Компонент, константа	758	1824
SiO <sub>2</sub>	39,65	38,06	Формульные коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода		
TiO <sub>2</sub>	4,28	1,32			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,70	18,59	K	0,90	0,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	3,59	Na	0,02	0,16
FeO	9,22	11,17	Ca	0,02	0,09
MnO	0,02	0,04	Σx	0,94	0,87
MgO	20,60	15,56	Mg	2,10	1,66
CaO	0,56	1,20	Fe <sup>2+</sup>	0,58	0,69
Na <sub>2</sub> O	0,11	1,10	Fe <sup>3+</sup>	0,12	0,19
K <sub>2</sub> O	9,37	6,96	Ti	0,06	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,04	Al <sub>VI</sub>	0,00	0,28
П. п. п.	2,52	2,14	Σy	2,86	2,86
F	0,10	0,11	Ti <sub>IV</sub>	0,18	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0,09	Al <sub>IV</sub>	0,91	1,27
С у м а	100,39	99,97	Si	2,91	2,73
n <sub>g</sub>	1,615	1,622	OH	0,74	1,02
Окраска по Ng	Оранже.-бур.	Бур.	F	0,05	0,02
			Производные коэффициенты		
			f	25,0	34,8
			f <sub>0</sub>	17,1	21,6
			a <sub>si</sub>	19,3	37,5
			al	22,8	31,8

\* Привязка образцов приведена в табл. 1.

Состав граната (табл. 5) типичный для основных пород гранулитовой фации (Соболев, 1964); некоторые гранаты размещаются в поле эцлогитов или очень близко к нему. Железистость гранатов зависит только от общей железистости породы и изменяется в сравнительно узких пределах — 70—80%. Наибольшая железистость (86%) отмечается у граната из кварцсодержащего двупироксенового сланца Луполовской антиклинали. Постоянно высокая концентрация известковых компонентов (17—21%) — главная особенность граната базитов.

Б и о т и т — вторичный посттектонический минерал. Он чаще развивается в сланцах, чем в габброидах; замещает пироксены (преимущественно гиперстен) и роговую обманку. В гранатсодержащих

породах биотит ассоциирует главным образом с гранатом. Это бурый, красно-бурый, редко зеленовато-бурый минерал, имеющий все признаки биотита гранулитовой фации — высокую титанистость, низкую железистость и особенно низкую глиноземистость (табл. 6). В куммингтонитовой зоне наряду с вторичным биотитом, рассекающим все минералы вкост сланцеватости, существует и первичный метаморфогенный биотит. Он приурочен к роговообманковым породам и имеет тусклую коричневую или зеленовато-коричневую окраску. Для такого биотита характерны высокая глиноземистость и пониженное содержание  $TiO_2$ .

П л а г и о к л а з всегда свежий, с нечеткими, расплывчатыми, обычно клиновидными и изогнутыми двойниками, нередко пересе-

Т а б л и ц а 7

Состав плагиоклазов из метабазитов, вес. %

Номер образца	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al	Ab	Or	№ Pl	Зональность
178	10,50	2,08	0,08	73,7	26,4	0,8	71	Нет
229	5,88	6,33	0,64	32,7	63,5	3,7	41	Прямая
294	11,20	0,92	0,09	86,1	12,9	0,8	88	Нет
29	10,70	4,80	0,33	55,5	42,5	2,0	56	»
365	9,38	4,00	0,14	71,1	27,6	1,3	64	Прямая

кающимися; sdвойникован по альбитовому, периклиновому и манебахскому законам. Такие двойники с клиновидными окончаниями, по мнению А. Спрая (Spry, 1969), — следствие деформаций. Во многих образцах плагиоклаз зональный. Внешняя зона узкая и резко отличается от центральной по двупреломлению, исчезновению двойниковой структуры и величине  $n_g$ ; она на 10—15% кислее: если ядро соответствует № 45—55, то оторочка — № 35—40. Такой же состав и у плагиоклаза в симплектитах.

Наличие зональности подтверждается сокращенными химическими анализами (табл. 7). Кислая оторочка снижает основность, поэтому зональный плагиоклаз в целом более кислый, чем это следует из оптических данных (федоровский и иммерсионный методы).

Химический анализ чистого тщательно отобранного плагиоклаза (обр. № 29) показывает наличие магния и железа (вес %):  $SiO_2$  53,94;  $TiO_2$  сл.;  $Al_2O_3$  29,49;  $Fe_2O_3$  0,03; FeO 0,14; MnO сл.; MgO 0,35; CaO 10,70; Na<sub>2</sub>O 4,80; K<sub>2</sub>O 0,33; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,03; SO<sub>3</sub> 0,08; п. п. 0,15; сумма 100,04; плотность 2,705 (аналитик Б. В. Мирская). Очень редко в плагиоклазе встречаются крупные прямоугольные антипертиты распада.

Основность плагиоклаза изменяется от 32 до 95% анортита. В распределении плагиоклаза существует определенная закономерность (рис. 8). В гранатосодержащих породах основность плагиоклаза не выше 55% (средняя 49). В безгранатовых породах основность плагиоклаза изменяется от 35 до 95% (средняя 61,6). Эта зако-

номерность установлена и неоднократно доказана В. И. Кицулом и др. (1971). Плагноклазы из безгранатовых базитов Завальевского и Голованевского блоков по основности не различаются. Средний состав плагноклаза в габброидах — 68, в сланцах — 51% анортита.

Состав плагноклаза колеблется даже в пределах одного шлифа. Как показали специальные исследования (Хмарук, Щербаков, 1962), расхождения в основности плагноклаза, полученные федоровским методом в пределах одного шлифа (например, обр. 29, гранатовый габбро-амфиболит), могут достигать 15%; при этом отклонения при замере одного и того же незонального зерна, сделанные в разное время и разными исполнителями, не превышают 1,5% анортита.

**Железистость сосуществующих минералов.** Состав сосуществующих минералов гранулитовой фации всесторонне рассмотрен в работах советских исследователей. Наш аналитический материал по Побужью полностью подтверждает выводы А. А. Маракушева (1965, 1973), Н. Л. Добрецова и др. (1970), Л. Л. Перчука (1970),

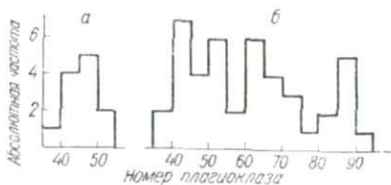


Рис. 8. Основность плагноклаза в гранатосодержащих (а) и безгранатовых (б) базитах гранулитовой фации.

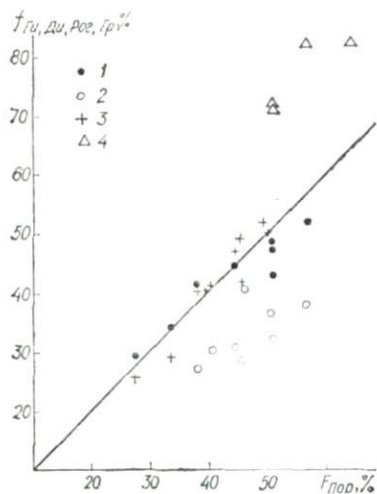


Рис. 9. График зависимости железистости породообразующих минералов от железистости пород гранулитовой фации:

1 — ортопироксены, 2 — клинопироксены, 3 — роговые обманки, 4 — гранаты.

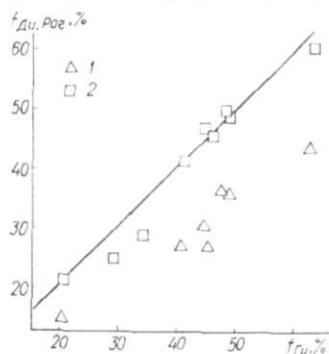


Рис. 10. График зависимости железистости гиперстена от железистости диопсида (1) и роговой обманки (2) в метабазитах гранулитовой фации.

В. А. Глебовицкого и др. (1972) и др. Установлена линейная зависимость железистости феррических минералов от железистости вмещающих пород (рис. 9). Значения железистости ортопироксена и

роговой обманки в среднем совпадают с железистостью породы. Железистость клинопироксена на 12—15% ниже, а граната на 20% выше железистости породы. С возрастанием общей железистости породы увеличивается разрыв между железистостью минералов и породы. Эти соотношения отражены и на диаграмме, показывающей связь железистости минералов и гиперстена (рис. 10), поскольку  $f_{Гн}$  равна  $F_{пор}$ . Подтверждаются данные Л. П. Никитиной и др. (1972), согласно которым в магнезиальной области  $f_{Гн} > f_{Рог}$ , а в железистой —  $f_{Гн} < f_{Рог}$ .

С точки зрения происхождения метабазитов интересны соотношения составов орто- и клинопироксенов. Результаты определения природы каждого вида пироксенов в отдельности с помощью дискриминантных функций не однозначны, хотя в общем согласуются с нашими предположениями о существовании дометаморфических габброидов и основных эффузивов. Однако на корреляционных диаграммах разных авторов (Добрецов и др., 1971; Маракушев, 1973), а также на классификационной диаграмме Г. Хесса все пары пироксенов располагаются в поле метаморфических пород.

По клинопироксен-гранатовому термометру Л. Л. Перчука температуры равновесия пород Завальевского и Голованевского блоков соответствуют 790—800°С, пород куммингтонитовой зоны — 710°; по гиперстен-диопсидовому и роговообманково-плагноклазовому термометрам — 650—750° (для всех этих пород).

**Минеральные парагенезисы и последовательность минералообразования** совершенно одинаковы в метагабброидах и метаэффузивах; наблюдающиеся в шлифах различия обусловлены разным уровнем эрозионного среза слагающих Среднее Побужье блоков — Завальевского и Голованевского. Особое место занимают породы куммингтонитовой зоны.

Наиболее обычен распространенный повсеместно в гранулитовой фации пятиминеральный парагенезис амфибол-двупироксеновых сланцев —  $Гн + Ди + Рог + Пл + Мт$  ( $\pm$ Ильм) (табл. 8). Иногда к указанным минералам добавляется еще один рудный минерал.

В породах Завальевского блока роговая обманка — минерал первичной кристаллизации; она находится в структурном и химическом равновесии с пироксенами. Зерна роговой обманки, как и пироксенов, образуют сетчатый каркас породы и энергетически наиболее упорядоченную гранобластовую (габбровую) структуру. На контакте зерен роговой обманки и гиперстена изредка встречаются выделения магнетита, что свидетельствует о замещении, однако другой, более существенный признак замещения — выделение кварца — при этом не наблюдается. Как впервые отметил Д. С. Коржинский (1945), парагенезис роговой обманки с кварцем в условиях гранулитовой фации является запрещенным. При образовании вторичной роговой обманки должно происходить либо обильное выделение кварца, либо резкое снижение основности плагноклаза. Однако ни первое, ни второе в метабазитах Побужья не наблюдается,

## Минеральные парагенезисы метабазитов гранулитовой фации

Номер образца	Блок, зона	F <sub>пор.</sub> %	№P/I	Железистость, %						
				Гр	Ги	Ди	Рог	Би	Орт	Кв
29	Завальевский	Не опр.	55	51,5 *	43,0	25,6 *	40,2 *	—	Нет	Нет
95	»	56,7	85	58,6 *	52,3 *	37,8 *	—	42,0	Есть	Есть
229	»	Не опр.	33 *	—	50,0	34,0	45,7 *	33,0	Нет	Нет
281	»	27,7	75	55,0 *	29,5 *	25,0	25,3 *	—	»	»
294	»	Не опр.	86 *	—	21,2 *	15,0 *	21,4 *	—	»	»
296	»	» »	63	—	41,0 *	27,5 *	41,0	—	»	Есть
365	»	» »	71 *	57,0 *	36,6 *	29,4 *	Не опр.	—	»	Нет
515	»	63,9	40	63,6	Не опр.	Не опр.	—	—	»	»
48/29	»	68,5	40	57,5 *	48,8 *	36,0 *	49,2 *	—	»	»
85/30	»	51,3	50	56,6 *	47,5 *	32,1 *	Не опр.	—	»	»
119/39	»	51,2	50	56,3 *	43,0 *	32,1 *	» »	—	»	»
544	Первомайский	44,6	51	—	44,4 *	30,6 *	46,0 *	—	Нет	Нет
744	»	45,4	49	—	Не опр.	28,7 *	40,4 *	—	»	»
758	»	33,7	46	—	33,4 *	Не опр.	27,8 *	25,0 *	»	»
1779	»	46,0	53	—	Не опр.	40,5 *	49,0 *	—	»	»
1843	»	50,5	43	—	48,2 *	36,3 *	50,1 *	Не опр.	»	»
1911	»	40,5	62	—	Не опр.	30,2 *	40,6 *	—	»	Есть
133/47	»	63,4	42	67,5 *	63,4 *	44,0 *	61,8 *	—	»	»
178	»	Не опр.	74 *	—	45,4 *	27,0 *	40,5 *	33,0	»	Нет
1853	Куммингтонитовая	50,7	40	—	47,4 *	36,3 *	—	Не опр.	»	Есть
1816	»	49,0	40	—	—	—	52,2 *	» »	»	»
1824	»	39,1	49	—	—	—	41,3 *	34,8	»	Нет

и это можно считать главным доказательством первичности роговой обманки.

Метабазиты с типичными парагенезисами гранулитовой фации —  $\text{Гн} + \text{Дн} + \text{Пл} (\pm \text{Мт})$  — распространены во всех блоках Среднего Побужья. Они переслаиваются с роговообманковыми метабазитами, но количественно им подчинены. Появление роговой обманки в условиях гранулитовой фации, как показывает сравнительный анализ метабазитов, контролируется содержанием  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ . При содержаниях  $\text{CaO}$  ниже 8% роговая обманка в породах базитового состава неустойчива.

Гранатсодержащие парагенезисы —  $\text{Гр} + \text{Гн} + \text{Дн} + \text{Роg} + \text{Пл} + \text{Мт} (\pm \text{Ильм})$  и  $\text{Гр} + \text{Гн} + \text{Дн} + \text{Роg} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Мт}$  (Ильм) — распространены повсеместно в породах Завальевского блока и реже в метабазитах Луполовской антиклинали (западная часть Голованевского блока). Среди метабазитов куммингтонитовой зоны широко развиты амфиболиты состава  $\text{Роg} + \text{Пл} + \text{Кв}$ . Эти породы обычно меланократовые с 60—70% роговой обманки и низким содержанием рудных минералов. Они переслаиваются с амфибол-двупироксеновыми сланцами и куммингтонитсодержащими породами.

По структурным взаимоотношениям минералов можно выделить три этапа преобразования метабазитов: главную фазу метаморфизма гранулитовой фации, возникновение симплектитов и эклогитизацию. Все три этапа проявились только в Завальевском блоке; в Голованевском блоке частичной эклогитизации подверглись лишь метабазиты Луполовской антиклинали; в куммингтонитовой зоне проявился только первый этап. Кроме того, сравнительный анализ составов породообразующих минералов показал, что метабазитовые гранулиты Завальевского блока метаморфизованы в более глубоких условиях, чем метабазиты Голованевского блока. Метаморфизм метабазитов Завальевского блока, судя по наличию первичного граната, достигал самых высоких ступеней гранулитовой фации.

Последующие симплектитообразование и эклогитизация (гранатизация) накладываются на породы в результате погружения блоков.

Пироксен-плагноклазовые симплектиты чрезвычайно характерны для двупироксеновых метабазитов Украинского щита. Они распространены повсеместно в районах развития гранулитовой фации — в Приднестровье (Слензак, 1978), в породах Володарской магнитной аномалии (Ярошук, 1968), но особенно широко на Побужье (Щербаков, 1962). В куммингтонитовой зоне симплектиты деградируют, превращаясь из закономерных прорастаний в гранулярный агрегат плагноклаза и бледной роговой обманки. Они пока неизвестны в породах зонально-метаморфического комплекса Ингуло-Ингулецкого водораздела (Р. Я. Белевцев, устное сообщение), где уровень прогрессивного метаморфизма достигал низов гранулитовой фации.

Наблюдения в шлифах, изложенные в начале этого раздела, позволяют сделать некоторые выводы об основных закономерностях образования и распространения симплектитов.

Пироксен-плагноклазовые симплектиты встречаются исключительно в богатых СаО метабазах — двупироксеновых гнейсах и сланцах. Необходимым условием для их возникновения является наличие роговой обманки, хотя встречаются симплектиты далеко не во всех амфиболсодержащих породах. Симплектиты имеют состав чаще клинопироксен-плагноклазовый, реже гиперстен-плагноклазовый. Из других минералов очень редко появляются магнетит, шпинель или бледная роговая обманка, замещающая пироксены. Следует особо отметить, что пироксеновая и плагноклазовая слагающие всегда находятся в отношении 1 : 1. Плагноклаз симплектита на 10—12 номеров кислее по сравнению с плагноклазом основной массы. Наличие расплывчатых двойников, а чаще их отсутствие, объясняются кислым составом или неупорядоченностью структуры. Плагноклаз основной массы в таких породах нередко имеет прямую зональность.

Симплектит образует каемки постоянной ширины и участки на контакте главным образом роговой обманки и плагноклаза, реже вне всякой связи с роговой обманкой. Полные оторочки не наблюдались. Если симплектит контактирует с пироксеном, то пироксеновая составляющая симплектита представляет собой один кристалл с минералом-хозяином, иногда несколько повернутый относительно последнего. Плагноклазовая составляющая, напротив, не является продолжением прилегающего зерна плагноклаза.

В работах А. А. Маракушева, В. И. Кицула, В. И. Шульдинера, Е. А. Кулиша и других даны описания и термодинамическая интерпретация пироксен-плагноклазовых и роговообманково-плагноклазовых симплектитов вокруг граната (возможны полные оторочки). В породах Побужья симплектит образуется до появления граната, так как замещается им, но лишь после главной фазы метаморфизма гранулитовой фации, поскольку симплектит не нарушен дифференциальными движениями.

А. А. Маракушев (1965) объясняет механизм образования пироксен-плагноклазового симплектита вокруг граната обменной реакцией превращения кальциевого граната в более железистый с одновременной кристаллизацией пироксена и плагноклаза. Реакция, по расчетам А. А. Маракушева, имеет большой положительный объемный эффект, т. е. является регрессивной и по своей направленности противоположна реакции эклогитизации.

До сих пор нет объяснения происхождению симплектитов, которое бы учитывало все их особенности. Если исходить из предположения, что реакция образования симплектита метаморфическая и связана с простым разложением роговой обманки, тогда прогрессивная направленность процесса вполне очевидна:



При этом должно происходить существенное раскисление плагиоклаза, что и наблюдается в действительности. Так представляют это явление С. К. Сен и С. Рэй (Sen and Ray, 1971), что, однако, не объясняет наличия только одного из пироксенов в составе симплектитов. Теоретические количественные соотношения образующихся фаз также не отвечают наблюдаемым.

Более вероятно представление о симплектитах как результате частичного плавления метабазитов. Начальная температура плавления почти безводного оливинового толейита, как следует из опытов Н. И. Хитарова с соавторами (1972), К. Ито и К. Дж. Кеннеди (1972), при общем давлении 6—7 кбар соответствует примерно 1100°C. Ито и Кеннеди считают, однако, что в опытах Грина и Рингвуда жидкая фаза появлялась уже при 1000°. Содержание 1—2% воды в метабазитах способно вызвать давление до 1 кбар, что должно понизить температуру плавления еще на 100°, т. е. до такого предела, какой достигается в условиях гранулитовой фации. Давление воды, по-видимому, создавалось в результате дегидратации роговой обманки, которая, по данным разных авторов (Essene, Neelsen, 1970; Никитина и др., 1972), происходит в интервале температур 700—900°C. Недостатком воды объясняется малый объем образующегося симплектита — не более 8—10% объема породы.

Предложенный механизм образования симплектитов, как нам кажется, верно объясняет главные их особенности — гранофировый внешний облик, постоянную ассоциацию с роговой обманкой, постоянную ширину оторочек, состав агрегата, строго отвечающий габбро, более кислый состав плагиоклаза и др. Этот механизм не объясняет, однако, каким образом расплавленные участки затем вновь кристаллизуются и при дальнейшей эклогитизации ведут себя как твердофазовый агрегат.

Явления эклогитизации двупироксеновых метабазитов рассмотрены ранее (Усенко, Щербаков, 1965, 1970). Было показано, что образование граната происходит в результате понижения химических потенциалов воды и щелочей и сопровождается выделением  $\text{SiO}_2$ . Гранатизация основных сланцев является заключительным этапом гранулитовой стадии метаморфизма и приурочена только к Завальевскому блоку. Нет оснований утверждать, что весь гранат образуется в этот заключительный этап, однако многочисленные наблюдения в шлифах указывают на его более поздний характер. Гранат проникает между зернами темноцветов, образует оторочки, неправильные скелетные зерна, служит цементом в породе. Во включениях в гранате содержатся все минералы, в том числе и биотит. Иногда включения приурочены к центру зерен граната, образуя типичный гелицитовый кристалл, но чаще располагаются незакономерно. Включения салических минералов — плагиоклаза и кварца — имеют характерную форму сжатых пузырьков жидкости, находящихся под большим давлением. Гранат замещает симплектит и, в первую очередь, его плагиоклазовую составляющую. Это, несомненно, посттектонический минерал.

В одной трети гранатсодержащих метабазитов количество кварца не превышает 5%. Парагенезис роговой обманки с кварцем установлен только в гранатсодержащих породах. Есть все основания полагать, что кварц, как и гранат, является новообразованным минералом, возникающим в процессе гранатизации метабазитов. Более странно то, что кварц встречается далеко не во всех гранатизированных породах. По-видимому, гранат в таких породах является все же первичным.

Отсутствие кварца во многих гранатсодержащих породах можно объяснить по-разному. Наличие и количество его обусловлены составом тех минералов, на месте и за счет которых образуется гранат. Наибольшее количество кварца, как показывает расчет реакций, должно появляться при гранатизации пироксенов, так как разность содержания  $\text{SiO}_2$  в гранатах и пироксенах максимальная. Меньше кварца должно выделяться при гранатизации роговой обманки. Правильность такого предположения подтверждается, в частности, тем, что больше всего кварца именно в безроговообманковых гранатовых породах с парагенезисом  $\text{Gr} + \text{Gi} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{Kv} + \text{Mt}$ . Количество кварца в таких парагенезисах возрастает за счет уменьшения количества плагиоклаза параллельно с увеличением содержания граната и может достигать 15% при содержании граната до 40%. При небольшом количестве новообразованного граната отсутствие кварца компенсируется возрастанием кислотности плагиоклаза. Это также согласуется с приведенными выше наблюдениями и данными по основности плагиоклазов. Понижение кислотности плагиоклаза в гранатсодержащих породах хорошо обосновано также в работах В. И. Кицула. Раскисление плагиоклаза, по его расчетам, связано с повышением давления. Однако в некоторых гранатовых метабазитах Побужья, как уже отмечалось, есть случаи появления граната в парагенезисе с плагиоклазом высокой основности (выше № 60).

Подтверждают вторичность кварца в гранатсодержащих породах и эксперименты Грина и Рингвуда (1968) по эфлюидизации базальтов, повторенные Ито и Кеннеди (1972). Последние указывают, что при добавлении 10—15% кварца к исходной породе значительно повышается давление, при котором образуется гранат. Ито и Кеннеди пришли к важному выводу, не согласующемуся с предыдущими экспериментами: «... при прочих равных условиях гранат становится стабильным в недосыщенных кремнекислотой породах при более низких давлениях, чем в насыщенных кремнекислотой породах».

Состав граната связан с основностью сосуществующего плагиоклаза и железистостью феррических минералов. Роговая обманка и клинопироксен в парагенезисе с гранатом (Маракушев, 1965, 1973) обедняются Са и Al, за счет чего в них увеличивается сумма Mg и Fe. Одновременно они обогащаются элементами, чуждыми гранату — Ti, K и Na. Гранат образуется в породах любой железистости.

**Геохимические особенности метабазитов.** Сравнительное изучение малых элементов в метабазитах (Хмарук, Щербаков, 1970) показало, что геохимический критерий для расчленения этой группы пород является самым надежным. Габброиды и двупироксеновые

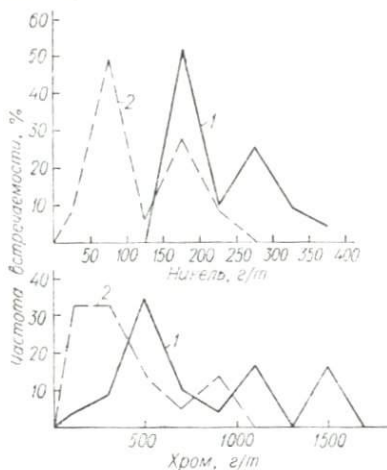


Рис. 11. Распределение никеля и хрома в габброидах (1) и двупироксеновых сланцах (2) Среднего Побужья.

сланцы хорошо различаются по содержаниям Ni, Cr, V, Sr и Y (табл. 9). Интересно, что распределения Ni и Cr (рис. 11) в обеих группах метабазитов имеют бимодальный характер; это объясняется не только группировкой анализов при составлении выборок, но и указывает, возможно, на существование двух разных генетических групп в пределах каждой из разновидностей. В частности, А. Б. Фомин (1968) полагает, что основные и ультраосновные породы Побужья принадлежат к двум формациям: гипербазитовой и габброперидотитовой. Полученные им средние содержания Ni для метабазитов габбро-перидотитовой и гипербазитовой формаций (Фомин и др., 1971) полностью подтверждают наши цифры.

Особенностью всех метабазитов Побужья является высокое значение отношения Cr : Ni, что характерно для магматических пород (Сидоренко и др., 1972), и низкое содержание меди. На диаграмме, предложенной Б. Ликом (Leake, 1964), наблюдается четкая прямая связь магнезиальности пород с содержанием в них Ni и Cr.

**Содержание элементов-примесей в метабазитах Среднего Побужья и кларки для ос-**

Порода, источник	Ni	Cr	Co	Ti	V
Габброиды Среднего Побужья	238	905	46	2800	410
Двупироксеновые сланцы Среднего Побужья	120	370	47	2857	212
Базальты (Prinz, 1967)	90	162	40	Нет свед.	247
Базальты (Turekian a. Wedepohl, 1961)	130	170	48	» »	250
Докембрийские диабазы Онтарио (Fairburn, 1953)	110	220	39	» »	220
Оливиновый базальт Гавайи (Wager a. Mitchell, 1953)	80	400	30	» »	400
Основные магматические породы (Виноградов, 1962)	160	200	45	9000	200
Глины (Turekian a. Wedepohl, 1961)	68	90	19	Нет свед.	130

Интересные геохимические особенности выявляются при изучении корреляционных связей малых элементов основных пород. Расчеты выполнены отдельно для двух выборок — габброидд. (23 анализа) и двупроксеновых сланцев (22 анализа). При одинаковом количестве анализов можно сравнивать силу корреляционных связей непосредственно по величине коэффициентов корреляции, поэтому в табл. 10 обе матрицы написаны вместе. В матрицу введены также железистость гиперстена, основность плагиоклаза и отношение  $Cr : Ni$ , что позволяет оценить связь малых элементов с двумя породообразующими —  $Mg$  и  $Fe$ , поскольку железистость гиперстена в среднем равна железистости породы.

Изучение связей показывает, что для одних элементов они одинаковы в обеих группах пород, для других — противоположно направлены.

Выявляется сильная отрицательная корреляция  $f_{Ti} - Ni$  и  $f_{Ti} - Cr$  (т. е.  $Fe - Ni$ ;  $Fe - Cr$ ), причем для сланцев эта связь намного слабее. В обеих группах одинаково сильны связи  $Ni - Cr$  и  $Cr - Cr : Ni$ . Отсутствие связи  $Ni - Cr : Ni$  согласуется с низким коэффициентом вариации  $Ni$  и указывает на то, что величина  $Cr : Ni$  обусловлена колебаниями содержания  $Cr$ . Следует отметить сильные положительные связи  $Ti - Zr$  (слабее в сланцах),  $V - Zr$  (сильнее в сланцах),  $V - Ga$ ,  $Zr - Ga$ ,  $Cu - Ga$  и  $Fe - Ti$ . Содержания  $Cr$  и  $Ti$  повышаются с возрастанием основности плагиоклаза (связи №  $Pl - Ti$ ; №  $Pl - Cr$ ), но между самими элементами связи нет. Слабая отрицательная корреляция намечается между  $Ni$  и  $Ti$  в габброидах.

Многие связи в обеих группах пород имеют разную направленность. Связь  $Cr - Cu$  в ортопородах должна быть положительной, в парапородах — отрицательной (Walker et al., 1960; Сидоренко и др., 1972). В исследуемых породах характер связей  $Cr - Cu$  и  $Ni - Cu$  обратный. Связь  $f_{Ti} - Cu$  ( $Fe^{2+} - Cu$ ) указывает на возрастание

Таблица 9

новных пород по данным разных авторов, гт

Mn	Zr	Cu	Ga	V	Sr	Cr : Ni
1550	34	17	37	29	Не опр.	3,73
1900	30	20	42	Не опр.	279	3,02
Нет свед.	116	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.
» »	140	» »	» »	» »	» »	» »
» »	100	» »	» »	» »	» »	» »
» »	100	» »	» »	» »	» »	» »
2000	100	100	18	20	440	» »
Нет свед.	160	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	» »



содержания  $\text{Si}$  в габброидах с повышением железистости, в сланцах содержание  $\text{Si}$  возрастает с повышением магнезиальности. Противоположную направленность в габброидах и сланцах имеют такие связи: №  $\text{Pl}-\text{Co}$ ; №  $\text{Pl}-\text{V}$ ; №  $\text{Pl}-\text{Zr}$ ; №  $\text{Pl}-\text{Ga}$ ;  $\text{Co}-\text{Ti}$ ;  $\text{Co}-\text{Cr}$  и др.

Стронций, этот типичный, как предполагают, элемент ортопород, накапливается в основном в сланцах и по своим связям сходен с  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Ti}$ . Особенно показательны сильные отрицательные связи его с  $\text{Cr}$  и  $\text{Ni}$  в сланцах. Таким образом, либо эта связь отрицает параприроду сланцев, либо она не имеет такого значения, какое ей придают некоторые авторы.

Аналогичные исследования проведены для двупироксеновых сланцев и чарнокитов Западного Приазовья. Изучение показало, что габброидов в чарнокитовой толще Приазовья нет. Двупироксеновые сланцы содержат меньше  $\text{Ni}$  (83  $\text{g/m}$ ) и  $\text{Cr}$  (306  $\text{g/m}$ ) и больше  $\text{Ti}$  по сравнению с аналогичными породами Побужья. Не исключено, что более низкие содержания  $\text{Ni}$  и  $\text{Cr}$  связаны с более низкой степенью метаморфизма двупироксеновых сланцев Приазовья.

Геохимической особенностью метабазитов гранулитовой фации является высокое содержание  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{V}$  и низкое —  $\text{Si}$  и  $\text{Sr}$ . Высокие содержания  $\text{Ni}$  и  $\text{Cr}$  отличают их от молодых базальтоидов и основных пород в целом (см. табл. 9). Такие высокие содержания этих двух элементов возможны только в ортопородах (Fröhlich, 1960).

Геохимические особенности пород, переходных от метабазитов к низкоглиноземистым (гиперстенсодержащим) метапелитам, иные: в среднем значительно ниже содержание  $\text{Ni}$  (30—100  $\text{g/m}$ ) и  $\text{Cr}$  (50—200  $\text{g/m}$ ), причем отношение  $\text{Cr} : \text{Ni}$  близко к 1,0 и нередко ниже. Эти породы отличаются очень неоднородной тонкосланцеватой текстурой и ассоциируют исключительно с чарнокитами. Учитывая геохимическое родство таких пород с чарнокитами, с одной стороны, и с двупироксеновыми сланцами и габброидами — с другой, можно предположить, что в их образовании большую роль играл туфогенный материал, на что указывал в свое время И. С. Усенко (1956).

**Химические особенности метабазитов.** И. С. Усенко (1958, 1960) впервые показал, что метабазиты Среднего Побужья отличаются от среднего базальта и более молодых метабазитов меланократовым составом. По его данным, коэффициент А. Н. Заварицкого « $k$ » закономерно возрастает от высокометаморфизованных архейских метабазитов к нижнепротерозойским. Метабазиты Побужья, по его мнению, — типичные ортопороды.

Ю. Ир. Половинкина (1958) относит пироксен-плагноклазовые гнейсы к метаморфизованной спилитовой формации. Э. Б. Наливкина (1973) считает, что гнейсы и габброиды по химическому составу соответствуют оливиновым диабазам и диабазам.

В табл. 11 представлены оригинальные анализы метабазитов Побужья; среди них есть образцы пород смешанного происхождения,

Компонент. коэффициент					
	95	281	48/29	85/30	119/39
SiO <sub>2</sub>	46,81	45,51	46,00	45,40	44,87
TiO <sub>2</sub>	1,35	0,83	1,75	2,60	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,04	10,96	14,97	16,00	10,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	2,08	1,88	3,22	5,97
FeO	14,26	9,90	11,99	12,21	14,22
MnO	0,05	0,06	0,26	0,24	0,21
MgO	6,48	17,44	7,64	6,62	10,69
CaO	10,64	10,56	12,57	9,24	10,02
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,87	1,77	2,73	1,29
K <sub>2</sub> O	0,90	0,10	0,24	0,56	0,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,70	0,13	0,38	0,06
SO <sub>3</sub>	He опр.	0,17	0,01	0,03	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,08	0,02	0,02	0,00
CO <sub>2</sub>	He опр.	He опр.	0,47	0,51	0,23
П. п. п.	2,55	1,14	0,69	0,63	0,96
С у м а	99,89	100,40	100,39	100,39	100,40

Коэффициенты А. Н. Заварицкого

a	2,6	1,9	4,1	7,0	3,6
c	9,2	5,9	8,0	3,7	4,6
b	31,0	43,6	33,8	34,0	42,2
s	57,2	48,6	54,1	55,3	49,6
f'	49,0	23,8	39,6	44,0	42,7
m'	37,0	62,5	38,6	33,8	40,8
c'	14,0	13,7	21,8	—	16,5
a'	—	—	—	22,2	—
n	44,5	93,4	93,3	88,0	75,0
φ	2,8	3,8	4,9	8,2	11,7
t	2,1	1,3	2,8	4,2	1,8
Q	—	-12,5	-8,0	-7,1	-12,6
F	56,7	27,7	68,5	51,3	51,2

Завальевский блок

Завальевский блок					
111	515	136	150	370	454
47,27	49,39	47,22	48,47	53,41	45,70
1,30	2,42	1,60	1,03	2,01	2,88
14,90	15,00	14,10	15,04	14,00	15,00
3,15	11,00	1,90	5,13	2,90	3,00
10,12	5,80	11,12	8,41	10,05	12,99
0,20	0,36	0,20	0,20	0,16	0,20
8,00	5,05	8,00	6,65	4,26	6,90
12,20	7,96	11,80	10,35	7,77	8,70
1,50	2,51	1,72	2,91	2,70	2,13
0,20	0,58	0,30	0,40	0,70	0,36
0,10	0,14	0,10	0,09	0,25	0,45
0,20	He опр.	0,27	0,09	0,30	0,17
0,05	0,03	0,05	0,28	0,03	0,05
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
1,31	0,05	1,42	1,17	1,70	1,83
100,50	100,29	99,80	100,23	100,24	100,36

3,6	6,4	4,1	7,1	7,1	5,3
8,2	7,0	7,4	6,5	6,0	7,6
33,0	27,2	33,0	30,0	23,4	30,8
55,2	59,4	55,5	56,4	63,5	56,3
38,4	57,3	37,6	42,0	53,0	50,6
41,2	32,2	41,2	37,7	31,5	38,9
20,4	10,5	21,2	20,3	15,5	10,5
—	—	—	—	—	—
92,4	87,0	90,0	92,3	86,2	89,5
8,3	35,4	5,0	14,6	10,7	8,7
2,0	3,5	2,5	1,6	2,7	4,5
-5,0	-1,0	-4,6	-7,6	6,8	-5,6
48,2	63,9	47,8	52,7	62,9	52,8

Компонент.  
коэффициент

758 178 544 744 1843 1853

SiO <sub>2</sub>	48,66	46,61	49,68	47,31	53,33	53,03
TiO <sub>2</sub>	0,85	1,16	0,52	0,55	0,75	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,17	14,20	12,51	13,74	14,36	16,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14	1,51	3,66	5,83	2,04	0,56
FeO	7,06	9,79	9,29	7,63	9,76	11,85
MnO	0,04	0,29	0,05	0,05	0,16	0,18
MgO	9,99	10,27	8,41	8,67	6,39	6,88
CaO	9,38	11,47	12,18	11,69	8,96	6,02
Na <sub>2</sub> O	1,74	2,08	1,96	2,08	2,54	2,60
K <sub>2</sub> O	1,67	1,18	0,30	0,54	0,53	0,28

Голованевский блок

Голованевский блок							
1779	1816	1824	1911	7450	7463	7463a	7472
46,86	48,56	44,99	48,79	45,25	47,70	51,85	46,00
0,85	1,32	0,75	0,53	1,65	0,74	0,91	1,39
16,47	15,64	16,91	14,64	13,83	14,93	13,38	12,96
1,72	2,04	2,67	2,19	1,97	0,90	1,58	4,00
9,65	11,77	9,55	8,76	12,83	9,74	9,53	14,23
0,24	0,17	0,13	0,15	0,07	0,11	0,11	0,18
7,56	7,97	10,63	9,00	7,81	9,64	6,00	6,73
10,35	7,84	8,47	12,25	12,26	13,21	11,63	9,92
2,72	2,60	2,10	1,35	0,95	0,75	2,51	1,68
0,33	0,31	1,20	0,25	0,15	0,16	0,25	0,17

Компонент. коэффициент	Голованевский блок					
	758	178	544	744	1843	1853
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,17	0,10	0,03	0,07	0,08
SO <sub>3</sub>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,14	0,29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,09	0,10	0,25	0,13	0,18
CO <sub>2</sub>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,48	0,10
П. п. п.	1,74	0,97	1,06	1,73	0,20	0,84
С у м м а	99,65	99,79	99,82	100,10	99,84	100,64

Коэффициенты А. Н. Заварицкого

a	6,3	6,2	4,6	5,3	6,2	6,2
c	7,8	6,1	5,8	6,4	6,4	7,3
b	29,4	35,0	34,0	34,4	26,2	25,0
s	56,5	52,7	55,6	53,9	61,2	61,5
f'	29,0	30,1	34,2	35,1	42,0	48,0
m'	58,2	48,5	40,4	42,4	41,2	46,5
c'	12,8	21,4	25,4	22,5	16,8	—
a'	—	—	—	—	—	5,5
n	60,8	72,3	91,5	87,2	89,1	93,3
φ	6,1	3,4	9,0	14,2	6,2	2,2
t	1,2	1,9	0,7	0,9	1,0	1,6
Q	-7,4	-13,0	-3,8	-9,2	3,6	3,3
F	33,7	38,1	44,6	45,4	50,5	50,7

Примечание: 111 — габбро-амфиболит, левый берег Юж. Буга, с. Соломия; 138 — двупироксеновый сланец, гранатосодержащий, левый берег Юж. Буга, с. Сальков; 370 — двупироксеновый сланец, гранатосодержащий, Юж. Буг. с. Хашеватое; 7450 — габбро-амфиболит, с. Вишнополь (анализ же; 7472 — там же. Привязка прочих образцов дана в табл. 1.

лейкократовые дифференциаты ультрабазитов и др. По химическому составу метабазиты Побужья своеобразны и не имеют полных аналогов среди кайнотипных пород. Химические особенности этих пород следующие: высокая основность (SiO<sub>2</sub> ≈ 47%), кальциевость (CaO ≈ 10%) и фемичность, низкая железистость (49%), чрезвычайно низкое содержание щелочей и особенно калия. По среднему химическому составу метабазиты Побужья представляют собой промежуточные между континентальными и океаническими базальты. От оливиновых толейитовых базальтов (рис. 12) их отличает низкое содержание SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O и высокое — CaO, от океанических базальтов — низкое содержание SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Поч-

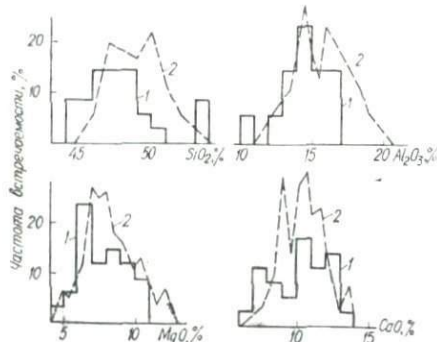


Рис. 12. Распределение окислов в метабазитах Побужья (1) и оливиновых толейитах (2) по данным В. Мэнсона (Manson, 1968).

Компонент. коэффициент	Голованевский блок							
	1779	1816	1824	1911	7450	7463	7463a	7472
He опр.	0,09	0,05	0,05	0,09	0,10	0,18	0,23	
» »	0,28	0,13	0,16	0,30	0,92	0,37	0,64	
0,12	0,22	0,13	0,22	0,45	0,15	0,25	0,08	
He опр.	0,24	0,17	0,24	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	
2,39	1,48	2,28	1,80	1,83	1,32	1,22	1,52	
99,26	100,53	100,16	100,38	99,49	100,37	99,77	99,73	
6,6	6,2	6,5	3,3	2,5	1,9	5,7	4,0	
8,1	7,5	8,3	8,1	8,2	9,1	6,0	6,8	
29,4	29,0	32,4	32,4	35,0	33,6	28,6	34,6	
55,9	57,3	52,8	56,2	54,3	55,4	59,7	54,6	
38,2	45,2	36,4	32,1	40,8	30,2	36,5	50,5	
45,3	47,2	56,7	47,1	38,8	48,8	35,3	33,6	
16,5	7,6	6,9	20,8	20,4	21,0	28,2	15,9	
—	—	—	—	—	—	—	—	
93,5	93,3	72,3	91,6	89,0	85,7	95,2	93,0	
5,3	5,7	7,3	5,9	4,8	2,4	4,7	10,0	
1,3	1,9	1,2	0,8	2,6	1,1	1,5	2,3	
-9,5	-5,3	-15,7	-2,3	-4,6	-2,1	2,0	-5,2	
46,0	49,0	39,1	40,5	51,2	38,3	50,7	56,7	

кисловый сланец, гранатосодержащий, левый берег Юж. Буга, выше села Хашеватого; 150 — двупироксеновый сланец, гранатосодержащий, правый берег Юж. Буга, с. Сальков; 454 — двупироксеновый сланец, М. А. Самарина); 7463 — габбро-амфиболит, с. Добрянка (анализ М. А. Самарина); 7463 а — там

ти всегда содержится нормативный оливин. Некоторые составы метабазитов близки к средним составам эглогитов, приведенным А. А. Маракушевым (1973). Высокое содержание CaO и низкое — SiO<sub>2</sub> и щелочей резко отличает большинство метабазитов от диабазов, спилитов, граувакк и туфов.

На диаграмме Б. Ли́ка (Leake, 1964) точки метабазитов Побужья размещаются на кривой магматических пород в области средних дифференциатов (рис. 13), несколько в стороне — точки метабазитов куммингтонитовой зоны.

Низкое содержание K<sub>2</sub>O, как показал А. А. Маракушев, — наиболее специфическая особенность продуктов догранитного метаморфизма океанических базальтов. Благодаря этой их особенности метабазиты Побужья (особенно двупироксеновые сланцы) можно считать метаморфизованными аналогами слабо дифференцированных океанитов. Океанические базальты, являясь, по мнению



Рис. 13. Диаграмма петрохимического расчленения пара- и ортопород по Ли́ку (Leake, 1964): с — коэффициент П. Ниггли, mg — магнезиальность.

А. А. Маракушева, вероятными производными первичного «базальтового» слоя, залегают в основании разрезов, непосредственно на «базальтовом» слое.

Химические особенности метабазитов гранулитовой фации — однообразие состава, высокая основность и магнезиальность, низкая щелочность, насыщенность Ni, Cr и другими элементами — отражают специфику инициального магматизма в древнейшей геосинклинали. В соответствии с диаграммой Белоусова (Петров, 1972), область формирования океанических базальтов находится на глубинах около 200 км, соответствующих низам волновода. При прогибании геосинклинали область магмообразования захватывала еще более низкие зоны мантии и состав выплавки изменялся до ультраосновного. Одна из особенностей первичного магматизма состоит в близости составов базальтоидов и ультрабазитов: по расчетам А. Б. Фомина (1968), метабазиты Побужья более основные, а ультрабазиты более кислые сравнительно со средними составами по Р. Дэли. Петрохимическая близость составов подчеркивается геохимическим родством метабазитов и ультрабазитов. Со временем состав основных вулкаников менялся в сторону андезитов: возрастание кислотности и железистости, резкое снижение содержания Ni и Cr, почти полное исчезновение ультрабазитов.

### **Куммингтонитсодержащие породы**

Куммингтонитсодержащие породы относятся к изохимическому ряду умеренно богатых СаО пород. Появление куммингтонита обусловлено как *PT*-условиями метаморфизма, отвечающими низкой ступени гранулитовой фации, так и специфическим химическим составом, способствующим образованию бескальцевой роговой обманки (низким содержанием либо СаО, либо  $Al_2O_3$ , либо обоих этих компонентов).

Куммингтонитсодержащие породы распространены в сравнительно узкой зоне субширотного простираения, северная граница которой проходит в районе слияния рек Горного и Гнилого Тикичей. Ширина зоны около 15 км, длина 30 км. С запада и востока зона развития куммингтонитовых пород ограничена Тальновским и Первомайским разломами. Она представляет собой северное окончание области распространения пород гранулитовой фации. Куммингтонитсодержащие породы нередко встречаются и севернее зоны, фактически по всей области развития амфиболитовой фации, но они очень немногочисленны.

Куммингтонитсодержащие породы везде входят в состав массивов, сложенных преимущественно дупироксеновыми метабазитами с резко подчиненными пластами известняков, известково-силикатных сланцев, глиноземистых, графитовых, биотит-гиперстеновых гнейсов, эндритов и безрудных кварцитов. Переслаивающиеся толщи таких пород слагают несколько сравнительно крупных

массивов, в том числе Павловский площадью около 12 км<sup>2</sup>, Между реченский, Каменеченский, Синюхо-Скалевский и др. Для всех массивов, как отмечают М. А. Самарин и Л. Г. Самарина, характерны округлая форма и насыщенность инъекционным гранитным материалом. Сами массивы находятся в поле розовых аплит-пегматидных гранитов и лишь некоторые мелкие тела — в поле чарнокитов.

Куммингтонитсодержащие породы очень похожи на остальные основные породы толщи, отличаясь наличием того или иного количества куммингтонита. Наблюдается тенденция к обособлению куммингтонитсодержащих пород в пачки мощностью 100—200 м, в которых значительно возрастает роль небазитовых образований (рис. 14). Бескумингтонитовые базиты в таких разрезах хорошо выделяются геохимически, в первую очередь, более высоким содержанием Ni.

Характерной особенностью всех пород куммингтонитовой толщи являются полосчатые и слоистые текстуры, обусловленные чередованием мезо-, лейко- и меланократовых прослесв.

Особенностью метабазитов куммингтонитовой зоны является переслаивание пород с типичным парагенезисом гранулитовой фации (Ги + Ди + Пл, Ги + Ди + Пл + Рог), пород несомненно амфиболитовой фации (Рог + Пл + Кв) и промежуточных между ними куммингтонитсодержащих пород. Наиболее характерны для последних парагенезисы Рог + Кум + Пл и Ги + Рог + Кум + Пл с биотитом или без него. Породы такого состава чередуются в виде слойков мощностью 2—5 мм. Реже встречаются антофиллитсодержащие породы (Рог + Ант + Пл и Ант + Кум + Пл). Не исключено, что существуют породы и с тремя амфиболами. В парагенезисе с диопсидом куммингтонит не встречается. При тонкослоистой текстуре наблюдается приуроченность куммингтонита к гиперстен-плагноклазовым, а антофиллита к роговообманково-плагноклазовым прослоям. Кварц- или шпинельсодержащие парагенезисы в куммингтонитсодержащих породах редки.

Для выяснения условий образования таких пород, а также структуры всего региона принципиальное значение имеет время кристаллизации куммингтонита.

В бескумингтонитовых породах наблюдается как явное замещение ортопироксена буровато-зеленой роговой обманкой, так и равновесное сосуществование этих минералов. В слойках состава Ги + Рог + Кум + Пл соотношения фемических минералов структурно неравновесные: гиперстен везде отделен от зеленой роговой обманки зоной куммингтонита. Наблюдается также непосредственное замещение гиперстена антофиллитом (и, вероятно, куммингтонитом) с выделением рудной пыли. В куммингтонит-антофиллитовых сланцах соотношения двух бескальциевых амфиболов вполне равноправные: оба они образуют призматические кристаллы.

Не ясны взаимоотношения куммингтонита и зеленой роговой обманки. Обычно куммингтонит и роговая обманка слагают общие

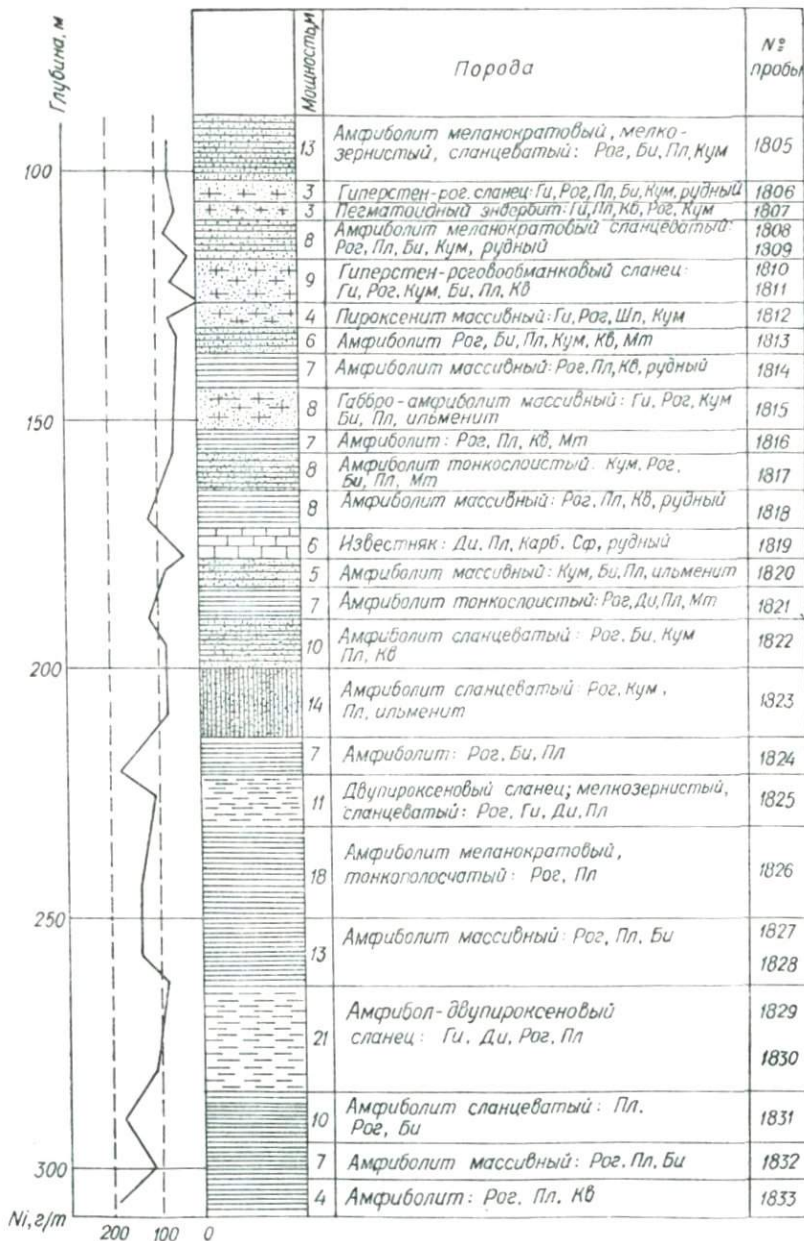


Рис. 14. Геологический разрез по скв. 7820 (Павловский массив основных пород, на 2 км южнее с. Павловки, р. Синюха).

зерна без поверхностей раздела. Периферия таких зерен сложена куммингтонитом, особенно на контакте с гиперстеном, но не менее часто куммингтонит образует неправильные пятна внутри зеленой роговой обманки и наоборот. Часто куммингтонит и роговая обманка параллельно срastaются в виде широких двойников по (001). Характер спайности куммингтонита и роговой обманки совершенно одинаков; в обоих минералах развита очень тонкая отдельность по (001). Для роговой обманки и куммингтонита очень характерны тонкие пластинчатые эксоллюционные вросстки.

По железистости (42—45%) куммингтониты относятся, согласно Е. А. Костюк (1970), к маложелезистым (табл. 12). В соответствии с экспериментальными данными (Schüggmann, 1967), такие куммингтониты устойчивы при температуре выше 550°С, а для куммингтонита с железистостью 44,5% нижний предел устойчивости не менее 600°. Примерно на такие же пределы устойчивости указывает и содержание кальциевого компонента в куммингтоните.

По сравнению со средними данными для маложелезистых куммингтонитов в наших образцах больше  $TiO_2$ ,  $OH$  и значительно меньше  $SiO_2$ , вследствие чего весь алюминий входит в кремнекислородные тетраэдры. Куммингтонит образует полисинтетические двойники с плоскостью срастания (100).

Структура куммингтонита изучена А. Л. Литвиным. Согласно его данным, куммингтонит принадлежит к *c*-центрированной модификации. Для трех образцов получены следующие параметры ячейки: обр. 1816 ( $n_g = 1,676$ ,  $f = 44$ ) —  $a = 9,498$ ,  $b = 18,127$ ,  $c = 5,307$ ,  $\beta = 102^{\circ} 05'$ ,  $v = 893,5$ ; обр. 1897 ( $n_g = 1,668$ ,  $f = 36$ ) —  $a = 9,503$ ,  $b = 18,082$ ,  $c = 5,286$ ,  $\beta = 102^{\circ} 36'$ ,  $v = 886,4$ ; обр. 1810 —  $a = 9,488$ ,  $b = 18,098$ ,  $c = 5,304$ ,  $\beta = 102^{\circ} 05'$ ,  $v = 890,4$ . Совершенно такой же куммингтонит наблюдается в толще ингулецких гнейсов восточнее Первомайского разлома в составе куммингтонит-плагноклазовых сланцев, а также в некоторых других местах в пределах амфиболитовой зоны Лысянского блока. В иной обстановке (ксенолит ультрабазита в гранитах района г. Богуслава, западнее Первомайского разлома) А. Л. Литвиным обнаружен примитивный куммингтонит. Условия устойчивости разных модификаций куммингтонита неизвестны, однако Литвин полагает, что примитивный куммингтонит, несомненно, более низкотемпературный.

**А н т о ф и л л и т** без точных измерений совершенно неотличим от куммингтонита. Так, в обр. 1897 Литвину удалось установить куммингтонит и антофиллит только по рентгеновским снимкам. По содержанию глинозема антофиллит близок к жедриту, а по железистости (Костюк, 1970) выходит за пределы антофиллита. Параметры ячейки антофиллита в обр. 1897 определены А. Л. Литвиным:  $a = 18,552$ ;  $b = 18,092$ ;  $c = 5,298$ ;  $v = 1778,2$ .

**Р о г о в а я о б м а н к а** в парагенезисе с куммингтонитом очень однообразна как по окраске, так и по химическому составу и близка к эдениту.

Химический состав (вес.%) и оптические свойства минералов куммингтонитсодержащих пород

Компонент, константа	1810		1813	1815		1817		1823
	Роговая об- манка	Куммингтонит	Роговая об- манка	Роговая об- манка	Гиперстен	Роговая об- манка	Блотит	Антофиллит
SiO <sub>2</sub>	46,60	50,82	45,25	45,90	48,62	45,36	37,08	51,46
TiO <sub>2</sub>	1,46	0,64	1,20	1,46	0,54	1,54	2,52	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,11	2,56	9,22	9,09	0,06	9,97	16,41	4,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,66	3,25	4,44	3,10	2,58	3,44	2,62	0,82
FeO	15,40	20,59	14,11	14,83	26,35	13,64	15,40	19,00
MnO	0,42	0,68	0,34	0,32	0,84	0,38	0,11	0,34
MgO	12,64	16,90	11,30	12,34	18,16	11,49	13,29	18,80
CaO	9,02	2,00	10,17	9,62	0,22	10,00	0,23	0,99
Na <sub>2</sub> O	1,65	0,12	1,30	1,54	0,06	1,43	0,41	0,57
K <sub>2</sub> O	0,42	Сл.	0,40	0,21	Сл.	0,36	9,20	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,07	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,10	0,06	0,22	0,15	» »	0,01	» »
П. п. п.	1,78	2,40	1,67	1,58	1,63	1,01	2,25	2,63
F	Не обн.	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.	0,03	0,14	0,04
С у м а	100,32	100,06	99,54	100,21	100,11	99,65	99,68	99,52
Плотность	3,30	3,18	Не опр.	3,19	3,52	Не опр.	Не опр.	Не опр.
<i>n<sub>g</sub></i>	1,682	1,676	1,680	1,678	1,722	1,682	1,636	1,670
<i>n<sub>m</sub></i>	1,671	1,662	1,670	1,666	1,720	1,668	Не опр.	1,654
<i>n<sub>p</sub></i>	1,658	1,648	1,659	1,654	1,706	1,654	» »	1,646
<i>n<sub>g</sub></i> — <i>n<sub>p</sub></i>	0,024	0,028	0,021	0,024	0,016	0,028	» »	0,023
2 <i>V</i>	—84	—82	—84	—85	—52	+74	» »	+65

<i>cNg</i>	12	12	13	15	3	16	0	0
Окраска по <i>Ng</i>	Серов.-зел.	—	Серов.-зел.	Желт.-зел.	—	Желт.-зел.	Ярко-кор.	—

## Формульные коэффициенты

Ca	1,44	0,32	1,62	1,51	0,01	1,57	0,02	0,16
Na	0,48	0,04	0,38	0,44	0,005	0,40	0,06	0,16
K	0,08	0,00	0,08	0,04	0,00	0,06	0,88	0,02
Mg	2,80	3,71	2,50	2,70	1,06	2,53	1,46	4,08
Fe <sup>2+</sup>	1,92	2,53	1,75	1,82	0,87	1,68	0,94	2,31
Mn	0,05	0,09	0,04	0,04	0,03	0,05	0,01	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,10	0,29	0,50	0,33	0,03	0,38	0,14	0,00
Ti	0,17	0,07	0,13	0,17	0,02	0,19	0,14	0,05
Al <sub>VI</sub>	0,36	0,00	0,31	0,32	0,00	0,44	0,16	0,00
Al <sub>IV</sub>	1,05	0,44	1,29	1,25	0,04	1,30	1,26	0,75
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,08	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,10
Si <sub>IV</sub>	6,95	7,48	6,71	6,75	1,91	6,70	2,74	6,99
OH	1,78	2,36	1,64	1,56	0,00	1,96	1,12	2,56
F	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04

## Производные коэффициенты

<i>j</i>	51,0	44,6	47,8	44,8	48,1	45,4	42,6	37,5
<i>f<sub>0</sub></i>	4,9	14,6	22,2	15,3	8,4	18,5	13,0	4,3
<i>al</i>	18,0	19,3	22,6	20,9	—	24,8	32,5	19,2
<i>a<sub>st</sub></i>	13,1	5,5	16,1	15,6	—	16,2	31,5	9,4

Примечание: 1810 — куммингтонитовый амфиболит (Рог — Кум — Пл — Би — Кв — рудный), Павловский массив, скв. 7820, гл. 122,0 м, правобережье р. Синюхи; 1813 — то же, там же, скв. 7820, гл. 133,0 м; 1815 — габбро-амфиболит массивный (Гп — Рог — Кум — Би — Пл), там же, гл. 150,0 м; 1817 — куммингтонитовый амфиболит, толкослоистый (Рог — Кум — Пл — Би — рудный), там же, гл. 160,0 м; 1823 — то же, скв. 7820. Аналитики Н. С. Миклашевская, А. Я. Ротарь, ИГФМ АН УССР

Окраска роговой обманки серовато- или желтовато-зеленая средней интенсивности или бледнее. Как и в бескуммингтонитовых основных породах, роговая обманка имеет тонкую отдельность по (001). По-видимому, с этой же отдельностью совпадают тонкие, выдержанные по длине, пластинчатые экссолуционные вроски бесцветного амфибола.

Железистость роговых обманок изменяется в пределах 45—52%. Низкое содержание Са во вмещающих породах находит свое отражение в особенно низкой кальциевости роговых обманок. В низком содержании кальциевого компонента проявляется родство этих роговых обманок с куммингтонитом. Роговая обманка по сравнению с гранулитовыми амфиболами имеет низкую глиноземистость. На диаграмме В. В. Закруткина ее составы располагаются в поле амфиболитовой фации. В отличие от пород типично гранулитовой фации в куммингтонитовой зоне эденитовая роговая обманка появляется в породах более широкого состава — при содержании  $\text{SiO}_2$  до 53% и СаО меньше 9%.

Гиперстен куммингтонитсодержащих пород почти совсем не содержит глинозема, в нем мало СаО и много МпО, этим он похож на гиперстен бескуммингтонитовых пород.

Биотит бурый и зеленовато-бурый, несомненно вторичный, так как рассекает роговую обманку и куммингтонит. На диаграмме  $\text{Si-Ti-Al}_{\text{VI}}$  состав биотита располагается в поле метабазитовых пород амфиболитовой фации.

**Минеральные парагенезисы и условия образования.** В куммингтонитсодержащих породах установлены следующие реальные парагенезисы (железистость и основность плагиоклаза определены оптически и по химическим анализам):

обр. 1810 —  $\text{Рог}_{51,0} + \text{Кум}_{44,6} + \text{Би} + \text{Пл}_{42} + \text{Кв}$ ;

обр. 1813 —  $\text{Рог}_{47,8} + \text{Кум} + \text{Би} + \text{Пл}_{43} + \text{Кв}$ ;

обр. 1815 —  $\text{Ги}_{48,1} + \text{Рог}_{44,8} + \text{Кум}_{39} + \text{Би} + \text{Пл}_{39}$ ;

обр. 1817 —  $\text{Рог}_{45,4} + \text{Кум}_{36} + \text{Би}_{42,6} + \text{Пл}$ ;

обр. 1823 —  $\text{Рог}_{43} + \text{Ант}_{37,5} + \text{Кум} + \text{Пл}_{53}$ ;

обр. 1897 —  $\text{Ант}_{36} + \text{Кум} + \text{Пл}_{59}$ .

В куммингтонитсодержащие породы входят минералы средней железистости, плагиоклаз по основности близок к плагиоклазу гранулитовой фации, кварца преимущественно нет. Железистость феррических минералов связана зависимостью:  $\text{Ги}_n + \text{Рог}_{n-1} + \text{Би}_{n-3} + \text{Кум} (\text{Ант})_{n-10}$ , где  $n = 35 \div 50$ . Намечается обратная связь железистости феррических минералов и основности плагиоклаза. Вне куммингтонитовой зоны известны единичные проявления магнетитовых куммингтонитов в амфиболитовой фации и явно вторичного железистого куммингтонита ( $f = 67,7$ ) в кварцитовых сланцах с. Завалья в парагенезисе с железистым гранатом и гиперстеном (Ушакова, 1960).

По мнению Н. Л. Добрецова с соавторами (1970) и А. А. Марашуева (1973), гиперстен и куммингтонит не являются взаимоключающими; такой парагенезис возможен на самых высоких ступенях амфиболитовой фации, когда при  $P \approx 4-8$  кбар и  $T \approx$

Т а б л и ц а 13

Химический состав куммингтонитсодержащих пород, вес. %

Компонент, коэффициент	1810	1815	1817	1897	7667
SiO <sub>2</sub>	52,38	50,12	43,70	47,47	47,84
TiO <sub>2</sub>	0,78	1,31	1,44	0,95	2,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,84	14,08	15,80	16,02	12,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	1,07	6,03	1,01	6,22
FeO	12,78	13,35	6,63	11,56	12,60
MnO	0,24	0,28	0,20	0,13	0,26
MgO	9,54	9,03	8,93	11,52	5,87
CaO	5,88	6,51	6,44	5,04	6,75
Na <sub>2</sub> O	2,18	2,66	4,74	1,45	1,05
K <sub>2</sub> O	0,75	0,25	2,93	2,12	1,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,07	0,00	0,06	0,22
SO <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,13	0,16	0,13	Не опр.
П. п. п.	1,18	0,99	2,06	0,30	1,30
S	0,14	0,22	Не опр.	0,13	Не опр.
CoO	Не опр.	Не опр.	» »	Не опр.	0,08
CO <sub>2</sub>	0,28	0,21	» »	0,14	Не опр.
С у м м а	100,45	100,28	100,06	100,13	99,51

Коэффициенты А. Н. Заварницкого

<i>a</i>	5,7	6,0	14,8	6,2	4,4
<i>c</i>	5,4	6,2	3,2	6,0	6,8
<i>b</i>	30,4	30,4	32,0	33,8	30,4
<i>s</i>	58,5	57,4	50,0	54,0	58,4
<i>f'</i>	43,1	45,2	39,2	34,8	60,2
<i>m'</i>	51,8	49,7	46,7	56,8	34,0
<i>c'</i>	5,1	5,1	14,1	—	5,8
<i>a'</i>	—	—	—	8,4	—
<i>n</i>	81,5	95,5	71,0	52,3	54,8
<i>φ</i>	3,5	3,1	16,0	2,4	18,2
<i>t</i>	1,1	1,9	2,4	1,5	3,4
<i>Q</i>	0,2	-3,4	-32,8	-10,4	1,2
<i>F</i>	45,5	47,6	45,6	38,0	64,0
<i>F<sub>0</sub></i>	4,3	3,6	26,4	3,6	18,2

Примечание: 7667 — куммингтонитсодержащий габбро-амфиболит (Рог, Ги, Ди, Кум-Пл, Кв, Мт, Ильм), скв. 7667, южнее с. Павловки (анализ М. А. Самарина); 1897 — антофиллит, куммингтонитовый сланец (Лит, Кум, Пл), скв. 7822, с. Павловка. Привязка обр. 1810, 1815, 1817 приведена в табл. 12

$\approx 750^\circ\text{C}$  происходит разложение магнезиального куммингтонита на энстатит и кварц. Ассоциации куммингтонитовой зоны сопоставимы с комплексом пород гранулитовой фации ладожского типа, описанным в «Гранулитовой фации метаморфизма» (1972). Авторы этой работы, ссылаясь на данные Саволахти по Центральной Финляндии, считают пограничной реакцией для гранулитовой фации

разложение жедрита на гиперстен и кордиерит, которая проходит одновременно с возникновением ассоциации гиперстена и эденитовой роговой обманки в кальциевых породах. Согласно экспериментам Винклера, гиперстен образуется при  $T = 700\text{--}750^\circ\text{C}$  и  $P = 4\text{--}5$  кбар. В. А. Глебовицкий (1973) относит куммингтонитовые амфиболиты к амфиболитовой фации низких давлений.

Нижний предел устойчивости куммингтонит-роговообманковой ассоциации исследован А. Чоудхури (Choudhuri, 1970): он соответствует узкому интервалу температур —  $540\text{--}560^\circ\text{C}$  при общем давлении около 2 кбар.

Малая распространенность пород с низкожелезистым куммингтонитом объясняется, вероятно, не только узкими пределами его термодинамической устойчивости, но и специфическим составом вмещающих пород. Не вызывает сомнения приуроченность куммингтонита к породам вполне определенной кальциевости, а именно с содержанием СаО от 5 до 7% и  $\text{SiO}_2$  не выше 54%. При содержании СаО около 5% зеленая роговая обманка исчезает и вместо нее с куммингтонитом ассоциирует антофиллит. Образованию антофиллита, вероятно, способствует повышенное содержание в породе  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (выше 15%). Для одновременного образования в куммингтонитовой зоне трех амфиболов необходимо, как это следует из сравнения реальных составов пород, следующее сочетание окислов:  $\text{SiO}_2$  — 52%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 15%, СаО — 5,5% и низкое содержание щелочей в равном отношении. При содержании СаО ниже 5%,  $\text{SiO}_2$  выше 53% и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  выше 15% порода будет иметь минеральный состав биотит-гиперстенового гнейса.

Несмотря на то, что куммингтонитсодержащие породы не имеют химических аналогов среди магматических пород (табл. 13), сравнительно высокие содержания элементов-примесей (см. рис. 14) не позволяют сравнивать их и с мергелистыми осадками; учитывая очень тонкую слоистость, их можно сопоставить с туфами.

## Метапелиты

В пределах изохимического ряда можно выделить три подгруппы метапелитов: высокоглиноземистые (с силлиманитом и кордиеритом), умеренно глиноземистые (с гранатом и биотитом) и нормально глиноземистые (с гиперстеном, гранатом и биотитом). С увеличением количества кварца через кварцито-сланцы и кондалиты метапелиты переходят в кварциты. Главные разновидности метапелитов: гранат-силлиманитовые, гранат-кордиерит-силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы, часто с примесью графита. Применение местных названий — кондалит, мадукарит, строналит, кинцигит, винницит, лептинит и др. — представляется нецелесообразным в виду их недостаточно строгого определения. Более определенный термин — гранулит, — под которым понимается белая или розовато-белая лейкократовая метаморфическая

порода с пластинчатой текстурой, состоящая из полевых шпатов, кварца и граната с небольшим количеством силлиманита или биотита. Из прочих глиноземистых пород известны силлиманит-микрклиновые образования с сапфирином, призматинном и корундом среди пироксенитов, которые Э. Б. Наливкина (1959) рассматривает как высокотемпературные метасоматиты.

Отдельные разновидности метапелитов в начале 20-х годов описаны А. В. Красовским, А. Н. Козловской и Ю. Г. Дубягой. Первая полная характеристика метапелитов дана Л. Г. Ткачуком (1940). Метапелиты Завальевского графитового месторождения описаны Е. Н. Ушаковой (1960). Недавно опубликована монография Б. И. Горошниковой (1971), специально посвященная петрологии высокоглиноземистых пород.

Особенностью метапелитов Завальевского блока является чрезвычайно малое распространение кордиерита и биотита в высокоглиноземистых породах. Свежий кордиерит в составе силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов известен только по описаниям Л. Г. Ткачука в обнажениях между г. Гайвороном и с. Соломией. Позднее подтвердить эти находки не удалось. В метапелитах Голованевского блока кордиерит почти всегда преобладает над силлиманитом. Кордиерит встречается также в гнейсах биотит-гиперстенового состава. В частности, Э. Б. Наливкина (1964) установила среди пироксен-плаггиоклазовых гнейсов г. Первомайска сланцы состава  $Bi_{30} - Корд_{18} - Ги_{16}$ . Другой важной особенностью метапелитов Завальевского блока, отмеченной впервые Г. Х. Димитровым (1970), является их немагнитность и постоянное наличие графита в отличие от пород Голованевского блока, в которых магнетит содержится в породообразующих количествах. Магнитоактивные силлиманит-кордиеритовые гнейсы, как показал Г. Х. Димитров, с трех сторон — с юго-востока, юга и юго-запада — окаймляют Голованевский блок. Высокоглиноземистые метапелиты этого блока бедны гранатом. Последний встречается в заметных количествах только в пределах Луполовской антиклинали. В кордиеритсодержащих породах сравнительно мало кварца.

Распространенность и геологическое положение метапелитов рассмотрены в работах Б. И. Горошниковой (1971), Г. Х. Димитрова (1970), А. И. Стрыгина и др. (1970). Горошников в пределах Среднего Побужья выделяет несколько участков развития высокоглиноземистых пород. В Завальевском блоке им выделены Соломиевский и Завальевский участки, в Голованевском — Кошаро-Александровский, Грушковский, Станиславчикский и Капитановский участки. Почти везде метапелиты ассоциируют с безрудными кварцитами, ультрабазитами, известняками, чарнокитами. Мощность метапелитовых толщ измеряется первыми сотнями метров, отдельных пластов — десятками метров. Наименее глиноземистые метапелиты — гиперстенсодержащие гнейсы и их разновидности (биотит-гиперстеновые, гранат-биотит-гиперстеновые) — особенно широко распространены в Ятранском блоке и в восточной части

Первомайско-Голованевского блока. Как и в высокоглиноземистых метапелитах, в них нередко встречается графит. От высокоглиноземистых метапелитов гиперстенсодержащие гнейсы отличаются низким содержанием кварца и повышенной основностью. К гнейсам, по-видимому, следует относить и нориты в первичном понимании этого термина. Среди гранат-гиперстеновых гнейсов р. Ятрани встречаются пласты мощностью 10—20 см и неправильные обособления анхимономинеральных гранатовых пород с небольшим количеством гиперстена и плагиоклаза.

**Породообразующие минералы.** Метапелиты характеризуются чрезвычайно большими вариациями минерального состава. Так, содержание кварца, по данным Б. И. Горошникова, изменяется от 16 до 59%, силлиманита — от 4 до 46%, граната — от 2 до 19%. Первичные глиноземистые минералы представлены силлиманитом, кордиеритом, гранатом. Андалузит — вторичный минерал, он встречается только в метапелитах Голованевского блока.

**С и л л и м а н и т** в метапелитах Завальевского блока короткопризматический (удлинение от 2 до 10), огибает зерна граната. Мелкие тонкие призмы его включены в гранат и кордиерит. Следовательно, кристаллизация силлиманита началась несколько раньше кристаллизации граната и продолжалась совместно. Вторичный фибролитовый силлиманит образует щетки вокруг зерен кордиерита в гнейсах Голованевского блока.

**Сиреневый г р а н а т** образует изометричные с неправильными заливообразными очертаниями зерна пойкилобластического характера, часто порфиробластические, нередко растянутые. В гранулитах гранат всегда идиоморфный, без включений. Химический состав граната вполне типичен для метапелитов гранулитовой фации (табл. 14). Самая низкая железистость у граната из безбиотитовых гранулитов Завальевского блока (альмандин — 48%, пироп — до 42%). Здесь же в парагенезисе с биотитом гранат более железистый — до 56% альмандин. Еще более железистый гранат в метапелитах Первомайско-Голованевского блока. По данным Б. И. Горошникова, содержание альмандин в гранате, находящемся в парагенезисе с кордиеритом и силлиманитом, изменяется от 56 до 72% (среднее — 67%), железистость — 60—75% (среднее — 69%). Самый железистый гранат встречается в парагенезисе с гиперстеном и в анхимономинеральных гранатовых породах. В этом гранате возрастают титанистость и степень окисления железа.

**К о р д и е р и т** в метапелитах Первомайско-Голованевского блока образует зерна различного размера (от 0,03 до 1—2 мм), в основном изометричные или слегка удлиненные, ксеноморфные, с несколькими системами двойников и четкими плеохроичными ореолами. На контактах зерен, независимо от зерна-соседа, наблюдается густая щеткоподобная кайма фибролита. Такая кайма служит дополнительным, часто единственным диагностическим признаком. Кордиерит свежий, не содержит включений даже в крупных зернах. Исключение составляет силлиманит как тонкопризматический.

Таблица 14

## Химический состав гранатов из метapelитов гранулитовой фации, вес. %

Компонент, константа	49	10	171	769	770
SiO <sub>2</sub>	36,22	38,43	38,65	37,12	37,25
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,15	0,11	0,30	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,59	21,99	21,20	21,56	21,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,19	0,79	3,15	1,51
FeO	24,65	23,78	26,20	27,36	31,10
MnO	1,27	0,47	0,51	0,74	0,38
MgO	11,90	11,60	9,33	7,85	6,33
CaO	2,19	2,32	2,01	1,50	1,40
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,20	0,21	0,06	0,06
K <sub>2</sub> O	0,06	0,05	0,02	0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	He опр.	He опр.	He опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,00	0,17	0,06	0,10
П. п. п.	1,67	1,29	0,74	0,60	0,62
С у м а	100,58	100,49	100,24	100,31	100,41
Плотность	3,997	3,962	4,07	4,10	4,13
<i>n</i>	1,774	1,773	1,786	1,793	1,800

## Формульные коэффициенты в пересчете на 8 катионов

Fe <sup>2+</sup>	1,59	1,51	1,72	1,80	2,05
Mn	0,08	0,03	0,03	0,05	0,03
Mg	1,37	1,32	1,08	0,92	0,75
Ca	0,18	0,19	0,17	0,17	0,12
Σ	3,22	3,05	3,00	2,90	2,95
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,01	0,04	0,19	0,09
Al	1,96	1,95	1,94	1,96	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Σ	2,01	1,99	1,98	2,17	2,10
Si	2,80	2,94	3,01	2,93	2,95

## Компонентный состав

Пироп	42,1	42,6	36,0	31,7	25,4
Альмандин	49,0	49,5	57,3	57,0	69,5
Спессартин	2,5	1,0	1,0	1,7	1,0
Андрадит	2,5	0,5	2,0	3,5	3,4
Гроссуляр	5,5	5,5	3,7	—	—
Скиагит	—	—	—	5,2	1,0
Меланит	—	—	—	1,0	0,7
<i>f</i>	55,5	54,0	64,0	69,0	74,4

Примечание: 49 — гранулит (Гр + Сил + Орт + мезопертит + Кв + Грф), с. Завадье; 10 — гранулит (Гр + Сил + Орт + пертит + Пл + Кв + Грф), левый берег Юж. Буга, ниже г. Гайворона; 171 — биотит-гранатовый гнейс (Гр + Би + Орт + Пл + Кв), с. Хащеватов; 769 — биотит-гиперстен-гранатовый гнейс (Ги + Гр + Би + Орт + Пл + Кв), р. Ятрань, с. Табунов; 770 — гиперстеновый гранулит (Ги + Гр + Пл), там же. Аналитики Б. В. Мирская, С. А. Панченко, ИГФМ АН УССР.

ческий, так и таблитчатый. Ориентировка фибролитовых игл в кордиерите часто совпадает со сланцеватостью породы, реже зерна кордиерита имеют структуру снежного кома. Железистость кордиерита, определенная по химическому анализу (Горошников, 1972) равна 21,6%.

**Биотит** красно-бурый, находится в сростании с силлиманитом или гранатом. Биотит из гранат-биотитового гнейса с. Хашеватого (обр. 171) имеет состав (вес. %):  $\text{SiO}_2$  35,90;  $\text{TiO}_2$  5,71;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  14,27;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,65;  $\text{FeO}$  11,21;  $\text{MnO}$  0,01;  $\text{MgO}$  16,85;  $\text{CaO}$  0,07;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,38;  $\text{K}_2\text{O}$  9,05;  $\text{H}_2\text{O}$  0,64; п. п. п. 2,93;  $F$  0,12; сумма 99,79;  $n_g = 1,654$ ;  $f = 31,3$ ;  $al = 27,2$ . Биотит в высокоглиноземистых метapelитах Первомайско-Голованевского блока, по данным Б. И. Горошникова, значительно более железистый ( $f = 33-54$ ), более глиноземистый ( $al = 34-49$ ) и менее титанистый ( $\text{TiO}_2 = 2,67 - 5,30\%$ ). В метapelитах восточной части Первомайско-Голованевского блока в отличие от западной биотит преимущественно вторичный. Он образует шахматно ориентированные скопления мелких чешуек, нередко с магнетитом и шпинелью, которые по форме и размерам соответствуют гранату. Щетки мелкочешуйчатого биотита обрастают зерна магнетита. Очень низкой глиноземистостью отличается биотит из гранат-гиперстенового гнейса р. Ятрани (Гр — Ги — Би — Орт — Пл — Кв) с составом (вес. %):  $\text{SiO}_2$  37,20;  $\text{TiO}_2$  5,64;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,23;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4,44;  $\text{FeO}$  14,11;  $\text{MnO}$  0,03;  $\text{MgO}$  14,96;  $\text{CaO}$  0,39;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,11;  $\text{K}_2\text{O}$  8,88;  $\text{H}_2\text{O}$  0,46;  $F$  0,08; п. п. п. 1,98;  $f = 40,5$ ;  $al = 26,0$ .

**Полевые шпаты** представлены плагиоклазом № 25—46 и ортоклазом с  $\Delta_p = 0,0$ . В гранулитах калишпат, как правило, мезопертитовый.

**Андалузит** установлен только в метapelитах Первомайско-Голованевского блока. Впервые он обнаружен Р. И. Онищенко (1967) в коре выветривания силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов с. Станиславчика. По описанию Р. И. Онищенко, андалузит четко плеохроирует в розово-синих тонах и представлен, вероятно, виридином. Андалузитом замещается непосредственно силлиманит. В биотит-гиперстеновых и биотит-кордиерит-силлиманитовых гнейсах андалузит бесцветен. Он развивается по биотиту вкрест сланцеватости породы.

**Гиперстен** в гнейсах имеет железистость 44—50%, отличается повышенной глиноземистостью и, соответственно, четким плеохронзмом (табл. 15).

**Магнетит** — породообразующий минерал метapelитов Первомайско-Голованевского блока; его содержание достигает 5—10, нередко — 25%.

Из других минералов интерес представляет оливково-зеленая шпинель, нередко наблюдающаяся в сростании с магнетитом. Шпинель чаще всего встречается в породах Первомайско-Голованевского блока, причем преимущественно в бескварцевых парагенезисах, а также в породах, содержащих небольшое количество кварца,

но кварц в таких случаях всегда «бронирован» кордиеритом, калишпатом или плагиоклазом. Выделения шпинели обычно неправильной формы.

В метапелитах Голованевского блока изредка встречается корунд в виде мелких ксеноморфных зерен на стыках шпинели и магнетита. Такая ассоциация позволяет предположить, что корунд образуется

Таблица 15  
Химический состав гиперстенов из биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов и сланцев, вес. %

Компонент, константа	770 *	769	Компонент, константа	
			770	769
SiO <sub>2</sub>	47,88	48,93	Формульные коэффициенты	
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,05	Mg	0,98   1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	3,61	Fe <sup>2+</sup>	0,88   0,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	2,02	Mn	0,00   0,01
FeO	28,66	24,70	Ca	0,01   0,04
MnO	0,08	0,25	Fe <sup>3+</sup>	0,09   0,06
MgO	16,58	18,18	Al <sub>VI</sub>	0,02   0,05
CaO	0,22	1,02	Ti	0,01   0,00
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,20	Σ	1,99   1,99
K <sub>2</sub> O	Сл.	0,18	Al <sub>IV</sub>	0,10   0,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,02	Si	1,90   1,89
П. п. п.	0,73	1,11	f	49,7   45,3
С у м м а	100,22	100,28	n <sub>g</sub>	1,725   1,719
			n <sub>p</sub>	1,709   1,704
			n <sub>g</sub> -n <sub>p</sub>	0,011   0,015
			2V	-52   -55

\* Привязка образцов приведена в табл. 14.

за счет шпинели в условиях повышения окислительного потенциала, способствующего разложению ее на корунд, магнетит и кордиерит.

В биотит-гранат-гиперстеновом гнейсе с. Концепполя (у г. Первомайска) установлены пласты плагиоклаз-апатит-биотитового сланца мощностью в несколько сантиметров, с содержанием апатита до 30%.

**Минеральные парагенезисы.** В средних химических составах метапелитов Побужья не наблюдается существенных различий в содержаниях глинозема и кремнекислоты. Так, по данным Б. И. Горошеникова и Г. Х. Димитрова, среднее содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в высокоглиноземистых метапелитах Завальевского блока равно 25,5%, SiO<sub>2</sub> — 50,3%; в метапелитах Луполовской антиклинали (Голованевский блок) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 25,75%, SiO<sub>2</sub> — 57,8%; в породах всего Голованевского блока Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 21,2, SiO<sub>2</sub> — 58,3%. Следовательно, различия в парагенезисах высокоглиноземистых метапелитов можно связывать с условиями метаморфизма. Имеются заметные

различия в общей железистости пород. Самые магнезиальные породы — метапелиты Первомайско-Голованевского блока ( $F_{\text{ср}} = 56,7$ ); несколько более железистые — метапелиты Завальевского блока ( $F_{\text{ср}} = 62,4$ ); самые железистые высокоглиноземистые метапелиты Луполовской антиклинали ( $F_{\text{ср}} = 72,4$ ). Повышенная железистость метапелитов Голованевского блока и высокий потенциал кислорода (вследствие чего образуется магнетит) обусловили повышенную магнитность метапелитов. Метапелиты четко различаются по кальциевости. Так, в высокоглиноземистых метапелитах содержание СаО редко превышает 2% (среднее — 1,0%); в гиперстенсодержащих метапелитах оно равно 4—6%. Промежуточное положение занимают биотит-гранатовые гнейсы.

В метапелитах Побужья, кроме уже упоминавшихся вторичных андалузита и биотита, нет сколько-нибудь показательных реакционных структур. Реакционные структуры, описанные А. А. Маракушевым, Б. Г. Лутцем, С. П. Кориковским, В. И. Шульдинером и другими, являются по своей направленности регрессивными и, по мнению А. А. Маракушева, связаны с понижением давления. Отсутствие ярко выраженных реакционных структур (Побужье) указывает на то, что в породах современного эрозионного среза наблюдается прогрессивная направленность процесса метаморфизма. Такая же направленность метаморфизма уже была показана на примере метабазитов.

Метапелиты Завальевского блока в отличие от метапелитов Голованевского блока — безбиотитовые, бескордиеритовые, безмагнетитовые, но гранат- и графитсодержащие породы. Типичные парагенезисы высокоглиноземистых метапелитов Завальевского блока —  $\text{Гр} + \text{Сил} + \text{Орт} + \text{Кв}$ ,  $\text{Гр} + \text{Сил} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$ ; умеренно глиноземистых —  $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Орт} + \text{Кв}$ . Поскольку железистость анализированных гранатов в силлиманитсодержащих парагенезисах равна 55,5—64%, то следовало ожидать в них появления кордиерита, как в сутамской фации А. А. Маракушева. Нам, однако, известны всего две находки разрушенного кордиерита. С другой стороны, минимальная железистость граната, определенная по показателю преломления, достигает 49%, т. е. того предела, при котором может появляться глиноземистый гиперстен в парагенезисе с силлиманитом. Отсутствие кордиерита и гиперстена в завальевских метапелитах можно объяснять резким преобладанием  $\text{CO}_2$  в составе флюида, что нашло отражение в повсеместном развитии явно постметаморфического графита. Графит в метапелитах служит буфером, способствующим вхождению железа в структуру наиболее феррофильного минерала — граната (вместо кордиерита и гиперстена). Таким образом, парагенезис граната с силлиманитом в графитсодержащих породах можно рассматривать как восстановленный аналог гиперстен-силлиманитового и гранат-кордиеритового парагенезисов.

Силлиманит с гиперстеном и гранатом при наличии ортоклаза и кварца (район г. Гайворона) описан Л. Г. Ткачуком (1940), од

нако нам его найти не удалось. Тем не менее, есть основания полагать, что условия метаморфизма метапелитов Завальевского блока достигали фации силлиманит-гиперстеновых и плагиоклазовых эклогитов (фация VII, по А. А. Маракушеву). Условия этой фации соответствуют  $P = 7 \div 10$  кбар и  $T = 800 \div 900^\circ \text{C}$ . По данным Л. П. Никитиной с соавторами (1972), нижняя температурная граница существования безбиотитовых и бескордиеритовых пород превышает  $850^\circ \text{C}$  при давлении 10 кбар.

В высокоглиноземистых метапелитах Голованевского блока выделяются две группы парагенезисов — гранатовая и безгранатовая. Гранатовые парагенезисы —  $\text{Гр} + \text{Сил} + \text{Корд} + \text{Пл} + \text{Кшп} + \text{Кв} + \text{Мт}$  и  $\text{Гр} + \text{Корд} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кш} + \text{Кв} + \text{Мт}$  — развиты в западной части блока. Первая ассоциация является аналогом гранулитов, вторая — гранат-силлиманитовых гнейсов Завальевского блока. Граничная реакция типа  $\text{Гр} + \text{Сил} \rightarrow \text{Корд} + \text{Гр}$  является частным случаем процесса кордиеритизации, который, как показал А. А. Маракушев (1973), происходит со значительным увеличением объема и в связи со значительным возрастанием давления  $O_2$ . Безгранатовые (или почти безгранатовые) парагенезисы  $\text{Корд} + \text{Сил} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кш} + \text{Мт} \pm \text{Кв}$  преобладают в восточной части блока (в районе г. Первомайска и восточнее). Процесс кордиеритизации в этой части Голованевского блока достигал максимума, что выражается в резком снижении содержания кварца или полном его исчезновении. Кварц в насыщенных кордиеритом метапелитах сохраняется в виде реликтов, бронированных калишпатом.

Метапелиты западной части Голованевского блока также относятся к гранулитовой фации, но к стадии более низких давлений, отвечающих алданской субфации А. А. Маракушева. Безгранатовые метапелиты с силлиманитом и кордиеритом представляют, по-видимому, ассоциации, переходные к амфиболитовой фации. По Л. П. Никитиной и др. (1972), биотит-силлиманитовые породы еще возможны в условиях гранулитовой фации, но при давлении не ниже 6 кбар. Вполне вероятно, что здесь был регрессивный метаморфизм.

Таким образом, парагенезисы высокоглиноземистых метапелитов подтверждают выводы, полученные при изучении метабазитов. Кроме того, вскрывается более сложная зональность в Голованевском блоке — повышение уровня эрозионного среза в направлении с запада на восток.

### Чарнокитоиды

Главной геологической особенностью чарнокитоидов Среднего Побужья является пластовая форма залегания.

Они представляют собой полосчатые мигматит-чарнокиты, редко встречаются породы типа теневых гранитов и лишь небольшая часть чарнокитоидов может быть отнесена к анатектитам, залегающим на месте образования или перемещенным в пределах пласта.

В обнажениях по р. Юж. Бугу наблюдаются совершенно согласные переслаивания чарнокитов разного состава, причем мощность пластов меняется от нескольких миллиметров до первых метров. Так, в долине Юж. Буга и выше с. Соломин чарнокиты и ортоклазовые чарнокиты переслаиваются с двупироксеновыми сланцами и совместно образуют микроскладки (рис. 15). Выше по реке переслаиваются чарнокиты и эндербиты, гранатовые и двупироксеновые эндербиты.

В заброшенном карьере по левому берегу Юж. Буга (ниже

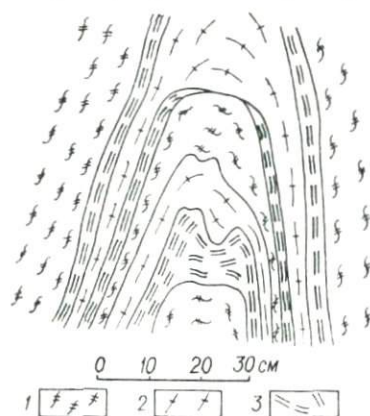


Рис. 15. Переслаивание ортоклаз-чарнокитов (1), чарнокитов (2) и двупироксеновых сланцев (3). Левый берег Юж. Буга, с. Соломия.

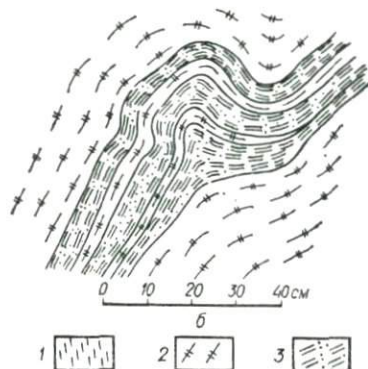
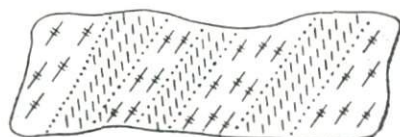


Рис. 16. Переслаивание: а — чарнокитов (1) и эндербитов (2); б — эндербитов и двупироксеновых сланцев (3). Левый берег Юж. Буга.

большого действующего карьера в г. Гайвороне) обнажается толща пород, в которую входят все разновидности чарнокитовой серии в строго согласном залегании. На рис. 16, б показаны плоччатые слои двупироксенового сланца мощностью 2—10 см в более лейкократовых гранат-гиперстеновых эндербитах. В этом же обнажении среди серого эндербита наблюдаются слои светло-серого сравнительно лейкократового эндербита с более высоким содержанием темно-серого кварца в виде пластинчатых выделений (рис. 16, а). Эти выделения ориентированы диагонально по отношению к простиранию каждой из полосок обогащенного кварцем эндербита, но не выходят за пределы слоя. Нередко можно наблюдать вполне согласное переслаивание эндербитов с породами эффузивно-осадочной толщи, например, в с. Салькове наблюдается несогласие в напластовании. Подобные примеры можно продолжать бесконечно; везде мы убеждаемся, что мелко- и среднезернистые чарнокитонды ведут себя как слоистые пластовые тела с плоскостями напластования и такими четкими контактами, какие вообще возможны для осадочных пород.

В конце 50-х — начале 60-х годов, благодаря работам Ю. Ир. Половинкиной и Э. Б. Наливкиной, большой популярностью пользовалась гипотеза метасоматического происхождения чарнокитов. Широкую известность получили представления Э.Б. Наливкиной, согласно которым вокруг тел двупироксеновых сланцев и габброидов существует нормальная метасоматическая зональность с последовательной сменой зон: антипертитовые чарнокиты; антипертитовые чарнокиты, обогащенные кварцем, и собственно чарнокиты. Автор отмечает, однако, что последовательность зон часто нарушается, некоторые зоны выпадают или перемежаются в другом порядке. Нами нигде подобная зональность не наблюдалась; если и существует какая-то закономерность в пространственном распределении чарнокитов разного состава, то она скорее отвечает ритмичной слоистости осадков.

Менее 10% всего объема чарнокитоидов в Завальевском блоке (в других блоках больше) занимают пегматоидные образования — средне- и крупнозернистые ясно фанеритовые породы, имеющие минеральный состав материнского пласта. От последнего они отличаются более крупным размером зерен, что создает впечатление повышенной лейкократовости, и обычно появлением структур распада в полевых шпатах. Еще одной особенностью пегматоидных образований являются вторичные водосодержащие минералы такие, как идингсит по гиперстену, хлорит и мусковит по биотиту, а также карбонаты. Эти минералы крайне редки в обычных чарнокитоидах и, по-видимому, указывают на повышенное содержание воды в пегматоидных телах.

Пегматоидные образования встречаются практически во всех типах пород гранулитовой толщи, включая габброиды, но чаще всего приурочены к самым кислым породам гранитного состава. Они образуют пластовые залежи, неправильные пластовые обособления с расплывчатыми контактами, слепые жильные тела, заполняют межбужинные пространства и, как крайнее выражение подвижности, секут вмещающие породы. Секущие тела всегда имеют гранитный состав и появляются только в Первомайско-Голованевском и Ятранском блоках.

При перемещении за пределы пласта пегматоидные чарнокиты способны оказывать активное влияние на породы иного состава, но масштабы этого процесса невелики. Так, вокруг скиалитов основных сланцев, заключенных в пегматоидных чарнокитах, образуются осветленные кварц-полевошпатовые оторочки совершенно такие же, как вокруг ксенолитов в гранитах амфиболитовой фации. Реже возникают оторочки слюдита мощностью до 1 м.

Размеры пегматоидных тел в пределах Завальевского блока обычно не превышают первых метров; в Голованевском блоке отмечены более крупные тела. Так, на восточной окраине с. Красенького по правому берегу Юж. Буга вскрыты вкрест простирания на протяжении 80 м темные зеленовато-серые крупнозернистые массивные эндербиты. Общая мощность тела эндербитов здесь

достигает 1 км. Подобные эндрбиты и плагиоcharнокиты, нос гнейсовой текстурой, вскрыты на левом берегу Юж. Буга в устье Сухой Деренюхи. Важно отметить, что в таких массивных эндрбитах появляются кварцевые жилы. Массивная текстура, развитие структур распада, появление кварцевых жил позволяют рассматривать подобные чарнокитоиды как автохтонные магматические образования. Они близки к интрузивным чарнокитам Норвегии и Антарктиды, описанным в работах М. Г. Равича (Равич, 1968; Климов и др., 1964). Таким образом, для Среднего Побужья вполне очевидна приуроченность полосчатых мигматит-чарнокитов к наиболее глубинному Завальевскому блоку, а массивных, возможно, анатектических чарнокитов — к менее глубинному Голованевскому блоку. На аналогичную закономерность в размещении чарнокитов в пределах Алданского щита указывала Г. М. Другова (1964). Анатектические чарнокиты сравнительно широко распространены в пределах Подольского блока, который по глубинности и литологическому составу пород сопоставим с Ятранским блоком. Разнообразные параавтохтонные граниты, связанные с чарнокитами, описал в Приднестровье В. М. Венидиктов (1970).

**Номенклатура и классификация чарнокитоидов.** Первая классификация чарнокитов предложена Т. Холландом (Holland, 1900), хотя аналогичные породы еще раньше были описаны в разных регионах, в том числе и на Украинском щите. Со временем появилось множество местных терминов и, соответственно, новые попытки классификации. История вопроса подробно изложена в некоторых обзорных работах (Каденский, 1958; Слензак, 1960; Наливкина, 1964; Ткачук, 1940; Tobi, 1971; и др.).

Работа по классификации и номенклатуре чарнокитов, проводившаяся терминологической комиссией Международного петрографического комитета, к настоящему времени не окончена, так как на XXIV сессии МГК ни одна из схем не получила общего одобрения (Воробьева, Ефремова, 1973). Из предложенных в разное время схем наиболее интересны следующие: В. М. Шемякина и К. А. Шуркина (1971); А. С. Тоби (Tobi, 1971); А. Р. Филпотса (Philpotts, 1960); М. Г. Равича (1971) и П. Жиро (Giraud, 1971) (рис. 17).

Схемы Тоби, Филпотса, Жиро основаны на исследованиях чарнокитов Южной Норвегии. Недостатком их номенклатуры является применение мало распространенных местных названий (арендалит, опдалит, биркремит, фарсундит, джотунит, анкаранандит и др.).

В некоторых схемах (Шемякин и Шуркин, Тоби, Мишо, Равич) классификационное значение придается структурам распада — пертитам и антипертитам. По нашим наблюдениям, как пертиты, так и антипертиты приурочены к пегматоидным чарнокитам и отражают, таким образом, не состав, а генезис породы. Соответственно и классификационное их значение ограничено.

В литературе по классификации чарнокитов дискутируется вопрос о количественной оценке состава полевых шпатов со структурами распада. Наблюдения над чарнокитами Среднего Побужья

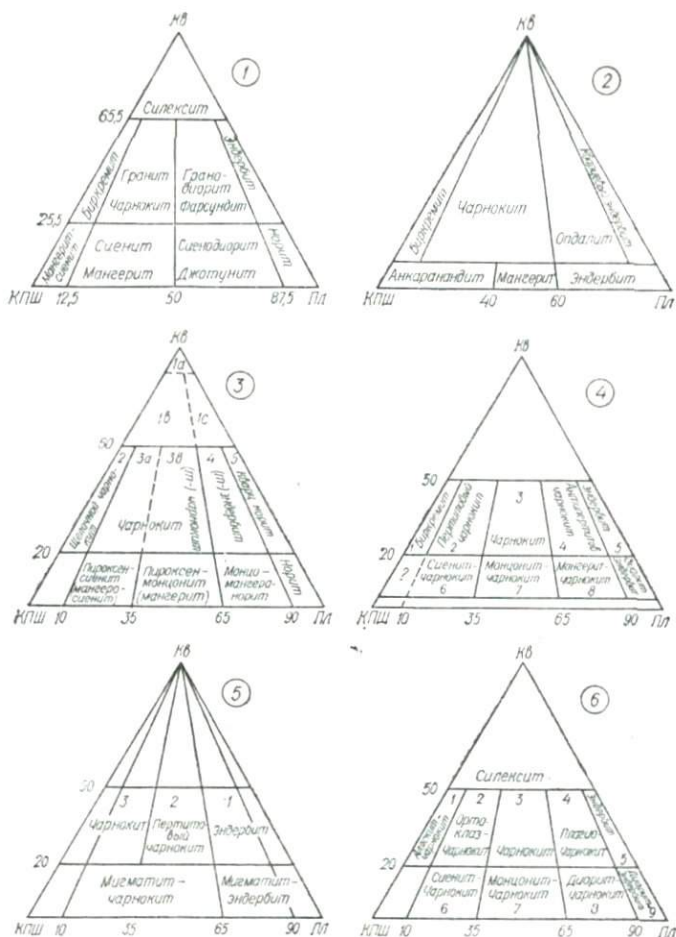


Рис. 17. Классификационные схемы чарнокитов:

1 — по А. Р. Филпотсу (Philpotts, 1966); 2 — по П. Жиро (Giraud, 1964); 3 — по А. С. Тоби (Tobi, 1971); 4 — по В. М. Шемякину и К. А. Шуркину (1971); 5 — по М. Г. Равичу (1971); 6 — предлагаемая схема.

показывают, что количество вростков крайне редко превышает 30% объема минерала-хозяина, поэтому с определенной долей условности можно относить антипертит к плагиоклазу, а пертит — к ортоклазу. Что касается мезопертитов, то такие структуры встречаются не чаще одного раза на 100 образцов; при подсчете их следует распределять между полевыми шпатами, исходя из стандартного отношения Орт: Пл = 1 : 1.

Чарнокиты образуют непрерывно-прерывистый ряд составов от безортоклазового эндербита до бесплагиоклазового аляскит-чарнокита, т. е. от существенно натриевых до калиевых пород с одновременным возрастанием кислотности и уменьшением содержания

фемических минералов вплоть до почти полного их исчезновения (рис. 18). К чарнокитам же, по нашему мнению, следует относить и те широко распространенные в гранулитовой фации породы, которые известны под названием розовых аплит-пегматондных гранитов, подольских гранитов, лептитов и др. Эти породы переслаиваются с чарнокитами, реже дают локально перемещенные тела и являются такими же закономерными членами чарнокитовой серии, как и более основные разновидности.

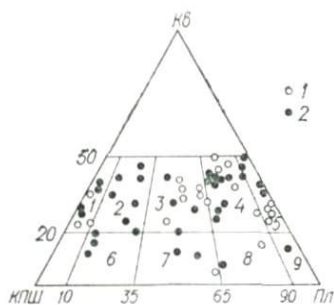


Рис. 18. Минеральный состав чарнокитоидов Среднего Побужья.

Породы: 1 — Завальевского блока, 2 — Голованевского блока.

граниты как разновидность чарнокитов, являющихся продуктом кристаллизации бугитовой эпимагмы.

Для обозначения всей совокупности чарнокитов разного состава и генезиса приемлем термин чарнокитоиды, предложенный В. М. Шемякиным и К. А. Шуркиным. Объем термина чарнокитоиды более узкий, чем гранитоиды, так как чарнокитоиды представляют собой гранитоиды только гранулитовой фации.

Для расчленения чарнокитоидов автор полностью принял границы, предложенные в схемах А. Тоби, В. М. Шемякина и К. А. Шуркина, но с другими наименованиями полей.

Породы поля 1 (см. рис. 17) составляют не менее 3% общего разреза чарнокитовой толщи и состоят из кварца и ортоклаза (пертитового или непертитового). Они отличаются почти полным отсутствием цветных минералов, в том числе нередко и магнетита. Сумма цветных минералов (граната, гиперстена и биотита) редко достигает 1%. В соответствии с рекомендацией А. Н. Заварицкого (1956), такие породы называются аляскитами, а в применении к чарнокитам — аляскит-чарнокитами.

К полю 2 относятся чарнокиты, обогащенные калишпатом. Это, в сущности, те же розовые граниты обычно с гиперстеном, биотитом или гранатом, составляющими в сумме до 5%. В классификации гранитоидов Петрографического комитета поле 2 не имеет собственного названия (β-граниты). Мы предлагаем называть их ортоклаз-чарнокитами. С целью сохранения связи предлагаемой номенклатуры с традиционным для украинской геологической лите-

ратуры термином — розовые аплит-пегматоидные граниты — мы будем применять для существенно калишпатовых пород дополнительное определение — розовый (розовый чарнокит, розовый аляскит и т. д.).

Поле 3 — чарнокиты; соответствует нормальным чарнокитам (в группе гранитоидов — это адамеллиты или  $\gamma$ -граниты).

Поле 4 — плагиоклаз-чарнокиты или плагио-чарнокиты, так как по своим петрохимическим особенностям, в частности сравнительно низкому содержанию СаО, эти породы ближе к плагиогранитам, чем к гранодиоритам. Поле мангерита должно располагаться левее поля 8, поэтому поле 9 мы предлагаем назвать диорит-чарнокитовым. По-видимому, правы В. М. Шемякин и К. А. Шуркин, считая, что чарнокитондов, отвечающих по составу крайнему левому нижнему полю диаграммы, не существует.

Необходимо условиться также об ограничениях чарнокитовой серии. Со стороны кварца чарнокитонды ограничены составом  $K_{50}$  (см. рис. 17). Примерно такому содержанию кварца отвечает разрыв составов между чарнокитоидами и силекситами (пироксен-магнетитовые, гранат-пироксен-магнетитовые и безрудные кварциты), хотя генетических различий, по нашему мнению, между ними нет. В калиевой части ряда возможен переход аляскит-чарнокитов в гранулиты, поэтому здесь необходимо ввести искусственное ограничение: содержание граната в аляскит-чарнокитах не должно превышать 3%, а силлиманита, кордиерита и графита не должно быть вообще.

Менее ясны ограничения в натриевой части ряда. Вполне очевидно существование разрыва составов между двупироксеновыми сланцами и эндербитами. Этот разрыв выражается не только в том, что нет эндербитов с содержанием цветных минералов выше 25% и сланцев более лейкократовых, чем с 65% плагиоклаза, но и в очень ограниченном распространении двупироксеновых эндербитов.

Намного сложнее определить границу раздела между эндербитами и норитами в их первичном значении. Последние нередко содержат гранат и биотит, образуя переходы к гнейсам, а по сумме цветных минералов могут приближаться к эндербитам. Для их различения приходится выбрать искусственную границу — 25% суммы темноцветов с условием резкого преобладания в них гиперстена и граната. Надо заметить, что нориты и особенно богатые биотитом и гранатом разновидности по петрохимическим и геохимическим признакам гораздо ближе к чарнокитоидам, чем двупироксеновые сланцы. Принадлежность норитов к чарнокитовой серии в качестве меланократового члена вполне возможна.

Для натриевой половины ряда целесообразно выделить лейкократовые (до 5% темноцветов), мезократовые (5—10%) и меланократовые (10—25%) чарнокитоиды. По составу цветных минералов различаются гиперстеновые и двупироксеновые чарнокитоиды, гранатовые чарнокитонды (виннициты) и безгиперстеновые чарнокитонды (в калиевой части ряда).

Петрографическая классификация не исключает применения других определений к чарнокитоидам. Так, А. Тоби рекомендует названия: гранулитовый чарнокит (порода с пластинчатым кварцем), гнейсо-чарнокит (порода со столбчатыми выделениями темноцветов), полосчатый и массивный чарнокиты.

**Особенности состава и типы чарнокитоидов Среднего Побужья.** Чарнокитоиды — породы очень разнообразные в петрохимическом отношении, но это скрыто особенностями, обусловленными степенью метаморфизма и, как следует из рассмотренных классификаций, не всегда учитывается. Состав чарнокитоидов отражает состав тех же метаморфических пород, которыми насыщена чарнокитовая толща.

В Завальевском блоке чарнокитов вообще значительно больше — это самый «чарнокитовый» блок Украинского щита, но представлены они здесь преимущественно натриевыми членами ряда — эндербитами, плагио-чарнокитами и собственно чарнокитами со сравнительно высоким содержанием кварца. Их минералогическими особенностями являются дупироксеновый состав мезо- и меланократовых членов ряда при некотором преобладании гиперстена, постоянное наличие гиперстена в наиболее калиевых членах ряда и низкое содержание или полное отсутствие биотита. Кроме того, чарнокитоиды Завальевского блока более тонкополосчатые, они реже образуют пегматойдные обособления и содержат более однородные полевые шпаты. Чарнокиты Завальевского блока можно выделить в гайворонский тип.

В Первомайско-Голованевском блоке распространены калиевые лейкократовые розовые чарнокитоиды, обогащенные калишпатом, обычно с небольшим количеством граната и биотита, клинопироксена в них практически нет. Биотит зеленовато- и красновато-бурый. Ассоциирующие породы представлены гиперстено-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, особенно в восточной части блока (в районе г. Первомайска). Чарнокитоиды, главным образом мезократовые, значительно более однородны, менее насыщены гнейсовым материалом, чем гайворонские. В них широко развиты пегматойдные образования вплоть до секущих пегматитовых тел. В полевых шпатах часты структуры распада; в калишпатах, главным образом из жильных тел, развита несовершенная микроклиновидная решетка. Чарнокитоиды Первомайско-Голованевского блока О. Б. Гинтов (1972) предложил называть токаревским типом. К чарнокитам токаревского типа вплотную примыкают гранитоиды, известные под названиями гранито-гнейсов и мясо-красных гранитов. От типичных чарнокитов эти породы отличаются розовым цветом и более «гранитным» обликом. Под микроскопом гранито-гнейсы ничем не отличаются от калиевых лейкократовых чарнокитов. В них несколько реже встречается гиперстен, чаще развиты псевдоморфозы идиингсита по гиперстену, возрастает содержание калишпата. С увеличением калиевости гнейсо-гранитов происходит закономерное уменьшение содержания гиперстена, который может полностью заместиться биотитом. Среди

аксессуарных минералов гранито-гнейсов широко распространен монацит, появляется магнетит и породы становятся магнитоактивными. Химический состав гранито-гнейсов почти полностью отвечает составу микроклиновых гранитов Кировоградского блока. Замещение гиперстена биотитом, а также структурное положение гранито-гнейсов между чарнокитами и кировоградскими гранитами указывают на переходный характер этих пород. Вполне вероятно, что розовые гранито-гнейсы и являются настоящими чарнокитами, частично диафорированными в связи с гранитообразованием в Кировоградском блоке. Провести грань между чарнокитами токаревского типа и гранито-гнейсами крайне затруднительно, поэтому мы рассматриваем их среди калиевых чарнокитов.

Чарнокиты Ятранского блока выделены Г. Г. Виноградовым (1957) в ятранский тип чарнокитов. К ятранскому типу относятся плагиочарнокиты и эндербиты — это массивные породы, обычно с красно-бурым биотитом и высокоглиноземистым плеохроирующим гиперстеном. Важная особенность ятранских чарнокитов — общий дефицит кварца.

Натриевые чарнокитоиды представляют собой серые, зеленовато-серые, темные и светлые породы, очень прочные, сливные, почти афанитовые. Ясная фанеритовая структура характерна для пегматоидных обособлений в чарнокитах; в последних крупные зерна образуют только полевые шпаты и темноцветы; кварц слагает тонкозернистые агрегаты с мозанчной или сутурной структурой.

Калиевые чарнокитоиды окрашены в розовые цвета разных оттенков; этим они уже в обнажении отличаются от зеленовато-серых натриевых чарнокитов и эндербитов.

Отсутствие биотита придает чарнокитоидам массивный облик. Гнейсовидность возникает обычно в результате пластинчатых выделений голубовато-серого кварца. Эти очень уплощенные, удлиненно-линзовидные в разрезе, блинообразные пластины кварца толщиной 0,05—2 мм и площадью в несколько квадратных сантиметров чрезвычайно характерны для всех богатых кварцем пород гранулитовой фации Побужья и вне этой фации не встречаются. Наличие пластинчатого кварца настолько специфическое явление, что уже само по себе может служить хорошим признаком гранулитовой фации.

В калиевых чарнокитоидах форма выделений кварца чечевицеобразная, неправильная, иногда даже прямоугольная в разрезе; в этом случае они очень напоминают ихтиоглипты кварца в пегматите. Выделения кварца и розовая окраска придают калиевым чарнокитоидам тот пегматоидный облик, из-за которого многие исследователи относят их к аплит-пегматоидным гранитам.

В бедных кварцем натриевых чарнокитах ориентировка выражается в образовании шнуровидных агрегатов, округлых в поперечном сечении и имеющих диаметр, равный толщине одного зерна. Такие породы сложены сложноподобным агрегатом, отдельные «стебли» в котором сложены либо цветными, либо салическими минералами.

Для всех чарнокитоидов, и особенно Завальевского блока, характерно широкое распространение катакластических структур. Среди них следует различать истинные катакластические структуры (следствие механического растирания с образованием псевдотахилитов) и псевдокатакластические, которые создаются в результате напряжений, приложенных под разными углами в плоскости, нормальной к простиранию пород. Эти напряжения действовали в период главной фазы метаморфизма, но, видимо, до эклогитизации основных сланцев, так как никаких преобразований минералов, более низкотемпературных, чем в гранулитовую фацию, при этом не происходит.

Направленные текстуры — стебельчатая и пластинчатая — крайне редко встречаются в менее метаморфизованных породах, причем всегда имеют реликтовый характер. По-видимому, снятие направленного давления в условиях менее глубинной фации ведет к быстрой перекристаллизации пород. В этом принципиальное отличие направленных текстур от истинно катакластических, возникающих практически повсеместно в породах любого состава.

Главной особенностью микроструктур является их неупорядоченность и, соответственно, резко гетеробластовый характер. Сравнительно идиобластовую форму имеют только плагиоклаз и гранат. Прочие минералы, в том числе пироксены, отличаются резко неправильной формой, подчиняющейся направлению дифференциальных движений. Микроструктурная неупорядоченность породы выражается также в пленочном распределении калишпата, образовании тонко мозаичных ортоклаз-кварцевых агрегатов, тонкозернистых агрегатов сутурного кварца, выполняющих ослабленные участки в породе и цементирующие зерна более устойчивых минералов. Ортоклаз сохраняется в виде межзерновых пленок, облегающих плагиоклаз и кварц при его содержании в породе до 40%, и только при более высоком содержании появляются индивидуализированные зерна и порфиробласты калишпата. Плагиоклаз занимает межзерновое пространство лишь при очень низких содержаниях (5—10%).

Все эти явления микроструктурной неупорядоченности и создали, по-видимому, те представления о резко реакционных соотношениях минералов в чарнокитоидах, об активном привносе — выносе минералообразующих компонентов, которые легли в основу гипотезы метасоматического происхождения чарнокитов.

В калиевых чарнокитах восточной части Первомайско-Голованевского блока развиваются несовершенные порфиробластические структуры. В качестве порфиробластов выступают зерна преобладающего в породе полевого шпата. Размер порфиробластов в 5—10 раз превышает размер зерен основной массы, но в общем невелик и измеряется несколькими миллиметрами. Крупные порфиробласты размером 2—3 см относительно редки и представлены калишпатом. Форма порфиробластов скорее овальная, чем прямоугольная. Порфиробласты в калиевых чарнокитоидах никогда не бывают такими

совершенными, как в типичных порфиробластических гранитах, и всегда связаны с основной массой оторочкой из мелких зерен калишпата.

В чарнокитоидах совершенно не встречаются симплектитовые структуры и очень умеренно развиты мирмекиты. Последние приурочены к наименее глубинным блокам — Ятранскому и восточной части Первомайско-Голованевского блока. Наблюдается прямая связь между степенью развития мирмекитов и структурами распада полевых шпатов.

**Породообразующие минералы.** Плагноклаз — наиболее идиоморфный минерал чарнокитоидов: форму межзерновых пленок он имеет только при очень низком содержании в породе. Полисинтетических двойников либо совсем нет, либо они имеют очень неправильную клиновидную форму (двойники деформации).

Наибольшая основность у плагиоклазов из эндербитов (в среднем № 35). В остальных чарнокитоидах основность плагиоклаза составляет в среднем 23—25% и с увеличением количества калишпата уменьшается. В аляскит-чарнокитах плагиоклаз даже немного основнее по сравнению со средними членами ряда.

В пределах каждой группы чарнокитоидов имеются существенные различия в основности плагиоклаза в зависимости от видового состава цветных минералов.

Так, наиболее основной и самый постоянный состав плагиоклаза (в среднем № 40) наблюдается в дупироксеновых эндербитах независимо от количества темноцветов. Эндербиты гиперстенового и биотит-гиперстенового составов содержат значительно более кислый плагиоклаз (в среднем № 32). В группе плагио-чарнокитов с гиперстеном плагиоклаз почти в два раза основнее (№ 31), чем в безгиперстеновых разностях (№ 19). В остальных чарнокитоидах калиевой части ряда — чарнокитах, ортоклаз-чарнокитах и аляскитах — состав плагиоклаза от наличия гиперстена не зависит. Высокой основностью отличается плагиоклаз (№ 40) ятранских биотит-гиперстеновых малокварцевых эндербитов.

Антипертитовые вроски в плагиоклазе крупные, прямоугольные; их содержание крайне редко приближается к мезопертитовому. По подсчетам Э. Б. Наливкиной максимальное количество ортоклаза в антипертите достигает 42% объема.

Антипертит встречается далеко не во всех чарнокитоидах; его появление определяется целым рядом причин, из которых только две достаточно понятны. Одним из факторов, определяющих появление антипертита, является основность плагиоклаза: калишпат в виде антипертитовых вросков обычно встречается в плагиоклазе, более кислом, чем № 40, и более основном, чем № 15. Намечается обратная связь количества антипертитовых вросков и основности плагиоклаза. Количество антипертитовых вросков не зависит от количественных соотношений плагиоклаза и калишпата в породе.

Более отчетлива связь степени развития антипертитов со структурой пород. Как видно из рис. 19, антипертитовый плагиоклаз

чаще всего появляется в тех чарнокитоидах, которые имеют крупнозернистую или пегматоидную структуру. При этом безразлично залегают такие чарнокитоиды в виде пластовых тел, шлировых обособлений или явно секущих пегматитов. Количество антипертита не зависит также от минерального состава чарнокитоида. Можно считать, что плагиоклаз-антипертит встречается значительно чаще в чарнокитоидах Голованевского блока, чем в районе Гайворон—Завалье. Это вполне согласуется с геологическими наблюдениями,

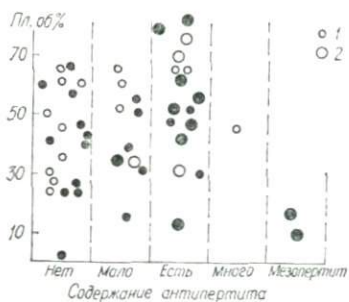


Рис. 19. Содержание плагиоклаза и развитие антипертита в чарнокитах:

1 — чарнокиты, 2 — пегматоидные чарнокиты; светлые кружки — чарнокиты Завальевского блока, черные — Голованевского.

Калишпат нередко насыщен пертитовыми вростками разной формы — преимущественно мелкими чечевицеобразными, с S-образно изогнутыми окончаниями, каплевидными, реже пластинчатыми, иногда образующими две-три пересекающиеся системы.

Насыщенность пертитом также изменяется в очень широких пределах. Пертитовая структура появляется при содержании калишпата в породе не менее 20%, при этом количество пертита всегда минимальное — до 5—10%. С возрастанием роли калишпата увеличивается содержание пертита, достигая максимума (50%) в тех случаях, когда плагиоклаз полностью пертитизирован (мезопертит). Размер пертитовых выделений  $0,005 \times 0,007$  —  $0,03 \times 0,06$  мм.

Решетчатая структура чаще встречается в калишпатах восточной части Первомайско-Голованевского блока; решетка несовершенная, нечеткая, пятнистая. Обычно, но далеко не всегда, нерешетчатые зерна не пертитизированы. Спайность проявляется преимущественно в пертитовых зернах калишпата.

Образование порфиробластов калишпата относится несомненно к более поздним этапам формирования породы, так как порфиробласты либо растворяют пластины кварца, либо раздвигают их.

По рентгеновской триклинности калишпаты из чарнокитоидов не различаются; это все ортоклазы с  $\Delta_p = 0$  (табл. 16). Повышенная триклинность (0,70) отмечена только в одном образце безгиперстено-

согласно которым в двух первых блоках более развиты различные пегматоидные образования. Деформация (катаклаз) действует на образование антипертитов отрицательно. Вполне однозначно установлено, что антипертит значительно чаще встречается в массивных некатаклазированных породах.

Калиевый полевой шпат. Каликатровые полевые шпаты представлены структурными разновидностями с низкой степенью упорядоченности. Низкая упорядоченность калишпата — это еще одно важное отличие калиевых чарнокитоидов от аплит-пегматоидных гранитов амфиболитовой фации.

вого плагночарнокита, в котором калишпат имеет очень несовершенную, пятнистую двойниковую решетку. Следовательно, наличие решетки — абсолютный признак максимального микроклина — не всегда совпадает с максимальной рентгеновской триклинностью. Более существенные различия получены при сравнении природной и рентгеновской (наведенной) термолюминесценции калишпатов.

По величинам  $I_{\text{РТЛ}}$  и  $I_{\text{ПТЛ}}$  (интенсивность рентгеновской и природной термолюминесценции, соответственно) все калишпаты соответствуют гранулитовой фации. При этом обнаруживается аномальное явление. Как было показано раньше (Рокачук и др., 1972; Щербаков и др., 1971),  $I_{\text{ТЛ}}$  калишпатов обратно пропорциональна  $\Delta_r$  и возрастает с увеличением степени метаморфизма. Следовательно надо было бы ожидать максимальной  $I_{\text{ТЛ}}$  для калишпатов Завальевского блока и более низкой — для калишпатов Голованевского блока. В действительности, соотношения обратные: если различия  $I_{\text{РТЛ}}$  калишпатов Голованевского и Завальевского блоков сравнительно невелики (в среднем 9700 и 7600 усл. ед. соответственно), то  $I_{\text{РТЛ}}$  калишпатов Голованевского блока (1620 усл. ед.) приблизи-

тельно в три раза выше. Соответственно и коэффициент  $k = \frac{I_{\text{РТЛ}}}{I_{\text{ПТЛ}}}$  для калишпатов Голованевского блока (15) в два раза выше. На диаграмме  $I_{\text{РТЛ}} - I_{\text{ПТЛ}}$  калишпаты чарнокитоидов этих блоков образуют два разобщенных поля. Единственный важный признак, которым отличаются чарнокитоиды Завальевского блока, — это более интенсивное развитие дифференциальных движений; с ними, по нашему мнению, и следует связывать низкие значения ПТЛ калишпатов.

Содержание альбитовой молекулы в калишпатах изменяется от 10 до 40%, но обычно близко к 20% (среднее — 20,8%). Состав калинатрового полевого шпата не зависит от геологоструктурного положения породы, основности сосуществующего плагноклаза, степени распада и величины ТЛ. Впрочем, непертицированные калишпаты имеют тенденцию к понижению  $I_{\text{ПТЛ}}$ .

**К в а р ц.** Кварц в штуфе серый, редко темный почти черный. Сохраняется в основной массе наравне с полевыми шпатами в виде зерен такого же размера и образует крупные пластинчатые обособления. Часто пластинка представляет собой одно цельное зерно или несколько примыкающих друг к другу крупных зерен кварца, реже состоит из агрегата мелких, сутурно сочленяющихся зерен. Погасание кварца в пределах пластины мозаичное, блоковое, волнистое, но в общем довольно спокойное. Выделения кварца, даже если они не явно пластинчатые, всегда имеют плавные ровные контуры и не корродируются другими минералами. Кварц в виде крупных обособлений составляет около 5—10%.

**Р о м б и ч е с к и й пироксен** образует такие же неправильные зерна, как и другие минералы. Таблитчатые кристаллы встречаются только в пегматоидных чарнокитах и в чарнокитах ятранского типа. В калиевых чарнокитоидах гиперстен замещается идингситом, который затем перекристаллизуется в пластинчатый биотит. Явное

Состав (вес. %) и некоторые физические свойства калинатровых полевых шпатов

Номер образца	Порода	Место взятия	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
106	Аляскит-чарнокит	с. Соломня	14,00	1,24
164	Розовый аляскит-чарнокит	с. Сальков	13,60	2,29
198	Эндербит	с. Кошаров-Александровка	14,48	2,19
260	Плагиоچارнокит	с. Соломня	12,40	2,51
265	Эндербит	»	13,90	1,10
269	Розовый аляскит-чарнокит	»	8,50	3,85
282	Чарнокит	с. Хашеватое	12,80	2,29
301	Розовый чарнокит	с. Завалье	13,60	2,19
307	Розовый чарнокит	»	14,0	2,07
393	Розовый плагиоچارнокит	г. Первомайск	13,60	2,51
408	Розовый пегматит	с. Чаусово	12,80	2,73
446	Розовый чарнокит	»	13,20	2,30
450	Розовый плагиоچارнокит	с. Подгурье	12,44	2,65
503	Аляскит-чарнокит	р. Сухая Деренюха	14,00	1,85
747	Розовый микроклиновый пегматит	с. Дубово, р. Ятрань	13,76	2,25

замещение гиперстена ярко-бурым биотитом наблюдалось в ятранских чарнокитах.

Железистость гиперстена изменяется от 34 до 58% и в среднем (48,5%) близка к железистости гиперстена из дупироксеновых сланцев Побужья. В табл. 17 охарактеризованы только ортопироксены Голованевского блока. Наиболее глиноземистый гиперстен находится в парагенезисе с гранатом, наименее глиноземистый — с ортоклазом (обр. 1761). В сравнении с ортопироксенами дупироксеновых основных пород, гиперстены чарнокитоидов более глиноземистые, причем большая часть Al входит в тетраэдры. Плеохроизм гиперстена не связан с повышенным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

**Г р а н а т.** Во всех чарнокитоидах гранат первичный минерал. Изредка в нем наблюдаются признаки гелицитового роста. Часто гранат окружен кварцем. Наиболее высокое содержание алмандинового компонента наблюдается в гранатах безгиперстеновых калиевых чарнокитоидов (среднее 64), более низкое — в гранатах бедных калием гиперстенсодержащих пород (среднее 58%). Химический состав граната (обр. 22/56) из чарнокита г. Первомайска (вес. %): SiO<sub>2</sub> 38,05; TiO<sub>2</sub> 0,06; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 20,87; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,02; FeO 30,17; MnO 0,95; MgO 6,60; CaO 2,08; Na<sub>2</sub>O 0,06; K<sub>2</sub>O 0,03; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> 0,12; п. п. п. 1,42; сумма 100,43. Компоненты: пироп — 26,2; алмадин — 65,5; спессартин — 2,4; гроссуляр — 6,0. Состав граната вполне типичен для чарнокитов (группа 7, по Н. В. Соболеву).

**Б и о т и т.** Одинаково часто встречается красновато-бурый и зеленовато-бурый. Существует, по меньшей мере, две генерации

## из чарнокитондов

СаО	Or	Ab	An	$\Delta\rho$	$T_m = 200^\circ$		$k = \frac{I_{PTL}}{I_{PTL}}$
					$I_{PTL}$	$I_{PTL}$	
0,07	87,6	11,8	0,6	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
He опр.	79,5	20,5	—	» »	500	5500	11,0
» »	81,5	18,5	—	0,0	480	6900	14,4
Сл.	76,8	23,2	—	0,0	870	7200	8,3
» »	89,2	10,8	—	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
He опр.	59,2	40,8	—	0,0	270	6000	22,2
» »	79,0	21,0	—	0,0	350	5000	14,3
» »	80,5	19,5	—	0,0	870	7800	9,0
» »	81,5	18,5	—	0,0	600	14800	25,0
» »	79,3	20,7	—	0,0	1300	5100	4,9
Сл.	75,5	24,5	—	0,0	2000	8400	4,2
He опр.	79,1	20,9	—	0,0	1300	15000	11,5
» »	75,5	24,5	—	0,70	3000	154000	5,1
» »	83,3	16,7	—	0,0	1850	12300	6,7
» »	80,2	19,8	—	0,0	1400	5100	3,6

биотита. Ранний красновато-бурый биотит с низкой железистостью (до 40%) распространен особенно широко в чарнокитах Ятранского блока. Значительно реже, поскольку здесь биотит вообще очень редок, красноватый биотит встречается в чарнокитах Завальевского блока. Наряду с первичным, сингенетичным с гиперстеном, развивается и несколько более поздний биотит, замещающий гиперстен. Бурый и зеленовато-бурый биотит образуется в результате высокотемпературного диафтореза чарнокитов. Этот биотит вытесняет гиперстен и ассоциирует с магнетитом. Его железистость значительно выше (до 55—60%).

Среди красноватых биотитов чаще встречаются высокотитанистые, что обычно связано с низкой железистостью. В табл. 18 представлены сравнительно низкотемпературные биотиты из меланократового эндербита р. Ятрани (обр. 766) и эндербитов г. Первомайска. Последние три образца характерны для зоны перехода от Голованевского блока к Кировоградскому и отличаются повышенной железистостью. Замещение биотита фибролитом и андалузитом отмечено только в Голованевском блоке.

**Химический состав чарнокитов.** В табл. 19 представлены оригинальные анализы, характеризующие эндербиты и плагиоچارнокиты.

Главная химическая особенность чарнокитов — исключительное непостоянство состава, особенно в отношении кислотности. Содержание  $\text{SiO}_2$  изменяется от 50% в наиболее меланократовых ятранских эндербитах до 78% в токаревских чарнокитах. Почти все

Химический состав (вес. %) и оптические свойства ортопироксенов из чарнокитоидов

Компонент, константа	766	1724	1761	22/56	Компонент, константа	766	1724	1761	22/56
SiO <sub>2</sub>	51,93	50,10	48,90	48,94	Плеохроизм	Нет	Слабый	Слабый	Нет
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,10	0,16	0,18	<i>f</i>	34,5	43,8	51,9	47,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	2,16	0,31	2,01	<i>f</i> <sub>0</sub>	3,1	7,3	14,2	6,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	2,07	4,96	1,88	Формульные коэффициенты в пересчете на 4 катиона				
FeO	20,02	24,02	25,57	26,52	Ca	0,03	0,03	0,04	0,04
MnO	0,34	0,88	0,91	0,35	Na	0,02	0,00	0,00	0,03
MgO	22,18	19,31	16,01	17,70	K	0,00	0,00	0,00	0,005
CaO	0,62	0,70	0,98	0,98	Mg	1,24	1,10	0,95	1,02
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,02	0,20	0,40	Fe <sup>2+</sup>	0,63	0,76	0,85	0,86
K <sub>2</sub> O	0,10	0,02	0,20	0,08	Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,06	0,09	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,14	—	0,03	Mn	0,01	0,03	0,03	0,01
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,07	0,07	0,24	0,25	Al <sub>VI</sub>	0,05	0,02	0,00	0,00
П. п. п.	1,49	0,44	1,40	1,01	Ti	0,01	0,00	0,00	0,01
F	Не опр.	0,28	Не опр.	Не опр.	Si	1,95	1,92	1,94	1,89
С у м м а	100,18	100,31	99,84	100,33	Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,05	0,02
<i>n</i> <sub>g</sub>	1,708	1,722	1,730	1,728	Al <sub>IV</sub>	0,05	0,08	0,01	0,09
<i>n</i> <sub>p</sub>	1,697	1,705	1,711	1,712					
<i>n</i> <sub>g</sub> — <i>n</i> <sub>p</sub>	0,011	0,017	0,019	0,016					

Примечание: 766 — эндрбит меланократовый (Ги, Би, Пл, Кв), р. Ятрашь, с. Табунов; 1724 — эндрбит (Ги, Пл, Кв), с. Каменець, правобережье р. Синюха, скв. 7716, гл. 50,8 м; 1761 — плагиоچارнокит (Ги, Пл, Орт, Кв), правобережье Синюхи, скв. 7715, гл. 80,0 м; 22/56 — чарнокит, г. Первомайск, р. Синюха. Аналитики Б. В. Мирская, А. А. Стеценко ИГФМ АН УССР.

Таблица 18

Химический состав (вес. %) и оптические свойства биотита из чарнокитондов

Компонент, константа	766	25/56	46/56	44/56
SiO <sub>2</sub>	38,10	34,70	37,66	36,83
TiO <sub>2</sub>	5,08	3,75	3,88	4,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,55	16,89	13,60	17,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,06	3,20	5,40	3,42
FeO	10,06	16,69	16,59	17,23
MnO	0,02	0,23	0,17	0,19
MgO	18,29	11,33	10,83	9,03
CaO	0,22	0,28	0,03	0,50
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,23	0,22	0,40
K <sub>2</sub> O	9,45	8,62	9,13	8,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	He опр.	He опр.	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,39	0,16	0,44	0,30
П. п. п.	1,20	3,89	0,21	2,37
F	0,08	0,50	1,51	0,09
С у м м а	99,53	100,47	99,66	99,87
$n_g = n_m$	1,629	1,647	1,658	1,669
Окраска по Ng	Красн.-бур.	Бур.	Ярко-бур.	Бур.

Формульные коэффициенты в пересчете на II атомов кислорода

K	0,88	0,83	0,87	0,78
Na	0,00	0,03	0,03	0,06
Ca	0,02	0,02	0,00	0,04
$\Sigma x$	0,90	0,88	0,90	0,88
Mg	1,96	1,28	1,20	1,00
Fe <sup>2+</sup>	0,60	1,05	1,03	1,07
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,18	0,30	0,19
Al <sub>IV</sub>	0,00	0,12	0,00	0,23
Ti	0,27	0,21	0,22	0,23
$\Sigma y$	2,87	2,85	2,76	2,73
Al <sub>IV</sub>	1,14	1,38	1,19	1,26
Si	2,73	2,62	2,81	2,74
Fe <sub>IV</sub> <sup>3+</sup>	0,13	0,00	0,00	0,00
OH	0,58	1,96	0,10	1,17
F	0,02	0,12	0,35	0,02

Производные коэффициенты

$f$	28,2	49,5	52,8	56,0
$f_0$	22,1	14,8	22,7	15,2
$a_{sl}$	28,5	34,5	29,8	31,5
$al$	25,4	35,9	33,2	40,4

Примечание: 766 — эндрбит (Ги, Би, Пл, Кв), с. Табунов; 25/56 — плагиоэндрбит (Ги, Би, Пл, Орт, Кв), г. Первомайск, р. Синюха; 45/56 — двупироксеновый эндрбит (Ги, Ди, Би, Пл, Кв), с. Александровка, р. Юж. Буг; 44/56 — эндрбит (Ги, Ди, Би, Пл, Кв), там же. Аналитики А. В. Служенко, Б. В. Мирская, ИГФМ АН УССР.

## Химический состав чарнокитоидов Среднего Побужья, вес. %

Компонент, коэффициент	140	142	146	173	197
SiO <sub>2</sub>	71,42	71,15	65,63	63,93	70,62
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,47	0,55	0,77	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,29	16,10	16,28	16,08	14,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	0,49	1,90	1,21	1,40
FeO	2,73	2,22	3,03	4,38	2,65
MnO	0,05	0,04	0,06	0,07	0,02
MgO	1,25	1,09	2,19	3,30	1,13
CaO	4,30	2,91	4,87	4,36	3,14
Na <sub>2</sub> O	3,28	3,80	4,00	3,70	3,38
K <sub>2</sub> O	0,62	1,20	0,34	0,97	1,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	He опр.	0,11	0,16	0,09
SO <sub>3</sub>	0,09	Ст.	He опр.	Ст.	He опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,37	0,10	0,19	0,26
П. п. п.	0,38	0,50	1,03	0,82	0,73
S	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,30
Сумма	100,04	100,34	100,09	99,94	99,98

## Коэффициенты А. Н. Заварицкого

<i>a</i>	8,0	9,7	9,3	9,6	9,8
<i>c</i>	5,2	3,4	6,0	5,3	3,8
<i>b</i>	6,1	8,7	9,1	12,0	6,9
<i>s</i>	80,7	78,2	75,6	73,1	79,5
<i>f'</i>	56,7	28,1	50,8	43,2	53,4
<i>m'</i>	34,4	20,4	41,6	46,6	27,2
<i>c'</i>	—	—	—	—	—
<i>a'</i>	8,9	51,5	7,6	10,2	19,4
<i>n</i>	90,0	82,5	95,6	84,5	75,4
<i>φ</i>	13,3	4,6	18,2	8,0	17,5
<i>t</i>	0,5	0,5	0,6	0,9	0,4
<i>Q</i>	40,2	33,6	26,6	21,7	35,6
<i>F</i>	62,2	57,8	55,0	48,0	66,3

Примечание: 140 — эндербит (Пл, Кв, Ги, Орт), левый берег Юж. Буга, с. Завалье; 142 — 146 — эндербит (Ги, Пл, Кв.), левый берег Юж. Буга, с. Сальков; 173 — биотитовый эндербит (Ги, берг Юж. Буга, с. Кошаро-Александровка; 252 — эндербит (Ги, Пл, Кв), правый берег Юж. Буга, двупироксеновый эндербит (Ги, Ди, Пл, Кв, Орт, Ильм), правый берег Юж. Буга, с. Сальков; 746 — В. Г. Резниченко, ИГФМ АН УССР.

образцы, за исключением меланократовых двупироксеновых эндербитов, несколько пересыщены глиноземом, т. е. относятся к метапеллитам. Содержание нормативного силлиманита в них составляет 0,5—5%. Чарнокиты и эндербиты имеют низкое содержание щелочей (4—5%) при постоянном преобладании Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O и высокую кальциевость. Железистость пород изменяется от 36 до 80%, среднее 55—60%. Резко возрастает железистость наиболее кислых членов чарнокитовой серии, особенно в диафторитах переходной зоны. Пегматоидные обособления в чарнокитах (обр. № 173, 252) по химизму ничем не выделяются среди других эндербитов.

Петрохимическими аналогами чарнокитов среди менее метаморфизованных пород являются биотитовые плаггиогнейсы и только

252	304	385	746	766	1761	25/56
68,60	78,65	50,86	55,10	53,21	57,09	72,91
0,03	0,09	2,10	0,97	0,41	0,63	0,25
18,07	10,19	12,90	16,49	15,36	18,83	13,46
0,85	0,66	2,14	3,55	1,61	1,31	1,33
0,72	3,16	9,33	5,90	8,55	5,74	1,47
0,02	0,07	0,15	0,03	0,15	0,08	0,03
0,45	1,54	8,19	4,62	10,12	3,26	0,38
5,22	1,56	6,96	6,58	4,65	5,18	1,75
4,50	2,60	2,80	3,00	2,75	4,05	4,01
0,65	0,35	1,70	1,66	1,00	1,72	3,54
0,07	0,05	0,38	0,51	0,15	0,32	0,07
He опр.	0,07	0,27	He опр.	0,03	He опр.	He опр.
0,15	0,11	0,00	0,24	0,15	0,24	0,10
0,22	0,44	1,72	1,24	1,55	1,11	0,22
He опр.,	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,12	0,08
99,55	99,55	99,50	99,89	99,69	99,89	99,60
11,0	6,0	8,5	9,3	7,3	11,8	13,6
6,5	1,8	4,2	6,8	5,5	6,6	2,0
3,1	7,6	28,4	18,5	27,8	13,6	3,1
79,4	84,6	58,9	65,4	59,4	68,0	81,3
49,0	45,3	37,5	47,9	33,8	50,5	78,2
24,4	32,5	48,1	43,7	60,0	42,2	19,6
—	—	14,4	8,4	—	—	2,2
26,6	22,2	—	—	6,2	7,3	—
92,5	91,3	71,5	72,7	80,0	78,5	63,7
26,6	6,8	6,2	16,7	4,8	8,3	34,8
0,00	0,1	3,0	1,3	0,6	0,8	0,3
30,3	55,4	-3,4	5,4	-1,3	5,8	33,4
66,6	58,3	43,8	52,3	36,0	54,5	80,0

розовый эндрбит (Пл. Кв. Орт. Гр. рутил, циркон, мусковит), левый берег Юж. Буга, с. Завалье; Би. Пл. Кв. Мт), правый берег Юж. Буга, с. Ониксово; 197 — эндрбит (Пл. Кв. Орт. Би), левый г. Гайворон; 304 — гранатовый эндрбит (Пл. Кв. Гр.), левый берег Юж. Буга, с. Завалье; 385 — эндрбит (Би. Ги. Пл. Кв.), р. Ятрань, с. Дубово. Аналитики А. Я. Ротарь, Ж. А. Бабарина.

некоторые анализы могут сопоставляться с амфибол-биотитовыми гнейсами, относительно бедными СаО. По сравнению с гнейсами чарнокиты содержат несколько больше СаО (на 0,5%) и меньше щелочей (на 0,5—1,0%). Эндрбиты, как и биотитовые плагиогнейсы, по составу близки к плагиогранитам амфиболитовой фации, но полное совпадение встречается редко. Таким образом, по химическому составу эндрбиты вполне аналогичны осадочным породам — метapelитам без избытка  $Al_2O_3$ . Единственное принципиальное отличие плагиочарнокитов от плагиогнейсов — более глубинные условия образования.

**Акцессорные минералы.** Акцессории чарнокитоидов описаны по 18 штучным пробам весом до 5 кг, причем опробованы преимущест-

Содержание главных аксессуарных минералов в чарнокитоидах, г/тг

Номер пробы	Порода	Место взятия	Циркон	Апатит
139	Эндербит	с. Завалье	180	225
164	Розовый аляскит-чарнокит	с. Сальков	54	Нет
198	Эндербит	с. Кошаро-Александровка	12	35
260	Плагио-чарнокит	с. Соломия	270	Нет
302	Чарнокит	с. Завалье	210	20
307	Розовый чарнокит	»	60	Нет
393	Розовый плагио-чарнокит	г. Первомайск	159	»
408	Розовый пегматит (секущий)	с. Чаусово	22	10
432	Розовый чарнокит	»	10	10
442	Розовый пегматит (секущий)	»	87	60
446	Розовый чарнокит	»	318	110
449	Розовый пегматит (секущий)	с. Подгурье	1200	Нет
480	Эндербит розовый	»	520	170
487	Чарнокит розовый	»	60	15
503	Розовый аляскит-чарнокит	р. Сухая Деренюха	40	39
28/56	Розовый чарнокит	ст. Синуха	57	20
48/56	Эндербит	с. Александровка	51	600
49/56	Розовый чарнокит	»	17	4100

венно лейкократовые породы. При подсчете содержаний применялись те же коэффициенты потерь, что и для гранитоидов.

Видовой состав аксессуарных минералов чарнокитоидов вполне типичен для гранулитовой фации (табл. 20). В них совершенно нет сфена, ортита и эпидота, но большую роль играют монацит и ильменит, часто пироксены, гранат, рутил, силлиманит. Содержание аксессуарных минералов калиевых чарнокитоидов по сравнению с аплитовыми гранитами амфиболитовой фации очень велико, особенно если учесть более высокие потери при обогащении. Сравнительно велики также содержания аксессуариев и в пегматитах, секущих чарнокитоиды.

Характерная особенность аксессуарной минерализации чарнокитоидов — низкое содержание апатита и магнетита наряду с высокими содержаниями монацита и циркона.

Монацит и апатит, как и в гранитоидах амфиболитовой фации, нередко являются антагонистами, однако антагонизм их выражен здесь не так четко. Монацит значительно чаще встречается в калиевых чарнокитоидах Голованевского блока.

По имеющемуся ограниченному материалу можно судить об антагонизме магнетита и ильменита. Ильменит, по-видимому, чаще встречается в лейкократовых чарнокитах Завальевского блока.

Циркон из чарнокитоидов очень светлый, желтовато- или буровато-коричневый, иногда со слабым сиреневым рефлексом; в крупных зернах коричневый. В чарнокитоидах Завальевского

Монацит	Магнетит	Ильменит	Сульфид	Рутил	Силлиманит	Гиперстен	Гранат
Нет	Нет	300	10	Нет	Нет	1500	2500
»	»	3	Нет	»	»	10	900
»	»	3500	»	»	»	Нет	Нет
»	»	310	190	»	»	1000	20
»	»	2000	50	»	»	200	600
Есть	»	110	3	»	»	Нет	1500
»	3700	Нет	0,6	7	»	»	Нет
»	58	»	0,6	0,03	»	»	Есть
»	256	91	127	Нет	45	»	»
»	182	98	Нет	»	Нет	Есть	»
»	182	1150	52	»	35	20	»
»	1420	4550	Нет	»	Нет	Есть	»
»	Нет	2200	»	»	»	Нет	Нет
»	»	1340	3	»	»	Есть	Есть
Есть	400	Нет	Нет	Нет	Нет	Есть	Есть
»	Нет	»	»	»	»	»	»
Не опр.	Не опр.	Не опр.	40	»	»	»	»
Есть	»	»	Нет	»	»	Нет	Нет

блока циркон имеет характерную серовато-бурую окраску. Иногда зерна бесцветные, стеклянноподобные. В пределах каждой пробы по внешним признакам циркон одинаковый и различается только размерами и удлинением. Установлено два типа кристаллов. Подавляющее большинство составляют зерна с не очень высоким двупреломлением, трещиноватые, но почти без включений. Подобные цирконы образуют ядра в цирконах уманских и других гранито-амфиболитовой фации и рассматриваются нами как более древние. Менее распространены кристаллы циркона, которые в иммерсионном препарате совершенно прозрачные, нетрещиноватые и имеют очень высокую интерференционную окраску чистых тонов. Цирконы с несомненно ядерным строением сравнительно редки и приурочены к сливным чарнокитоидам Завальевского блока. Яркий нетрещиноватый циркон, по-видимому, является более поздним и образует оторочки вокруг трещиноватого циркона, однако, наблюдались и обратные соотношения. Нетрещиноватый яркий циркон легче изотропизируется и в этом отношении соответствует циркону молодой генерации гранитов амфиболитовой фации.

Все кристаллы циркона имеют хорошую огранку, явно окатанных не наблюдалось. В пробах завальевских чарнокитов № 139, 164, 260, 302, 307 у циркона нередко сглаженные, оплавленные (?) грани.

Кристаллографические формы циркона представлены как гнациновым (форма VII), так и цирконовым (VI) типами (Щербаков, 1968). Грани формы VII нередко угнетены вплоть до перехода в

простую гиаинтовую форму II. Удлинение циркона изменяется от 1,5 до 2,6 (среднее 1,95).

**Монацит** — главный аксессуарный минерал: обычно его больше, чем циркона и апатита, взятых вместе. Максимальное содержание установлено в секущем, существенно микроклиновом пегматите.

Монацит под бинокляром прозрачный, в форме пластинчатых кристаллов, обычно с затравкой из мелкого зерна циркона в центре, желтый, лимонно-желтый, редко зеленоватый. В массе большей частью красный за счет пленок бастнезита (?). Замещается также рабдофанитом. В свете ртутной лампы монацит светится изумрудно-зеленым светом. Яркость свечения в разных пробах различна и, по-видимому, зависит от состава монацита;  $n_p = 1,770$ .

По данным Э. А. Ярошука, монациты из чарнокитоидов Первомайского района отличаются очень низким содержанием урана (0,6—0,19%), высоким тория (9—12%), и соответственно, очень высоким торий-урановым отношением (65—130). По мнению Э. А. Ярошука, такие монациты характерны для диафторированных чарнокитов. Однако аналогичные монациты содержатся и в гранат-биотитовых гнейсах Нижнего Побужья, так что существенно ториевый состав монацитов из розовых гранитов можно связывать и со степенью метаморфизма. Низким содержанием урана объясняется слабое развитие дворигов вокруг монацита в биотите.

**Апатит** прозрачный, бесцветный, редко зеленоватый или голубоватый. Бесцветный апатит имеет показатели:  $n_o = 1,636$ ,  $n_e = 1,633$ ; голубоватый —  $n_o = 1,641$ ,  $n_e = 1,637$ , т. е. содержит до 20% хлористого компонента. Особенностью апатита является обилие трубчатых включений, расположенных параллельно длинной оси, или образующих решетку в центре кристаллов.

## Граниты

К ставковскому комплексу относятся мало распространенные серые крупнозернистые монацитовые граниты, вскрытые долиной Юж. Буга на протяжении 3 км от ст. Ставки до г. Гайворона. Ставковские граниты слагают два массива размерами около  $2 \times 10$  км — Ставковский и Устьевский. К ним же, по-видимому, относятся три небольших массива площадью 3—4 км<sup>2</sup>, расположенные между селами Ставками и Джулинкой. Массивы имеют широтное и субширотное простирание (270—300°), однако ориентировка полосчатости повсюду северо-западная (330—340°).

Ставковский комплекс располагается в зоне перехода от чарнокитовой области Среднего Побужья к амфиболитовой области Уманско-Белоцерковского района, чем и обусловлено его своеобразие. По составу и свойствам калишпата, по окраске биотита — это глубинные гранитоиды, однако ксенолиты в них представлены биотитовыми гнейсами с решетчатым микроклином и без каких-либо

признаков образования за счет более высокотемпературных метаморфитов. Сами граниты также не содержат никаких высокотемпературных минералов, даже в аксессуарных количествах, кроме единичных зерен граната в тяжелой фракции. На карте А. Н. Козловской с соавторами (1965) ставковские граниты отнесены к мигматитам кировоградских гранитов.

Ставковский гранит светло-серый, розовато-серый, крупнозернистый до гигантозернистого пегматоидного с размером зерен 1—3 см и более. В отдельных выходах гранит сравнительно массивный, но нередко встречается пластовое чередование пород разной зернистости или разной насыщенности биотитом. Гранит ассоциирует с биотитовыми гнейсами, прорывает их в разных направлениях в виде жил или неправильной формы тел.

Минеральный состав (в %): калишпат (30), плагиоклаз (30), кварц (30), биотит (3—8), мусковит, циркон, монацит, ильменит, магнетит. Структура гипидиоморфнозернистая, катакластическая начальной стадии.

Калишпат очень разнообразен даже в пределах одного шлифа. Некоторые зерна имеют пятнистую двойниковую решетку и не содержат пертита, большая же часть нерешетчатая, пертитовая (до мезопертитовой). Пертит также очень разнообразный даже в одном зерне, но преимущественно крупный, ленточный. Иногда пертитовая структура различается только при большом увеличении.

Своеобразны химические и физические свойства калишпата: он отличается очень высокой натриевостью и, особенно, высокой интенсивностью термолюминесценции. Так, обр. 236 (светло-серый крупнозернистый гранит, с. Ставки) имеет состав (в %):  $K_2O$  — 12,40,  $Na_2O$  — 3,00; *Or* — 73,3%, *Ab* — 26,7%. В этом образце наибольшая из всех известных на щите интенсивность термолюминесценции как природной (5100), так и наведенной (28000);  $\Delta_p = 0,70$ .

Плагиоклаз почти без двойников и без антипертитовых вростков, сравнительно основной (№ 21—30).

Биотит обычный для апелитовых высокотемпературных гранитов — ярко- и красновато-бурый, слабо мусковитизирован по периферии.

Аксессуарная минерализация ставковских гранитов имеет резко выраженный монацит-цирконовый характер. Кроме монацита и циркона в небольшом количестве встречаются магнетит, ильменит, а в пробе из г. Гайворона — единичные зерна граната. Совершенно нет в этих гранитах апатита. Содержания главных аксессуариев — циркона и монацита — повышенные. Содержание магнетита — 200—300 *г/м*, ильменита — 15 *г/м*.

Ц и р к о н в крупных зернах грязно-сиреневый, довольно темный, в мелких — сиреневый и совершенно прозрачный, незональный, ранней генерации. Кристаллы короткопризматические с хорошей огранкой гиацитного типа. В граните с. Ставков преобладают

простые гиацинтовые формы II, в г. Гайвороне — сложные гиацинтовые формы VII. Размер кристаллов (0,12—0,3 мм) связан с крупностью зерен вмещающей породы; самый крупный циркон в крупнозернистом граните с. Ставков (0,3 мм). Во всех обнажениях гранитов в этом районе циркон совершенно одинаковый по внешнему виду, а в пределах одной пробы и по размеру.

**М о н а ц и т** лимонно-желтый, прозрачный, без вторичных минералов, с черными включениями в центре зерен. Кристаллы с хорошей огранкой, удлиненные, слабосплюсненные. Размер кристаллов монацита такой же, как и сосуществующего циркона. Интересно, что монацит ставковских гранитов неэлектромагнитен: он концентрируется в тяжелой фракции.

## ПОРОДЫ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Область распространения пород амфиболитовой фации в средней части Украинского щита (Росинско-Тикичский район) представляет собой почти сплошное поле гранитоидов, в котором метаморфические породы залегают в виде разобщенных ксенолитов.

Ю. Ир. Половинкина (1960, 1967) выделила эти породы в тикичскую свиту. По ее мнению, эта свита состоит из чередующихся биотит-плагноклазовых и амфибол-плагноклазовых гнейсов и включает сравнительно мало магматических пород (андезито-базальты и небольшие интрузии габбро или диоритов). Тикичская свита завершает главный этап осадконакопления и по своему геологическому положению отвечает флишевым формациям молодых эпох. Распространение тикичской свиты, в представлении Ю. Ир. Половинкиной, ограничивается бассейном Гнилого Тикича.

Э. В. Мельничук и П. И. Слынько (1967) на основании реконструкции догранитных толщ западной части этого района по ксенолитам метаморфических пород в мигматитах пришли к выводу, что первичные породы были представлены преимущественно эффузивными образованиями, превращенными в амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты.

Комплекс метаморфических пород верховья Роси Н. П. Щербак (Щербак, Рябокони, 1965; Щербак, 1970; Щербак, Рябокони, 1971) объединяет в росинскую серию возрастом 2700 млн. лет, т. е. более древнюю, чем тетерево-бугскую. Е. М. Лазько с соавторами (1968, 1970) в бассейне Гнилого Тикича выделяют тикичский метаморфический комплекс, а в районе г. Звенигородки — звенигородский. Стратиграфическая последовательность метаморфических комплексов, по их мнению, следующая (снизу вверх): бугско-днестровский, тикичский, звенигородский. В последней стратиграфической схеме Украинского межведомственного стратиграфического комитета (Бабков и др., 1970) все породы Росинско-Тикичского района объединены в росинско-тикичскую серию (архей — нижний протерозой), синхронную с бугской серией. Я. Н. Белевцев и др. (1971) считают росинско-тикичскую серию аналогом конкско-верховцевской.

При сопоставлении росинско-тикичской серии с криворожской или бугско-днестровской обычно сравниваются разрезы

Володарской и Белоцерковской магнитных аномалий, а выводы о стратиграфической последовательности переносятся на всю толщу пород средней части щита. Так, Т. А. Скаржинская (Бабков и др., 1970; Батиевский, Скаржинская, Шунько, 1972), детально расчленившая железисто-кремнистые породы указанных аномалий, считает это расчленение приемлемым для всей средней части щита. По нашему мнению (Щербаков, 1972), породы магнитных аномалий следует рассматривать как выступы пород гранулитовой фации, синхронные с породами гранулитовой фации Среднего Побужья. Вмещающая их толща пород представляет собой либо верхнюю часть бугской серии, гранитизированную в условиях амфиболитовой фации, либо самостоятельную серию более молодого возраста. Данные абсолютного возраста свидетельствуют в пользу последнего предположения.

Метаморфические породы Росинско-Тикичского района логично объединить в комплексы, территориально и генетически приуроченные к определенным тектоническим блокам или зонам. Среди них можно выделить росинский, лысянский, звенигородский и синюхинский комплексы.

В росинский комплекс входят метаморфические породы Уманского блока. Росинская свита, по Н. П. Щербаку, в последних его работах (Усенко и др., 1972) называется верхнеросинской и относится к породам Белоцерковского блока. Росинский комплекс сложен монотонной толщей биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Кроме этих пород, известны единичные проявления гранатсодержащих метапелитов и кварцитов, метаморфизованных ультрабазитов и пироксенитов, пироксенсодержащих амфиболитов. С метаморфитами росинского комплекса ассоциируют плагномикроклиновые граниты и гранодиориты.

Значительно разнообразнее породы Лысянского блока, составляющие лысянский комплекс. Кроме амфиболитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, здесь установлены двуслюдяные гнейсы, гранат-биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы, гранатовые амфиболиты. В южной части Лысянского клина на правобережье Гнилого Тикича буровыми скважинами вскрыта полоса существенно метапелитовых пород, простирающаяся в меридиональном направлении от с. Колодистого до ручья Ольховца (правого притока Гнилого Тикича). Полоса имеет мощность около 6 км и длину 15 км. Восточная ее граница проходит по линии Звенигородка — Лоташево и, вероятно, совпадает с зоной Первомайского разлома.

С востока к лысянскому комплексу примыкают породы звенигородского комплекса, вытянутые в виде узкой полосы длиной около 30 км и шириной 8—10 км. Они представляют собой литологически переходную толщу от лысянского комплекса, сравнительно насыщенного метабазитами, к толще метапелитовых пород ингулецкого типа. Для звенигородского комплекса, по данным В. Н. Кобзаря, характерны кластогенные структуры биотит-

плагноклазовых, биотит-амфиболовых и биотит-гранатовых гнейсов, ритмичное переслаивание последних, линзы и сфериды известковисто-силикатных сланцев с известковистым гранатом и феррисалитом, а также конгломератовидные породы. Породы звенигородского комплекса обнажены по р. Гнилому Тикичу и его притокам Ольховцу, Шполке, Вербовцу. Севернее г. Звенигородки они выклиниваются и лысянский комплекс граничит непосредственно с ингулецкой серией Кировоградского блока.

Метаморфические породы синюхинского комплекса по составу и степени метаморфизма также занимают промежуточное положение в зоне перехода от Ятранского блока к Кировоградскому. Они представлены нормально и высокоглиноземистыми метапелитами и амфиболсодержащими породами; залегают в гранитах этого же комплекса.

### Амфиболсодержащие метаморфические породы

Богатые кальцием породы амфиболитовой фации образуют непрерывный ряд от основных до кислых разновидностей, главная минералогическая особенность которых — наличие роговой обманки

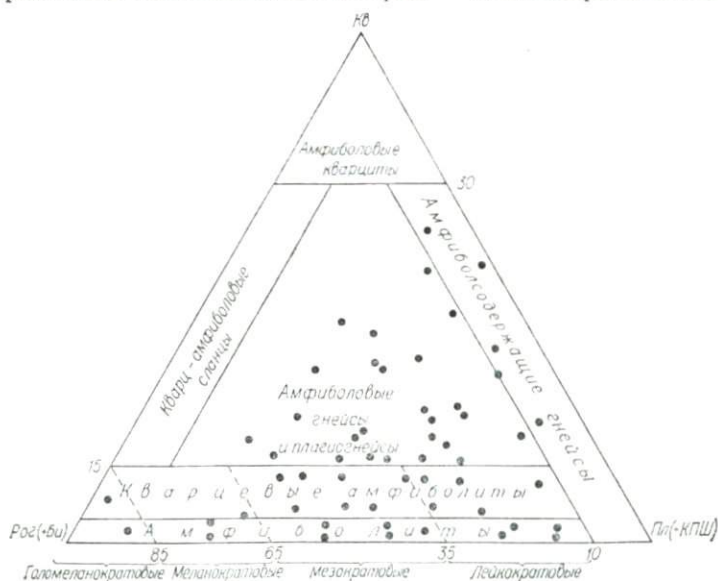


Рис. 20. Классификационная схема амфиболсодержащих пород.

в качестве породообразующего минерала. Общепринятой петрографической классификации амфиболсодержащих пород нет. В настоящей работе применяется номенклатура, основанная на тройной диаграмме: плагноклаз ( $\pm$  КПШ) — роговая обманка ( $\pm$  Би, Ди, Ги, Гр) — кварц (рис. 20).

Среди амфиболитов наиболее распространены породы с парагенезисом  $\text{Pog} + \text{Pl} + \text{Kv}$  ( $\pm \text{Би}$ ,  $\text{Эп}$ ,  $\text{Сф}$ ). В переходной зоне от гранулитовой к амфиболитовой фации встречаются диопсидовые амфиболиты, описанные Ю. Ю. Юрком (1953) и И. С. Усенко (1958), а также микроклинсодержащие амфиболиты (села Березовка, Черная Каменка, Тальное, Гордашевка и др.).

Из структур в амфиболсодержащих метаморфических породах генетически наиболее интересны порфиробластовые. Они широко развиты в породах района Белой Церкви и значительно меньше — к югу от него в верховьях рек Горного и Гнилого Тикичей. Структурное сходство этих пород с метаморфизованными эффузивами было использовано Т. А. Скаржинской (Батиевский и др., 1972) при стратиграфическом расчленении метаморфической толщи.

Порфиробласты представлены исключительно плагиоклазом. Размер их 2—4 мм, что в 5—10 раз больше размера зерен основной массы. Форма порфиробластов короткотаблитчатая, отношение длины к ширине не более 2; контуры как прямолинейные, так и неровные, углы обычно несколько округлены. Нередко плагиоклаз порфиробластов имеет зональное погасание и тогда видно, что его первичные контуры были прямолинейны. Включения представлены отдельными идиоморфными кристаллами основной массы и целыми ее отторженцами. По внешнему виду и оптическим свойствам минералы-включения (роговая обманка, биотит, сфен и эпидот) не отличаются от минералов основной массы. Включения в порфиробластах распределяются либо равномерно, либо на периферических участках. Во втором случае они ориентируются согласно с основной массой. Нередко отдельные таблички биотита далеко вдаются в порфиробласт, иногда пронизывают его углы, не меняя направления. Можно видеть также, как цепочки мелких округлых зерен кварца следуют, не прерываясь, из основной массы в порфиробласт и дальше. Порфиробласты в породе не ориентированы.

Из микроскопических исследований видно, что порфиробласты плагиоклаза растут, захватывая минералы основной массы, которые оказываются «законсервированными» в том состоянии, в каком они были, когда начался интенсивный рост порфиробластов. Следовательно, порфиробласты можно рассматривать как гелицитовые метаморфические образования.

В обнажениях можно видеть, что порфиробласты имеются как в гранитах, так и в ксенолитах основных сланцев и гнейсов; состав их при этом меняется: в гранитах они представлены главным образом решетчатым микроклином, а в ксенолитах — плагиоклазом. Т. А. Скаржинская также указывает, что порфиробластические сланцы (апопорфиритовые амфиболиты) приурочены к порфиробластическим (кировоградским) гранитам, а непорфиритовые (аподиабазовые амфиболиты) — к равномернозернистым (житомирским) гранитам. По-видимому, процессы порфиробластеза в гранитах и ксенолитах

основных пород из этих гранитов генетически взаимосвязаны.

Нематогранобластовые структуры с призматической роговой обманкой и структурно подчиненным плагиоклазом в росинском комплексе редки. Наиболее распространена лепидогранобластовая пойкилобластовая структура, сложенная изометричными или удлиненно-таблитчатыми зернами плагиоклаза с погруженными в них более мелкими идиоморфными зернами роговой обманки. На существенно плагиоклазовых участках породы структура гранобластовая (габбровая) или призматически-зернистая. Для южной части области распространения росинского комплекса характерны среднезернистые гранобластовые структуры с минералами изометричной формы и типичными тройными точками, в которых углы равны  $120^\circ$ . Для основных пород лысянского комплекса, особенно лейкократовых, очень характерны гломеробластовые структуры. Роговая обманка совместно с биотитом образует линзовидные или послойные скопления толщиной в 2—5 мм, между которыми расположены лейкократовые участки с гранобластовой или гипидиоморфнозернистой структурой (при более высоком идиоморфизме плагиоклаза).

В звенигородском комплексе основные породы представлены сланцами с нематогранобластовой гетеробластовой структурой.

Амфиболсодержащие метаморфиты, как правило, среднезернистые, реже мелкозернистые, тонкозернистые сланцеватые породы с размером зерен менее 0,1 мм. Они встречаются повсеместно, но несколько чаще в образованиях лысянского и звенигородского комплексов.

**Породообразующие минералы.** Плагиоклаз содержит от 22 до 49% *Al* (табл. 21). Средний его состав в гнейсах и амфиболитах одинаков, но колебания основности в последних значительно меньше — от 28 до 43% *Al*. В среднем самый кислый плагиоклаз наблюдается в породах росинского комплекса (№32), самый основной — в породах синюхинского комплекса (№40). В амфиболсодержащих породах лысянского комплекса средний состав плагиоклаза отвечает № 37, ингулецкой серии и звенигородского комплекса — № 35. Редко встречаются антипертиты замещения. Полисинтетические двойники лучше развиты в более основных плагиоклазах.

**Роговая обманка.** Особенностью роговой обманки является голубоватый оттенок, который особенно интенсивно проявляется там, где она имеет шестоватый габитус и повышенную железистость. Зеленые или грязно-зеленые роговые обманки обычно редки, они появляются в породах синюхинского или в южной части лысянского комплексов, т. е. в более глубоких породах.

Роговая обманка нередко образует гломеропорфиробластовые обособления, обычно с биотитом. Изредка (в южной части зоны

Таблица 21

## Характеристика сосуществующих минералов амфиболсодержащих метаморфических пород

Номер образца	Комплекс	Номер плагио-клаза	Роговая обманка		Биотит	
			$n_g$	$f$	$n_g$	$f$
732	Лысянский	35	1,689	61,3 *	—	—
1094	»	38	1,674	48 *	1,647	51
1096	»	35	1,661	31,9 *	He опр.	—
1257	»	45	He опр.	—	—	—
727	»	34	1,686	53	—	—
1259	»	30	1,686	53,9 *	1,638	44
1281	»	39	1,690	56	1,652	56
714a	Звенигородский	45	1,679	45	1,648	54,4 *
716	»	32	He опр.	—	1,637	42
771	»	28	1,684	50	1,639	44
1209	»	32	He опр.	—	—	—
1269	»	41	1,675	41	1,634	39
1942	»	34	He опр.	—	He опр.	—
1146	Ингулецкий	43	1,686	53	» »	—
1147	»	38	He опр.	—	» »	—
1504	»	29	1,695	61	1,637	42
1505	»	29	1,687	54	1,643	47
1583	Синюхинский	41	He опр.	—	1,647	51
1696	»	49	1,685	57,2 *	1,648	53,2 *
1708	»	43	1,678	49,0 *	1,654	57
567	Росинский	25	1,691	57	1,643	47
583	»	33	1,695	61	1,645	49
593	»	18	1,683	49	1,630	36
596	»	35	1,679	50,9 *	1,646	49,9 *
690	»	24	1,689	55	1,621	28
653	»	25	1,682	56 *	1,648	49,8 *
655	»	28	He опр.	—	1,648	52
671	»	31	1,684	50	1,647	51
683	»	30	1,685	51	1,632	38
712	»	25	1,696	63	1,655	58
875	»	43	He опр.	—	1,642	46
1199	»	32	1,685	51	1,629	35
1404	»	40	1,687	54	1,641	46
1443	»	37	He опр.	—	He опр.	—
600	»	33	1,683	54 *	1,641	50,2 *
785	»	37	1,696	63	He опр.	—
892	»	35	He опр.	—	» »	—
1088	»	43	1,684	50	1,636	41
1125	»	39	1,684	50	1,639	44
1131	»	42	1,682	48	1,640	45
1405	»	43	1,685	51	1,636	41
1423	»	He опр.	1,684	52,6 *	1,649	48,4 *

\* По данным химических анализов

амфиболитовой фации) они содержат пластинчатые включения черного рудного минерала. Роговая обманка замещается эпидотом, который может образовывать сплошные оторочки на контакте с плагиоклазом, а также слабо анизотропным серпентиновидным минералом. Простые двойники в роговой обманке встречаются довольно часто; такая роговая обманка имеет обычно пониженное двупреломление.

Железистость этого минерала в амфиболитах 53,5%, в гнейсах изменяется в пределах 45—63%. Редко встречаются роговые обманки с железистостью 28—33% и крайне редко с железистостью

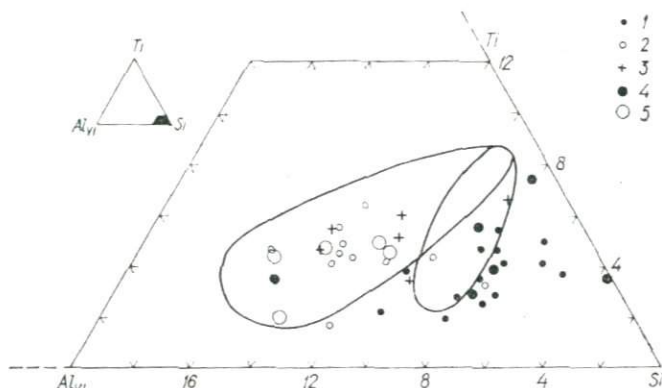


Рис. 21. Состав биотита амфиболсодержащих пород (1), биотитовых гнейсов (2), метапелитов (3), гранодиоритов (4) и плагиогранитов (5).

35—45%. Прямой зависимости железистости роговых обманок от содержания в породе магнетита не наблюдается, хотя в породе с наименее железистой роговой обманкой магнетита нет, а порода с наиболее железистой роговой обманкой насыщена им.

Роговые обманки лысянского и синюхинского комплексов отличаются высокими содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и большими  $\angle 2V$  (табл. 22). Намечается обратная зависимость железистости и основности плагиоклаза.

Биотит в амфиболитах зеленовато-бурый, в гнейсах преимущественно бурый и коричневый; почти не бывает зональным (только в лейкократовых породах мигматитового типа) и редко мусковитизирован. Железистость биотита изменяется от 28 до 61% и в среднем одинакова как в амфиболитах, так и в гнейсах (табл. 23).

Корреляционные связи минералообразующих компонентов биотита выражены слабо. Относительно ясно видна прямая связь  $f - TiO_2$  и обратная  $f - SiO_2$ .

В большинстве случаев говорить о замещении биотитом роговой обманки нет оснований. Явное развитие биотита по трещинам или по периферии зерен роговой обманки встречается редко, однако и при

Компонент, константа	Росинский комплекс			
	596	600	653	1423
SiO <sub>2</sub>	43,17	43,99	43,23	44,16
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,72	1,10	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,13	9,12	9,36	10,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,74	5,56	5,80	5,96
FeO	13,54	14,54	14,68	12,96
MnO	0,39	0,44	0,56	0,32
MgO	10,37	9,55	9,05	9,40
CaO	12,11	12,01	11,68	10,71
Na <sub>2</sub> O	0,80	0,94	1,16	1,09
K <sub>2</sub> O	0,74	1,06	1,34	0,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,16	0,14	He опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,08	0,08	He обн.
SO <sub>3</sub>	He опр.	0,04	0,05	He опр.
П. п. п.	2,14	1,97	1,94	2,05
F	Нет	0,09	0,12	0,18
С у м м а	100,09	100,27	100,29	99,44
Плотность	He опр.	3,238	3,271	He опр.
<i>n<sub>g</sub></i>	1,679	1,683	1,682	1,684
<i>n<sub>p</sub></i>	1,662	1,661	1,667	1,662
<i>n<sub>g</sub>-n<sub>p</sub></i>	0,018	0,022	0,015	0,022
2 <i>V</i>	-55	-50	-50	-57
<i>cNg</i>	17	15	22	16
Окраска по Ng	Гол.-зел.	Гол.-зел.	Гол.-зел.	Гол.-зел.

Формульные коэффициенты в пересчете на 23 атома кислорода

K	0,12	0,30	0,26	0,18
Na	0,24	0,26	0,34	0,32
Ca	1,95	1,95	1,90	1,73
Σ <i>x</i>	2,31	2,51	2,50	2,23
Mg	2,31	2,15	2,05	2,11
Fe <sup>2+</sup>	1,70	1,82	1,87	1,64
Mn	0,05	0,06	0,07	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,65	0,63	0,66	0,68
Ti	0,07	0,08	0,13	0,01
Al <sub>VI</sub>	0,29	0,22	0,21	0,56
Σ <i>y</i>	5,07	4,96	4,99	5,04
Al <sub>IV</sub>	1,50	1,39	1,47	1,34
Si	6,50	6,61	6,53	6,66
OH <sup>-</sup>	2,12	2,00	1,98	2,06
F	0,00	0,42	0,05	0,08

	Лысянский комплекс					Синохинский комплекс	
	712	732	1094	1096	1259	1696	1708
	41,49	37,76	47,22	49,73	43,62	43,42	44,40
	0,89	2,24	0,88	0,55	1,00	2,20	1,13
	10,81	13,00	8,36	6,16	10,43	11,65	10,69
	6,82	6,22	2,50	3,56	7,72	4,60	5,08
	15,80	14,71	15,07	8,64	12,09	15,55	13,25
	0,49	0,52	0,38	0,34	0,31	0,28	0,23
	7,51	7,38	10,90	14,75	9,26	8,38	10,56
	12,04	10,68	11,41	11,65	11,07	9,96	10,73
	1,31	3,90	0,83	1,01	1,22	1,11	1,11
	1,16	1,00	0,64	0,64	0,90	0,62	0,57
	0,03	0,12	0,05	He опр.	0,14	0,05	0,05
	0,01	0,29	0,05	He опр.	0,07	0,07	0,01
	He опр.	0,10	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
	1,93	2,11	1,81	2,40	1,65	1,63	1,90
	He опр.	He опр.	0,10	0,15	0,11	0,10	0,10
	100,32	100,03	100,16	99,59	99,55	100,38	99,77
	3,319	3,282	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
	1,692	1,689	1,674	1,661	1,686	1,685	1,678
	1,674	1,669	1,651	1,637	1,668	1,659	1,660
	0,018	0,020	0,023	0,024	0,018	0,026	0,028
	-47	-64	-75	-72	-57	-73	-72
	22	18	20	13	24	16	14
	Гол.-зел.	Гол.-зел.	Гол.-зел.	Бледн.-зел.	Гол.-зел.	Зел.	Зел.

Компонент, константа	Росинский комплекс			
	596	600	653	1423

## Производные коэффициенты

$f$	50,9	54,0	56,0	52,6
$f_o$	27,7	25,8	26,1	29,4
$a_{Si}$	18,7	17,4	18,4	16,7
$al$	30,0	25,2	26,3	34,1

Примечание: 596 — биотит-амфиболовый гнейс (Пл, Би, Рог, Кв, Сф), р. Рось, г. Белая Цер биотитовый гнейс (Рог, Би, Пл, Кв, Ми, Сф), г. Умань; 1423 — микроклиновый амфиболит (Пл, Рог, с. Лысянка; 732 — кварцевый амфиболит, сланцеватый (Рог, Пл, Кв, Мг), р. Гнилой Тикич, с. Лы Кв, Ми, Рог, Би, Эл, Сф), с. Вотылевка, скв. 7605; 1259 — кварцевый амфиболит, сланцеватый (Пл, Рог, Би, Кв), скв. 7697.

этом на их контакте не выделяются минералы, которые бы свидетельствовали о замещении.

На диаграмме Si — Ti — Al<sub>VI</sub> (рис. 21) биотиты амфибол-содержащих пород располагаются в поле базитов амфиболитовой фации, четко отделяясь от биотитов из метапелитов.

Кальевый полевой шпат представлен слабо или среднерешетчатым микроклином, обычно с жилковатым пертитом. Особенностью микроклина этой группы пород является сравнительно изометричная форма зерен. Резко ксеноморфный или пленочный структурно неравновесный микроклин сравнительно редок. Изометричная форма зерен позволяет рассматривать микроклин как равновесный метаморфический минерал.

Минералы группы эпидота развиваются преимущественно по биотиту и плагиоклазу, достигая иногда 7—8% объема.

А к с е с с о р и е м и н е р а л ы. Особенностью акцессорной минерализации амфиболсодержащих пород является крайне неравномерное распределение акцессориев и по видовому составу, и по содержанию (табл. 24). Этот факт, очевидно, указывает на разное происхождение пород.

Парагенезис акцессориев — циркон-апатитовый — включает циркон, апатит, сфен, магнетит, пирит, изредка ортит, пирротин, пироксены и гранат. Циркон установлен в 70% проб, его содержание в среднем по группе пород в три раза выше, чем в биотитовых гнейсах. Интересно, что сравнительно редок и магнетит — он содержится только в 65% проб и, следовательно, почти третья часть амфиболсодержащих пород немагнитна. Между содержаниями циркона и магнетита намечается прямая связь. Амфиболиты и гнейсы с относительно высокими содержаниями циркона (более 250 г/м) харак-

Лысянский комплекс					Синюхинский комплекс	
712	732	1094	1096	1259	1696	1708

62,7	61,3	47,7	31,9	53,9	57,2	49,0
27,9	27,7	13,1	27,8	36,3	21,2	26,0
20,9	23,0	13,0	10,0	18,4	18,9	17,9
36,0	41,3	20,2	17,1	34,5	33,5	30,2

ков; 600 — биотит-амфиболовый гнейс (Пл, Рог, Би, Кв), р. Рось, с. Чмыревка; 653 — амфибол-Би, Кв, Ми), скв. 7563; 712 — биотит-амфиболовый гнейс (Пл, Кв, Би, Рог, Ми), р. Гнилой Тикич, с. Лысянка; 1094 — биотит-амфиболовый гнейс (Рог, Би, Пл, Кв, Сф), скв. 7588; 1096 — амфиболит (Пл, Рог, Би, Кв), скв. 7645; 1696 — кварцевый амфиболит (Пл, Рог, Би, Кв), скв. 7701; 1708 — кварце-

теризуются обычно низкими содержаниями Ni (до 10 г/м) и Cr (до 30 г/м).

Апатит встречается во всех пробах, причем его средние содержания в три раза выше, чем в биотитовых гнейсах.

Не устанавливается никаких различий между содержанием и составом акцессориев в амфиболсодержащих гнейсах и амфиболитах. Заметим, что амфиболовый гнейс, служащий цементом для конгломератов г. Звенигородки, имеет сравнительно высокие содержания всех акцессориев, однако не настолько высокие, чтобы выделяться среди других разновидностей.

Циркон в амфиболовых метаморфитах имеет очень светлую окраску желтоватых и буроватых тонов, часто совершенно бесцветный, стеклянноподобный или с сиреневым (пурпурным) рефлексом. Циркон прозрачный или трещиноватый полупрозрачный насыщен включениями с высоким двупреломлением. В пределах каждой пробы циркон одинаковый.

Подавляющее большинство кристаллов сравнительно хорошо огранено, причем преобладает цирконовая форма VI, реже встречаются гнацинтовые формы VII и II. Лишь в двух пробах (№ 1505 и 1708) у циркона сглаженные формы, однако окатанным его нельзя назвать. Циркон из цемента конгломератов (проба № 1942) представлен неправильными обломками со сглаженными углами. Однообразие циркона из цемента и отсутствие целых окатанных кристаллов свидетельствуют о катакластическом происхождении этих пород.

Сфен очень разнообразен по окраске — от густой бурой до бледной буровой. В апатите очень редко встречаются плеохроирующие ядра.

## Химический состав (вес. %) и оптические свойства биотита из амфиболсодержащих

Компонент, константа	Росинский комплекс				
	596	600	653	1423	16/59
SiO <sub>2</sub>	36,07	36,32	36,16	37,46	35,76
TiO <sub>2</sub>	2,41	2,01	2,72	2,77	1,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,11	15,55	14,04	14,74	15,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,38	3,14	3,63	13,08	4,51
FeO	15,84	17,28	17,56	6,91	19,44
MnO	0,31	0,26	0,36	0,20	0,41
MgO	11,33	11,33	12,00	11,29	8,56
CaO	1,85	0,84	1,05	0,45	2,08
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,44	0,45	0,11	0,49
K <sub>2</sub> O	8,74	8,94	8,68	8,48	7,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,34	0,29	0,16	He опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,11	0,11	0,09	0,16
SO <sub>3</sub>	He опр.	0,08	0,09	He опр.	He опр.
П. п. п.	3,20	3,10	2,74	4,30	3,28
F	He опр.	0,59	0,48	0,50	0,12
Сумма	100,08	100,04	100,12	100,33	99,84
Плотность	He опр.	3,071	3,108	He опр.	3,103
n <sub>g</sub>	1,646	1,641	1,648	1,649	1,662
2V	He опр.	8,7	9,6	He опр.	8,6
Окраска по Ng	Зел.-кор.	Кор.-зел.	Зел.-бур.	Зел.-кор.	Зел.

## Формульные коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода

K	0,84	0,86	0,82	0,80	0,76
Na	0,06	0,06	0,08	0,02	0,07
Ca	0,15	0,07	0,12	0,04	0,17
Σx	1,05	0,99	1,02	0,86	1,00
Mg	1,28	1,27	1,34	1,24	0,98
Fe <sup>2+</sup>	1,00	1,11	1,10	0,43	1,24
Mn	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,26	0,18	0,21	0,72	0,26
Al <sub>VI</sub>	0,06	0,13	0,19	0,05	0,17
Ti	0,12	0,11	0,15	0,15	0,08
Σy	2,74	2,82	3,02	2,60	2,76
Al <sub>IV</sub>	1,28	1,25	1,29	1,23	1,26
Si	2,72	2,75	2,71	2,77	2,74
OH <sup>-</sup>	1,62	1,56	1,44	2,12	1,67
F	—	0,14	0,11	0,11	0,03

## Производные коэффициенты

f	49,9	50,2	49,8	48,4	61,1
f <sub>o</sub>	20,6	14,1	15,7	20,9	17,3
a <sub>st</sub>	32,0	31,3	31,2	30,8	31,5
al	34,7	32,5	34,2	59,5	37,5

Примечание: 16/59 — амфибол-биотитовый гнейс, р. Рось, с. Пилипче; 319/53 — биотит-амфибол-гнейс, с. Ольховец (Усенко и др., 1972); 714 а — амфибол-биотитовый гнейс, р. Гнилой Тикич, ст. прочих образцов приведена в табл. 22.

## метаморфических пород

	Лысянский комплекс		Звенигородский комплекс		Синюхинский комплекс	
	319/53	712	96/56	714 а	164/63	1696
	36,28	35,46	36,51	35,76	35,56	35,90
	1,48	3,03	2,08	2,26	2,96	2,65
	16,71	15,29	16,38	17,15	15,58	16,15
	4,98	4,18	5,14	2,68	3,67	2,75
	12,17	19,29	12,37	18,14	18,09	19,30
	0,23	0,40	0,33	0,31	0,28	0,11
	14,06	9,10	13,45	9,96	10,13	10,64
	0,49	0,59	0,63	0,33	0,55	0,11
	0,69	0,13	0,31	0,41	0,21	0,21
	9,63	8,75	9,17	9,15	9,38	9,12
	He опр.	0,10	He опр.	0,08	He опр.	0,05
	0,40	0,20	0,35	0,16	0,34	0,04
	He опр.	0,04	He опр.	0,05	He опр.	He опр.
	3,21	3,58	3,13	3,69	3,20	2,78
	He опр.	0,24	0,12	0,12	0,30	0,24
	100,33	100,26	99,97	100,17	100,25	99,95
	2,975	3,122	He опр.	3,045	3,081	He опр.
	Heг свед.	1,660	1,645	1,648	1,640	1,648
	» »	7,7	7,8	6,7	8,7	He опр.
	» »	Зел. кор.	Зел.-кор.	Зел.-бур.	Зел.-бур.	Зел.-кор.

фиболовый гнейс, р. Горный Тикич, с. Березовка (Усенко и др., 1972); 96/56 — амфибол-биотитовый Звенигородка; 164/63 — биотит-амфиболовый гнейс, р. Звенигородка (Усенко и др., 1972). Привязка

## Содержание главных аксессуаров в амфиболсодержащих метаморфических породах, г/т

Номер образца	Порода	Комплекс	Циркон	Апатит	Сфен	Магнетит	Сульфиды	Прочие
600	Биотит-амфиболовый гнейс	Росинский	15	1750	2100	Нет	485	Нет
653	Биотит-амфиболовый гнейс, порфиробластический	»	30	2250	1650	1670	6	Диопсид
885	Биотит-амфиболовый гнейс	»	1950	975	685	5000	390	Нет
890	То же	»	65	85	250	Нет	Нет	Ортит
892	Биотитовый амфиболит	»	Нет	40	2600	»	»	Нет
1199	Кварцевый амфиболит, сланцеватый	»	435	1450	2550	50000	450	»
1322	Биотит-амфиболовый гнейс	»	370	4200	100	11500	510	»
1443	Биотит-амфиболовый микрогнейс	»	Нет	2100	Нет	740	1100	»
712	Биотит-амфиболовый плагиогнейс	Лысянский	370	1425	»	280	Нет	»
1094	То же	»	155	8000	»	Нет	2100	»
1259	Сланцеватый амфиболит	»	Нет	6000	1500	1060	Нет	»
714	Амфибол-биотитовый гнейс	Звенигородский	120	1700	Нет	Нет	20	»
771	То же	»	660	2450	»	15000	15	»
1209	Биотит-амфиболовый сланец с микроклином	»	Нет	1200	7300	Нет	180	»
1269	Биотитовый амфиболит, лейкократовый	»	»	28000	Нет	32000	70	»
1942	Амфиболовый гнейс (цемент конгломерата)	»	400	1800	1000	40000	Нет	»
1504	Амфибол-биотитовый гнейс	Ингулецкий	250	1950	Нет	10000	45	Гиперстен, диопсид
1505	Амфибол-биотитовый микрогнейс	»	350	2000	50	13000	Нет	Гранат
1696	Кварцевый амфиболит	Синюхинский	Нет	8500	Нет	Нет	140	Нет
1708	» »	»	30	2400	»	»	5	»
1777	» »	»	1	4500	»	47000	30	Гранат
	Среднее	—	250	4000	970	5800	»	—

## Гранатовые амфиболиты

Находки гранатовых амфиболитов в этом районе крайне редки. Пласт таких пород мощностью 0,5 м обнаружен А. Л. Литвиным в карьере с. Бужанки на р. Гнилом Тикиче. Массивный среднезернистый гранатовый амфиболит переслаивается с безгранатовыми амфиболитами, биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами и плагиогранитами. Образец породы и анализы к нему предоставлены автору А. Л. Литвиным.

Гранатовый амфиболит состоит из роговой обманки (40%), граната (15), плагиоклаза (21), кварца (13), биотита (8) и магнетита

Таблица 25

Химический состав гранатового амфиболита и минералов из него, вес %  
(с. Бужанка)

Компонент	Роговая обманка	Гранат	Порода	Компонент	Роговая обманка	Гранат	Порода
SiO <sub>2</sub>	39,59	37,06	52,63	K <sub>2</sub> O	0,80	0,10	1,10
TiO <sub>2</sub>	1,08	0,10	2,05	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,87	21,52	12,98	S	» »	» »	0,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,39	0,37	2,86	CO <sub>2</sub>	» »	» »	1,45
FeO	18,53	28,78	12,52	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	0,02	0,07
MnO	0,34	3,26	0,31	П. п. п.	2,15	0,22	0,91
MgO	6,51	2,00	3,60	С у м м а	99,96	100,41	100,29
CaO	12,32	6,58	7,28	f	65,5	90,0	70,8
Na <sub>2</sub> O	1,30	0,40	1,80				

с ильменитом (3%). Структура породы гранобластовая, но роговая обманка более ксеноморфна, чем плагиоклаз и кварц.

Роговая обманка голубовато-зеленая, короткостолбчатая,  $n_g = 1,694$ ;  $n_p = 1,676$ ;  $n_g - n_p = 0,018$ . Химический состав по всем параметрам — высокому содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и CaO — соответствует амфиболам гранулитовой фации (табл. 25).

Гранат образует округлые зерна с идиоморфными очертаниями, насыщен включениями кварца, плагиоклаза и магнетита. Роговая обманка во включениях не наблюдается. Размер кристаллов 2—3 мм. Компонентный состав граната (в %): альмандин — 65,1; пирропа — 8,1; гроссуляра — 17,5; андрадита — 1,7; спессартина — 7,4. Светопреломление низкое:  $n = 1,795$ .

Биотит бурый, даже красновато-бурый, форма выделений скорее лапчатая,  $n_g = 1,653$ .

Плагиоклаз № 46, свежий, четко сдвойникован, незональный, не содержит антипертитовых вростков.

Химический состав гранатового амфиболита (см. табл. 25) отличается от среднего состава амфиболсодержащих пород амфиболитовой фации только повышенной железистостью (70,8%). Содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MnO обычные; они никак не отражают наличия в составе

породы высокоглиноземистой роговой обманки и не объясняют образования высокомарганцовистого граната.

Гранатовые амфиболиты с парагенезисом  $\text{Рог} + \text{Гр} + \text{Пл} + \text{Кв}$ , по А. А. Маракушеву (1973), устойчивы до температуры  $800^\circ\text{C}$  и давления около 7 кбар. Состав граната в этих породах изменяется в пределах 5,0—13,1% пироба и 66,7—53,0% альмандина. С понижением температуры гранатсодержащие парагенезисы могут образовываться при более низких давлениях. По гранат-роговообманковому термометру Л. Л. Перчука температура равновесия бужанского амфиболита определяется  $600^\circ\text{C}$ .

Особенностью граната бужанского амфиболита является повышенное содержание спессартина, сопоставимое с его содержанием в гранатах из метапелитов амфиболитовой фации. Как показал А. Миёширо (Miyashiro, 1953), повышенное содержание спессартина — характерное свойство граната андалузит-силлиманитового (неальмандинового) типа метаморфизма. Д. А. Великославинский (1972) также указывает на повышенное содержание марганца в гранате как особенность граната, характерного для пород андалузитового типа метаморфизма. По его данным, для метапелитов Северного Приладожья содержание спессартина, равное 7,4%, возможно в гранатах, образовавшихся не выше зоны ставролита. Состав бужанского граната, по классификации Н. В. Соболева (1964, 1970), соответствует 15-му парагенетическому типу (амфиболиты и амфиболовые гнейсы), а на диаграмме этот гранат располагается в поле эпидот-амфиболитовой фации. Содержание  $\text{CaO}$  в бужанском гранате, по диаграмме Н. В. Соболева, является предельно низким для гранатов богатых  $\text{CaO}$  пород.

Оценивая условия образования гранатового амфиболита с Бужанки, надо учитывать следующие обстоятельства: 1 — гранат равновесно ассоциирует с роговой обманкой, имеющей признаки кристаллизации либо при высокой температуре, либо при повышенном давлении, как многие роговые обманки лысянского комплекса; 2 — гранатовый амфиболит ассоциирует с двуслюдяными гнейсами; 3 — возможность влияния на состав граната локального повышения давления, связанного с воздействием Тальновского разлома, к зоне которого непосредственно примыкает толща метаморфических пород с Бужанки.

### **Высокоглиноземистые метапелиты**

В области развития амфиболитовой фации высокоглиноземистые метапелиты сосредоточены почти исключительно в лысянском комплексе. Метапелиты куммингтонитовой зоны, территориально принадлежащие к области гранулитовой фации, по  $PT$ -условиям и свойствам минералов также следует отнести к амфиболитовой фации. К амфиболитовой фации относятся и метапелиты синюхинского комплекса. Поэтому все эти метапелиты рассматриваются совместно.

## Химический состав гранатов из метapelитов амфиболитовой фации, вес. %

Компонент	1093	1187	1667	1638	1615	1539	1673	1648
SiO <sub>2</sub>	37,88	37,49	38,52	38,13	37,90	38,31	37,50	38,77
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,13	0,02	0,01	0,01	0,05	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,09	20,21	19,47	19,90	20,19	20,07	20,54	21,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	10,75	0,02	0,05	0,07	0,10	0,30	0,16
FeO	33,91	22,32	31,61	31,22	31,90	20,40	32,33	18,10
MnO	1,96	1,23	3,67	4,42	3,17	12,12	3,35	11,54
MgO	4,16	5,13	4,89	5,08	5,05	1,77	5,03	8,02
CaO	0,02	0,99	0,10	0,28	0,08	5,18	0,05	0,70
Na <sub>2</sub> O	0,11	Сл.	0,11	0,14	0,09	0,15	0,08	0,11
K <sub>2</sub> O	0,15	0,03	0,11	0,12	0,09	0,15	0,07	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,00	0,24	0,00	0,08	0,12	0,00	0,00
П. п. п.	1,11	1,42	0,96	1,01	1,13	1,52	1,01	0,99
С у м м а	99,63	99,70	99,72	100,38	99,76	99,94	100,48	99,68

## Формульные коэффициенты в пересчете на 8 катионов

Fe <sup>2+</sup>	2,31	2,13	2,15	2,10	2,15	1,40	2,18	1,20
Mn	0,14	0,08	0,24	0,30	0,22	0,84	0,23	0,80
Mg	0,51	0,62	0,60	0,61	0,61	0,22	0,60	0,90
Ca	0,00	0,09	0,01	0,02	0,01	0,42	0,01	0,06
Σ	2,96	2,92	3,01	3,03	2,99	2,88	3,02	2,96
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,06	—	0,01	0,006	0,01	0,02	0,01
Al	1,94	1,94	1,86	1,89	1,92	1,95	1,94	1,97
Ti	0,00	0,02	—	—	—	—	—	—
Σ	1,94	2,02	1,86	1,90	1,926	1,96	1,96	1,98
Si	3,10	3,06	3,13	3,07	3,05	3,15	3,02	3,06

## Компонентный состав

Пироп	17,2	21,2	20,0	20,2	20,4	7,6	19,9	30,2
Альмандин	78,2	73,0	71,5	69,4	72,0	48,6	72,0	40,7
Спессартин	4,8	2,7	8,3	10,0	7,4	29,2	7,6	27,0
Андрадит	—	3,0	—	0,5	—	0,5	1,0	0,5
Гроссулярь	—	—	—	—	0,3	14,0	—	1,5
<i>f</i>	82,7	78,3	80,2	77,7	79,6	91,0	80,0	68,0

Примечание: 1093 — биотит-гранатовый плагиогнейс (Гр. Би. Пл. Кв. Мг), скв. 7617, гл. 116, 0, левый берег Гнилого Тичика; 1187 — биотит-гранатовый плагиогнейс (Гр. Би. Пл. Кв), скв. 7740, гл. 63,5 м, левый берег Гнилого Тичика; 1667 — биотит-гранатовый гнейс (Гр. Би. Пл. Кв), скв. 4401, гл. 72,0 м, правый берег Гнилого Тичика, с. Колодистое; 1638 — биотит-гранатовый плагиогнейс (Гр. Би. Пл. Кв), скв. 4410, гл. 96,0 м, там же; 1615 — биотит-гранатовый гнейс (Гр. Би. КПШ. Пл. Кв), скв. 4409, гл. 77,0 м, там же; 1539 — графит-биотит-гранатовый плагиогнейс (Гр. Би. Грф. Пл. Кв), скв. 8134, гл. 109,0 м, с. Будиче, р. Гнилой Тичик; 1673 — гранат-биотитовый плагиогнейс (Гр. Би. Пл. Кв. Грф), скв. 7749, с. Кривые Колена; 1648 — гранат-биотитовый плагиогнейс (Гр. Би. Пл. Кв. Грф), скв. 7687, с. Синюха, Аналитики А. Я. Ротарь, Р. Л. Левина, ИГФМ АН УССР.

В лысянском комплексе высокоглиноземистые метapelиты представлены метровыми пачками гранатосодержащих и двуслюдяных плагиогнейсов, залегающих среди биотитовых плагиогнейсов (район с. Дашуковки) и даже переслаивающихся с биотит-амфиболовыми гнейсами (восточнее с. Хлиповки). Наиболее насыщена метapelитами полоса гнейсов в районе с. Колодистого (южная часть лысянского комплекса). Метapelиты здесь представлены

биотит-гранатовыми гнейсами и плагиогнейсами нередко с силлиманитом, силлиманит-кордиеритовыми, биотит-гранат-кордиеритовыми гнейсами часто с графитом. Типичный для этой толщи разрез вскрыт скважинами в 3 км северо-восточнее с. Колодис-того. В зоне перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации переслаиваются порфиробластические биотит-гранат-кордиеритовые, биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы, причем кордиерит-содержащие породы составляют не менее половины разреза (с. Кривые Колена, р. Горный Тикич).

Гранат метapelитов отличается от граната более высокотемпературных гнейсов хорошим идиоморфизмом, сравнительно редкими пойкилитовыми включениями и выглядит как синтетктический минерал. Встречается замещение граната биотитом. Особенностью состава граната является высокое содержание спессартинного компонента и низкое — известковистого (табл. 26). Наряду с такими вполне типичными для среднетемпературных метapelитов гранатами в графит-гранат-биотитовом плагиогнейсе лысянского комплекса (обр. 1539) установлен альмандин-спессартинный гранат с очень низким содержанием пиропа и высоким — гроссуляра. Другой интересный гранат из графит-гранат-биотитового гнейса синюхинского комплекса (обр. 1648) состоит из 27% спессартина, 30% пиропа и 40% альмандин. Для метapelитовых пород это очень редкие разновидности.

На увеличение марганцовистости граната с понижением степени метаморфизма указывали А. Мияширо (Miyashiro, 1953), Б. Стерт (Sturt, 1962), А. А. Маракушев (1965), М. А. Атертон (Atherton, 1968), К. Нанди (Nandy, 1967), Д. А. Великославинский (1972), Г. Г. Лепезин (1972) и др. А. Мияширо впервые отметил приуроченность спессартинных гранатов к породам андалузитового типа метаморфизма. По мнению А. А. Маракушева (1965), вхождение марганца в структуру граната происходит при перекристаллизации в условиях понижения температуры и давления.

Влияние состава вмещающих пород на марганцовистость гранатов невелико, поскольку содержание MnO в метapelитах амфиболитовой фации не намного выше, чем в метapelитах гранулитовой фации. Высокое содержание спессартина в гранате объясняется низким содержанием последнего в породе, что, в свою очередь, связано с понижением *PT*-условий метаморфизма. Марганцовистость граната, поскольку он единственный концентратор марганца, не зависит от состава породы. Содержание спессартина в гранате из амфиболита, как было показано выше, совершенно такое же, как и в метapelитовых гранатах.

**Биотит.** Встречается красновато- и зеленовато-бурый биотит. Его чешуйки располагаются преимущественно в интерстициях, а при замещении граната или кордиерита — по периферии этих минералов. В биотит-гранат-кордиеритовых гнейсах куммингтонитовой зоны в крупных порфиробластах кордиерита наблюдаются пойкилобласты красно-бурого биотита. По сравнительно низкому

содержанию  $TiO_2$ , высокой железистости и глиноземистости этот биотит близок к биотиту амфиболитовой фации (табл. 27). На диаграмме Si — Ti —  $Al_{VI}$  точки исследуемого биотита располагаются

Таблица 27

Химический состав (вес. %) и оптические свойства биотитов из метapelитов амфиболитовой фации

Компонент, константа	1093 *	1187	1667	1638	1615	1539	1673	1648
$SiO_2$	34,59	35,50	34,82	34,96	34,83	34,18	34,78	36,85
$TiO_2$	1,81	2,52	2,96	3,12	2,96	3,23	3,23	3,62
$Al_2O_3$	18,38	19,06	18,48	18,27	19,33	16,62	18,17	18,62
$Fe_2O_3$	8,28	4,39	8,44	7,94	8,33	8,66	8,16	4,66
FeO	13,87	15,26	12,32	13,32	12,43	15,09	11,99	6,77
MnO	0,14	0,80	0,30	0,21	0,24	0,34	0,10	0,24
MgO	10,23	10,40	10,59	9,92	9,90	0,77	10,95	16,35
CaO	0,56	сл.	0,28	0,35	0,56	0,35	0,28	0,28
$Na_2O$	0,40	0,14	0,40	0,20	0,20	0,40	0,20	0,40
$K_2O$	8,56	9,18	9,12	9,40	8,36	8,36	9,20	8,80
$P_2O_5$	Не опр.	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
$H_2O^-$	0,11	0,04	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,07
П. п. п.	2,77	2,56	2,47	2,60	2,50	3,04	2,55	2,92
F	0,45	0,45	0,25	0,25	0,45	0,15	0,15	0,13
Сумма	100,15	100,18	100,52	100,64	100,19	100,28	99,85	99,71
$n_g = n_m$	1,639	1,649	1,637	1,646	1,643	1,641	1,643	1,628
Окраска по $N_g$	Ярко-бур.	Зел.-бур.	Зел.-бур.	Зел.-бур.	Зел.-бур.	Оранжев.-бур.	Зел.-бур.	Оранжев.-бур.

Формульные коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода

K	0,82	0,88	0,85	0,90	0,80	0,80	0,88	0,80
Na	0,06	0,02	0,06	0,02	0,02	0,06	0,02	0,06
Ca	0,05	—	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02
$\Sigma x$	0,93	0,90	0,94	0,95	0,86	0,89	0,92	0,88
Mg	1,13	1,14	1,17	1,09	1,09	1,10	1,20	1,74
$Fe^{2+}$	0,87	0,95	0,76	0,82	0,77	0,95	0,75	0,41
Mn	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
$Fe^{3+}$	0,46	0,24	0,46	0,44	0,46	0,50	0,46	0,24
$Al_{VI}$	0,19	0,29	0,17	0,18	0,25	0,05	0,16	0,20
Ti	0,10	0,14	0,16	0,17	0,16	0,18	0,18	0,19
$\Sigma y$	2,76	2,81	2,74	2,71	2,74	2,80	2,76	2,79
$Al_{IV}$	1,41	1,37	1,43	1,40	1,43	1,43	1,42	1,36
Si	2,59	2,63	2,57	2,60	2,57	2,57	2,58	2,64
OH	1,38	1,26	1,22	1,28	1,24	1,52	1,26	1,40
F	0,10	0,10	0,06	0,06	0,10	0,04	0,04	0,03

Производные коэффициенты

$f$	54,0	52,0	51,6	53,9	53,1	57,1	49,8	27,8
$f_o$	34,6	20,2	37,8	35,0	37,4	34,5	38,0	36,9
$a_{sl}$	35,2	34,3	35,7	35,0	35,7	35,7	35,5	34,0
$al$	50,2	44,4	53,0	51,5	57,0	46,3	51,2	41,9

\* Привязка образцов приведена в табл. 26.

в поле метapelитовых гранатов между средними составами биотитов гранулитовой и амфиболитовой фаций (см. рис. 21).

Кордиерит в метapelитах представлен двумя разновидностями. Реликтовый кордиерит встречается в гнейсах синюхинского и лысянского комплексов. Это единичные зерна, полностью замещенные агрегатом слюдяного серпентиновидного минерала; они

заклучены в виде угловатых останцов среди гломеробластовых скоплений биотита. Можно предположить, что происходит замещение первичного кордиерита биотитом. Кордиериты второй разновидности широко представлены в гнейсах куммингтонитовой зоны, реже они встречаются и в породах лысянского комплекса. Эти кордиериты отличаются от кордиеритов гранулитовой фации отсутствием или очень слабым развитием двойниковой структуры, отсутствием реакционных явлений на контакте с гранатом, отсутствием фибролитовых включений, обилием пойкилобластов кварца и биотита (25—30% объема), а также хорошей сохранностью. Хорошая сохранность кордиерита объясняется, по-видимому, высокой железистостью, хотя, судя по показателю преломления ( $n_g = 1,549$ ), он довольно магнезиальный. На диаграмме Г. Г. Лепезина (1972) его железистость определяется в 20—23%.

Гелицитовый облик порфиробластов кордиерита в куммингтонитовой зоне свидетельствует об образовании его в условиях снижающегося давления.

С и л л и м а н и т встречается в биотит-гранатовых, биотит-кордиеритовых и биотит-гранат-кордиеритовых гнейсах южной части лысянского комплекса. Призматический силлиманит содержится в основной массе и в виде включений в кордиерите как более ранний по сравнению с последним. Щетки фибролитового силлиманита образуются на контакте кордиерита с плагноклазом, калневым полевым шпатом и даже на контакте плагноклаза и калишпата. Фибролитизация сопровождается образованием в породе биотит-кварцевых симплектитов, что указывает на проявление ранней стадии кислотного выщелачивания. Сноповидные агрегаты тонкопризматического силлиманита (нодулы) образуют плоские линзы длиной 4—5 мм с S-образно изогнутыми окончаниями.

А н д а л у з и т обнаружен только в глиноземистых гнейсах куммингтонитовой зоны в ассоциации с биотитом, образуя с ним параллельные срастания и прорастания. В шлифах андалузит бесцветный, под биноклем бледно-розовый. Форма зерен неправильная или удлиненно-таблитчатая;  $n_g = 1,638$ ,  $n_p = 1,630$ . В куммингтонитовой зоне, как и везде в области гранулитовой фации, андалузит, по-видимому, вторичный минерал.

П л а г и о к л а з плохо двойникован; в нем редко наблюдаются антипертиты. Он более основной, чем плагноклаз в менее глиноземистых породах (№ 33).

К а л и ш п а т — микроклин, плохо- и среднерешетчатый, насыщен крупным ленточным и жилковатым пертитом. Для калишпата из биотит-гранатового гнейса южной части лысянского комплекса (обр. 1618) получены следующие данные:  $\Delta_p = 0,50$ ;  $I_{\text{плл}} = 3000$ ;  $I_{\text{ртл}} = 11200$ ;  $K_2O = 14,24$ ;  $Na_2O = 2,05\%$ ;  $Or_{82}Ab_{18}$ . Этот образец интересен тем, что при сравнительно высокой рентгеновской триклинности он имеет очень высокие значения природной и рентгеновской термолюминесценции, которые встречаются только в гранулитовой или в прогрессивной амфиболитовой фациях.

Графит развивается вдоль спайности биотита или по трещинам в других минералах, что указывает на свободное перемещение углерода в посттектонический период.

Среди метапелитов с. Колодистого М. А. Самариным установлены биотит-гранатовые гнейсы с очень высоким содержанием апатита, достигающим 20%. Апатит представлен короткопризматическими кристаллами длиной 2—3, а иногда до 10 мм, образующими гнезда диаметром до 3 см. Кристаллы апатита имеют очень правильную призматическую форму и содержат включения биотита.

**Минеральные парагенезисы.** В метапелитах лысянского комплекса распространены первичные парагенезисы Би + Гр + Пл + Кв, Би + Сил + Пл + Кв и Би + Гр + Кор + Пл + Кв. Парагенезисы метапелитов куммингтонитовой зоны отличаются от предыдущих наличием андалузита и кордиерита, вероятно, вторичных. По составу граната и биотита породы лысянского комплекса и куммингтонитовой зоны не отличаются.

Температура по биотит-гранатовому термометру Л. Л. Перчука (1970) для северной части лысянского комплекса соответствует 600—655°С, для южной части — 650—655°. По моновариантному равновесию (обр. 1685) температура равна 680°С. Сравнительно высокие температуры при метаморфизме подтверждаются составами гранатов, которые на диаграмме Б. Г. Лутца (1964) располагаются в поле гранулитовой фации, но вблизи поля амфиболитовой фации. По классификации А. А. Маракушева (1965) и С. П. Кориковского (1967), минеральные ассоциации метапелитов относятся к биотит-гранат-кордиеритовой минеральной субфации амфиболитовой фации. Основываясь на пересечении экспериментальных кривых кварц-мусковитового (Evans, 1965) и андалузит-силлиманитового равновесия (Althaus, 1967), можно считать, что нижняя граница давления при образовании метапелитов была выше 3 кбар. Верхняя граница, судя по отсутствию дистена, не превышала 6 кбар.

### **Биотитовые, биотит-плаггиоклазовые гнейсы и мигматиты**

К биотитовым гнейсам отнесены бедные СаО породы со сланцеватой текстурой, состоящие из плаггиоклаза, кварца, биотита и калиевого полевого шпата в количестве более 5%. Биотит-плаггиоклазовые гнейсы отличаются низким содержанием калишпата (менее 5%).

По химическому составу биотитовые и биотит-плаггиоклазовые гнейсы представляют собой метапелиты, несколько обогащенные СаО и бедные  $Al_2O_3$  по сравнению с высокоглиноземистыми метапелитами. От богатых СаО пород они отличаются полным отсутствием роговой обманки, а от глиноземистых метапелитов — отсутствием граната, силлиманита, кордиерита и андалузита. Последние могут появляться только в аксессуарном количестве (менее 0,5%).

Биотитовые гнейсы каждого комплекса имеют свои особенности.

В росинском комплексе биотитовые гнейсы представлены, главным образом, микроклинсодержащими разностями и почти полностью мигматизированы. Слабо гранитизированные гнейсы распространены в области, соседней с Тальновским разломом. Они образуют узкие полосы в поле мигматитов житомирского и уманского типов, прослеженные по простираанию на 7—8 км в субмеридиональном направлении. Две такие полосы протягиваются от с. Константиновки до с. Беседки и от с. Сорокотяги до с. Разумницы. Наиболее чистые без инъекционного материала биотитовые гнейсы вскрыты у с. Королевки. Биотитовые гнейсы даже в небольших телах переслаиваются с амфиболсодержащими породами, реже с двупироксеновыми гнейсами (с. Павловка). В одной из скважин (с. Скибин) встречен микрогнейс с размерами зерен 0,02—0,1 мм. Двуслюдяные гнейсы известны в с. Березовка (область перехода к гранулитовой фации).

В лысянском комплексе преобладают биотит-плагиоклазовые гнейсы, которые образуют здесь мелкие линзообразные тела размером 5 × 1 км.

Звенигородский комплекс представляет собой толщу биотитовых, биотит-плагиоклазовых гнейсов и в меньшей степени амфиболсодержащих пород. Особенностью этой толщи является наличие реликтовых кластогенных структур (район Звенигородка — Стебное) и сравнительно низкая степень перекристаллизации.

Конгломератовидные породы в районе г. Звенигородки впервые описаны как конгломераты А. И. Стрыгиным и В. Н. Кобзарем в 1962 г. Тогда же они указали на широкое развитие здесь псаммитовых структур, осадочной слоистости и других признаков осадочного происхождения пород. Позднее В. Н. Кобзарь пришел к выводу, что бластопсаммитовые структуры развиты в звенигородском комплексе практически повсеместно. Он считает (устное сообщение), что характернейшей особенностью звенигородского комплекса является ритмически слоистое сложение. Слоистость проявляется в изменении размеров зерен, структуры, состава отдельных пластов, а также в колебании содержаний аксессуариев. В ингулецкий комплекс входят типичные биотитовые гнейсы и мигматиты, слагающие две полосы мощностью 5—7 км в поле мигматитов розовых аплит-пегматоидных гранитов. Западная полоса, состоящая из нескольких разобщенных тел, протягивается в субмеридиональном направлении немного западнее г. Звенигородки и граничит с гнейсами звенигородского комплекса. Восточная полоса почти полностью оконтуривает с запада Корсунь-Новомиргородский массив.

В синюхинский комплекс входят мелкие тела гнейсов преимущественно биотит-плагиоклазового состава. Эти гнейсы относятся к области, переходной от гранулитовой к амфиболитовой фации, и содержат аксессуарные минералы гранулитовой фации.

Микроструктуры гнейсов и мигматитов имеют ясно выраженный бластический характер и в зависимости от степени перекристаллизации образуют непрерывный ряд от лепидогранобластовой до порфиробластической гранитовой структуры. Этот ряд соответствует

эволюции вещества от сланцев и гнейсов до мигматитов и гранитов в условиях амфиболитовой фации и включает следующие структуры в порядке возрастания упорядоченности: для биотит-плаггиоклазовых гнейсов — лепидогранобластовая, микроочковая, гипидноморфнозернистая, порфиробластическая (с порфиробластами плаггиоклаза); для биотитовых гнейсов — микролепидогранобластовая, мигматитовая, гипидноморфнозернистая, гранитовая, порфиробластическая (с порфиробластами микроклина). Общей особенностью всех бластических структур, за исключением самых упорядоченных, является их гитеробластовый характер.

Необходимо выделить мигматитовую структуру, развитую в породах микроклин-плаггиоклазового состава. Эта неупорядоченная структура характеризуется неправильными, реже изометричными или субидiomорфными зернами плаггиоклаза, беспорядочно расположенными, еще менее правильными и более мелкими зернами и агрегатами кварца, окруженными резко ксеноморфным микроклином, который образует межзерновые пленки, заливы и редко самостоятельные ксеноморфные зерна. Особенно агрессивным выглядит микроклин при низком содержании в породе — до 10%. Обычны для мигматитовой структуры мирмекиты, каемки микроклина с альбитом и мусковита вокруг биотита и т. д. Резко ксеноморфное проявление микроклина в мигматитах указывает на возможность миграции этого минерала, хотя бы в локальных пределах, и на микроструктурную неупорядоченность самой породы. Микроструктурное упорядочение микроклина (бластез) наступает позднее, чем плаггиоклаза, поэтому с плаггиогранитами, вполне массивными, нередко переслаиваются тела микроклинсодержащих пород с мигматитовой структурой.

Гранитовая структура относится к числу упорядоченных. Эта почти гомеобластовая структура с равным или более высоким идиоморфизмом микроклина, по-видимому, свойственна палингенным гранитам. Для гранитовой структуры характерно, что все минералы секутся биотитом.

Среди гнейсов синюхинского комплекса встречаются биотит-плаггиоклазовые с реликтовой гранобластовой структурой, унаследованной от гиперстеновых сланцев при полном замещении пироксенов биотитом. В гнейсах с. Стебного наблюдаются катаклазированные участки с типичным пластинчатым кварцем, которые по структуре совершенно подобны чарнокитам Среднего Побужья.

**Породообразующие минералы.** Калищпатовый полевошпат во всех гнейсах представлен микроклином. Двойниковая решетка микроклина как в гнейсах, так и в мигматитах значительно менее совершенна, чем в гранитах этого района. Калищпат в межзерновых пленочных выделениях вообще нерешетчатый. В микроклинах из пород с катакластической структурой наблюдается некоторое увеличение количества пертита. Мирмекит встречается преимущественно в мигматитах росинского и ингулецкого комплексов. В последних мирмекит похож на гранофир.

Плагноклаз имеет основность от № 14 до 37. В микроклин-содержащих гнейсах и мигматитах плагноклаз в среднем кислее (№ 25), чем в плагноклазовых (№ 30).

Биотит преимущественно зеленовато-бурый, реже бурый и оранжево-бурый, нередко мусковитизирован. Его зональная разновидность чаще всего встречается в мигматитах росинского комплекса. Железистость биотита изменяется от 29 до 68% (средняя около 50%). В микроклинсодержащих породах она несколько выше (52,5%), чем в плагноклазовых (47,5%); в микроклинсодержащих гнейсах — ниже (49,5%), чем в микроклинсодержащих мигматитах (56%); в плагноклазовых породах это различие значительно меньше — 51,5% в гнейсах и 54% в мигматитах. Различия в железистости биотита между непосредственно переслаивающимися гнейсами и мигматитами невелики.

Нет никакой связи между основностью плагноклаза и железистостью биотита. Нет также прямой связи между железистостью биотита и содержанием магнетита в породе, однако железистость биотита во всех магнетитсодержащих гнейсах и мигматитах меньше средней (меньше 50%).

На диаграмме  $Si - Ti - Al_{VI}$  четко обособляются биотиты росинского комплекса: по составу они занимают промежуточное положение между биотитами из пелитов и базитов, а состав двух биотитов характерен для метабазитов. По составу биотитов видно, что породы росинского комплекса более насыщены  $CaO$ , чем породы других комплексов (табл. 28). Биотиты лысянского, звенигородского и ингулецкого комплексов вполне типичны для пелитовых ассоциаций. На диаграмме они занимают положение, промежуточное между амфиболитовой и гранулитовой фациями.

Несобычны корреляционные связи железистости с главными минералообразующими окислами. Так, наряду с известными связями — обратной  $SiO_2 - f$  и прямой  $TiO_2 - f$  — наблюдаются явно обратные связи  $f$  с  $Al_2O_3$  и  $K_2O$ . Иными словами, в биотитах нормально глиноземистых пород с повышением железистости уменьшается одновременно содержание  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  и возрастает —  $TiO_2$ . На графиках  $f - Al_2O_3$  и  $f - K_2O$  в биотитах из пород, переходных к богатым  $CaO$  породам, отмечается тенденция к образованию собственных связей.

Мусковит в основном развивается по биотиту и плагноклазу, но, видимо, существует и первичный. Двуслюдяные гнейсы известны в звенигородском и ингулецком комплексах. В гнейсах синюхинского комплекса мусковит везде вторичный; он сечет биотит несогласно с общим простиранием породы.

**Акцессорные минералы.** Каждый из рассматриваемых комплексов имеет свои различия в наборе и содержании акцессориев, но наиболее выделяются гнейсы и мигматиты росинского комплекса (табл. 29).

Биотитовые гнейсы и мигматиты росинского комплекса, за исключением двух проб, характеризуются типичной циркон-апатитовой

## Химический состав (вес, %) и оптические свойства биотитов из биотитовых гнейсов

Компонент, константа	Росинский комплекс			
	190	580	587	1375
SiO <sub>2</sub>	36,10	36,87	34,03	38,18
TiO <sub>2</sub>	2,45	1,77	2,40	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,69	15,51	17,22	19,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,76	3,17	2,60	3,20
FeO	10,42	15,98	23,04	8,50
MnO	0,24	0,58	0,53	0,14
MgO	13,73	12,28	6,73	16,50
CaO	0,49	0,48	0,40	Сл.
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,57	0,13	0,10
K <sub>2</sub> O	8,42	9,47	8,47	9,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0,17	0,11	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>ан</sup>	0,20	0,15	0,10	0,01
S	Не опр.	0,04	0,05	Не опр.
П. п. п.	3,60	2,98	4,27	3,17
F	Не опр.	0,23	0,56	0,36
Сумма	100,29	100,25	100,37	99,70
Плотность	Не опр.	3,023	3,136	Не опр.
$n_g = n_m$	1,644	1,637	1,662	1,617
2V	Не опр.	5,9	3,7	Не опр.
Окраска по Ng	Кор.	Зел.-кор.	Зел.-бур.	Зел.-бур.

## и мигматитов

	Лысянский комплекс					Звенигородский комплекс	Ингулецкий комплекс
	708	710	934	1193	1270	1611	935
	34,41	34,86	35,92	35,85	36,13	36,06	35,89
	2,94	3,56	2,65	2,52	2,58	3,12	2,34
	17,61	17,17	17,59	17,40	18,80	18,39	17,73
	2,81	3,17	5,06	3,25	3,55	2,96	2,66
	20,16	20,73	16,09	18,28	18,00	13,68	18,19
	0,29	0,31	0,39	0,17	0,24	0,28	0,14
	8,01	7,21	8,93	10,73	8,53	11,69	9,48
	0,23	0,20	0,14	0,11	Сл.	0,11	0,25
	0,10	0,07	0,18	0,14	0,11	0,29	0,57
	9,09	8,92	9,77	9,08	9,06	9,76	9,30
	0,11	0,11	Не опр.	0,05	0,07	Не опр.	Не опр.
	0,23	0,10	0,20	0,03	0,02	» »	0,19
	0,06	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	» »	Не опр.
	4,08	3,63	1,04	2,20	3,28	3,05	0,90
	0,22	0,32	0,27	0,24	0,22	0,30	0,80
	100,22	100,24	98,23	99,95	100,50	99,69	98,44
	3,108	3,105	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	1,657	1,667	1,653	1,648	1,652	1,648	1,649
	6,3	4,4	5,7	6,3	7,1	6,4	3,6
	Оранж.-кор.	Зел.-бур.	Кор.	Зел.-бур.	Оранж.-бур.	Зел.-бур.	Оранж.-кор.

## Формульные коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода

K	0,79	0,91	0,84	0,84	0,89	0,87	0,94	0,88	0,84	0,92	0,90
Na	0,03	0,08	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04	0,10
Ca	0,04	0,04	0,03	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Σx	0,86	1,03	0,89	0,86	0,92	0,90	0,98	0,91	0,86	0,97	1,02
Mg	1,50	1,37	0,78	1,76	0,92	0,82	1,00	1,19	0,93	1,29	1,07
Fe <sup>2+</sup>	0,64	1,00	1,50	0,51	1,30	1,33	1,01	1,14	1,15	0,86	1,15
Mn	0,01	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,005
Fe <sup>3+</sup>	0,37	0,18	0,15	0,18	0,16	0,18	0,29	0,18	0,20	0,18	0,15
Al <sub>IV</sub>	0,17	0,13	0,25	0,33	0,25	0,21	0,26	0,22	0,36	0,27	0,29
Ti	0,13	0,10	0,14	0,06	0,17	0,20	0,15	0,13	0,15	0,17	0,13
Σy	2,82	2,82	2,86	2,86	2,82	2,76	2,73	2,87	2,80	2,79	2,79
Al <sub>IV</sub>	1,36	1,24	1,34	1,27	1,35	1,34	1,30	1,32	1,30	1,33	1,29
Si	2,64	2,76	2,66	2,73	2,65	2,66	2,70	2,68	2,70	2,67	2,71
OH	1,76	1,49	2,23	1,52	2,10	1,86	0,52	1,10	1,62	1,50	0,46
F	—	0,05	0,14	0,08	0,05	0,08	0,06	0,05	0,05	0,07	0,19

## Производные коэффициенты

f	40,6	47,0	68,4	28,8	61,7	65,0	56,9	53,0	58,7	45,1	54,9
f <sub>0</sub>	36,8	15,1	9,2	26,1	11,1	12,1	22,0	13,6	14,8	17,3	11,5
a <sub>si</sub>	34,0	31,0	33,5	31,8	33,8	33,5	32,5	32,5	32,5	33,3	32,2
al	44,2	32,2	37,5	38,8	39,2	39,8	45,5	36,7	44,5	41,0	39,0

Примечание: 190 — мигматит, Юж. Буг. с. Сабатиновка; 580 — биотитовый гнейс, скв. 7582; 708 — инъекционный гранитный материал в гнейсе, р. Гнилой Тикич, с. Бужанка; 710 — 1193 — биотит-плагноклазовый гнейс, с. Хлиповка, скв. 7740; 1270 — биотит-плагноклазовый гнейс, биотитовый гнейс, скв. 8073.

р. Рось, с. Глыбочка; 587 — гнейс, Рось, с. Глыбочка; 1375 — биотит-плагноклазовый гнейс, биотит-плагноклазовый гнейс, там же; 934 — биотитовый мигматит, с. Жабянка, скв. 7592; с. Дашуковка, скв. 7610; 1611 — биотит-плагноклазовый гнейс, с. Колодистое, скв. 4403; 935 —

Номер пробы	Комплекс	Порода	Циркон
587	Росинский	Биотитовый гнейс	15
1207	»	»	255
1206	»	Биотитовый мигматит	90
1293	»	»	2
1342	»	»	90
1345	»	»	195
1363	»	»	525
1374	»	»	Нет
1420	»	»	10
1452	»	»	18
1162	»	Биотит-плагноклазовый мигматит	Нет
1479	»	»	Нет
1274	Лысянский	Биотитовый гнейс	15
1176	»	Биотитовый мигматит	Нет
710	»	Биотит-плагноклазовый гнейс	210
1270	»	»	70
1273	»	»	120
1604	Звенигородский	Биотитовый гнейс	110
1605	»	»	Нет
1607	»	»	90
1664	»	Биотитовый мигматит	15
1665	»	»	Нет
1683	»	»	100
1080	»	Биотит-плагноклазовый гнейс	600
1104	»	»	160
1603	»	»	60
1606	»	»	Нет
1608	»	»	105
1609	»	»	48
1610	»	»	180
1611	»	»	9
1667	»	»	Нет
1682	»	»	50
1602	»	Биотит-плагноклазовый мигматит	15
1525	Ингулецкий	Биотитовый гнейс	130
1530	»	»	110
935	»	»	24
1238	»	Биотитовый мигматит	24
1637	Синюхинский	»	85
1755	»	»	Нет
1675	»	Биотит-плагноклазовый гнейс	50
1676	»	»	15
1710	»	»	135
1776	»	»	Нет
1711	»	Биотит-плагноклазовый мигматит	»

## гнейсах и мигматитах, г/т

Апатит	Сфен	Магнетит	Сульфиды	Монацит	Лейкоксен	Прочие
150	Нет	150	Нет	Есть	Нет	Эп
4250	»	Нет	50	Нет	700	Гр, Рог
3000	»	»	Нет	»	Нет	Рог, Эп
50	»	»	3	»	»	Рутил
150	»	350	600	»	»	Эп
5850	»	8700	Нет	»	5550	Эп
3650	3000	Нет	»	»	Нет	Рог, Эп
Нет	Нет	»	»	»	»	Рог, Эп
2050	»	»	50	Есть	»	Гр
580	»	»	Нет	Нет	»	Нет
700	»	4700	»	»	250	Рог
1075	»	Нет	4000	»	Нет	Нет
500	»	»	7	»	»	»
Нет	»	»	15	Есть	»	Рог, Ди
170	»	»	10	»	»	Гр, Рог, Турм
3350	»	»	Нет	Нет	»	Гр
25	»	»	280	»	»	Нет
60	20	»	20	Есть	»	Гр, Рог
4000	Нет	»	Нет	»	3800	Сил
2650	»	»	»	»	Нет	Ди
Нет	»	»	»	»	»	Гр, Ди, Рог
100	»	»	»	»	»	Гр
4100	»	2500	»	»	»	Нет
6000	7000	Нет	60	Нет	»	Гр, Рог, Эп
4750	Нет	2400	Нет	Нет	550	Рог
Нет	»	Нет	»	Есть	Нет	Гр, Ги Сил
285	»	»	»	»	»	Сил
15	2500	»	5	»	»	Нет
2650	15400	3700	Нет	»	»	Грф, Турм
4000	Нет	30000	80	»	55000	Гр
1850	»	22000	130	»	2550	Сил
1750	»	Нет	80	»	Нет	Гр
5000	»	2700	Нет	»	»	Гр
10	»	Нет	»	Нет	»	Гр
3650	»	»	»	Есть	»	Нет
1500	»	210	»	Нет	»	Ди
750	»	Нет	1750	»	»	Гр, Ги, Ди
280	»	»	2	»	45	Эп
30	»	20	Нет	Есть	Нет	Ги, Рог
3000	»	Нет	»	Нет	»	Рог, Ди
375	»	»	»	Есть	»	Рог
8	»	6900	15	»	»	Нет
3200	»	Нет	Нет	»	»	Турм
2100	»	39000	240	Нет	»	Нет
100	»	160	2	»	»	Гр, Рог

ассоциацией акцессориев, иногда со сфеном. От гранитов уманского и росинского комплексов их отличает малая распространенность магнетита и сфена. Средние содержания акцессориев в росинских мигматитах намного ниже, чем в соответствующих гранитах. Породообразующие минералы, встречающиеся в росинских мигматитах в акцессорном количестве, представлены главным образом роговой обманкой и почти всегда эпидотом.

Биотитовые гнейсы и мигматиты лысянского, звенигородского, синюхинского и ингулецкого комплексов по набору и содержанию акцессориев близки к пелитам; они большей частью монацитосны, содержат наряду с амфиболом минералы пелитовых пород — гранат, силлиманит, гиперстен. В них нет эпидота, но изредка и в значительном количестве появляется турмалин.

Гнейсы и мигматиты лысянского комплекса по акцессорной минерализации занимают промежуточное положение: они лишены магнетита и сфена, но содержат монацит и турмалин (установлен в шлифах).

В биотит-плагноклазовых гнейсах переходной зоны от лысянского комплекса амфиболитовой фации к породам гранулитовой фации наблюдаются необычные ассоциации акцессориев: монацит и магнетит, монацит и апатит, монацит и роговая обманка. В них совершенно нет сфена.

Из гнейсов звенигородского комплекса наиболее обогащены акцессориями биотит-плагноклазовые разности. Эти гнейсы интересны наличием запрещенных (для гранитов) ассоциаций: магнетита, апатита и сфена с монацитом. Толща гнейсов, обнаженных по р. Ольховцу в районе с. Стебного, выделяется среди пород звенигородского комплекса циркон-apatитовыми ассоциациями акцессориев.

Для гнейсов ингулецкого комплекса характерна нейтральная циркон-apatитовая ассоциация, и в этом отношении они вполне аналогичны гнейсам звенигородского комплекса.

Таким образом, закономерности ассоциаций тяжелых минералов, свойственных гранитоидам, для биотитовых гнейсов и мигматитов в значительной мере утрачивают свое значение. Одна из возможных причин существования запрещенных ассоциаций — частое чередование маломощных пластов гнейсов разного состава, вследствие которого происходит наложение ассоциаций. Резкую смену ассоциаций можно видеть на примере скв. 4403 (пробы № 1605, 1606, 1607, 1608, 1609, 1602, 1610, 1611, 1683), вскрывающей толщу биотитовых, биотит-плагноклазовых гнейсов и мигматитов мощностью 44 м. Достаточно велики различия, чтобы их можно было объяснить погрешностями опробования, между содержаниями акцессориев в пробах, разделенных небольшими интервалами (например, № 1206 и 1207, 1664 и 1665, 1710 и 1711, 1270 и 1273). В то же время существенных различий между биотитовыми и биотит-плагноклазовыми гнейсами, между гнейсами и мигматитами не наблюдается.

В среднем содержание главных акцессорных минералов, за

исключением монацита, в гнейсах и мигматитах значительно ниже, чем в гранитоидах и плагиогранитах.

Ц и р к о н встречается только в 73% проб. Обычно его нет в тех пробах, где содержание аксессуариев вообще низкое. Окраска циркона самая разнообразная — от бесцветного до темно-бурого и черного. Темно-бурые цирконы чаще встречаются в гнейсах и мигматитах росинского комплекса, причем наиболее темные, почти черные, непрозрачные разновидности обнаружены в пробах с самым низким содержанием аксессуариев. В гнейсах пелитовых комплексов циркон светлый с буроватыми, сиреневыми и розовыми оттенками.

Существует мнение (Ляхович, 1967), что темные цирконы приурочены к породам с высоким содержанием радиоактивных элементов и сами содержат много урана и редких земель. По-видимому, наибольшим содержанием этих элементов будут отличаться цирконы из тех пород, где нет такого концентратора редких элементов, как монацит. Приуроченность темных цирконов к безмонацитовым породам росинского комплекса подтверждает эту точку зрения. Кроме того, и среди монацитсодержащих комплексов темный циркон чаще появляется в безмонацитовых толщах. Молочно-белый и желтоватый циртолит встречается только в одной пробе биотитового мигматита звенигородского комплекса (№ 1664) в ассоциации с монацитом.

Наиболее совершенная кристаллографическая форма у цирконов из росинских гнейсов и мигматитов; среди них чаще встречаются и простые формы — IV и V, редкие для циркона метаморфических пород. Среди цирконов ингулецких гнейсов также преобладают простые гиацинтовые (II) и цирконовые (IV) формы. Циркон прочих комплексов имеет сложные кристаллографические формы VI и VII, а часто и переходные между ними, что связано с равным развитием граней обеих призм.

Во многих пробах пелитовых гнейсов у цирконов сглаженные формы со следами растворения, однако явно окатанных зерен не установлено. Размеры и удлинение кристаллов очень разнообразны: в породах росинского комплекса они более крупные (0,15—0,20 мм), в гнейсах звенигородского комплекса самые мелкие (0,06—0,13 мм). Удлинение кристаллов близко к 2,0.

В каждой пробе циркон внешне сравнительно однообразный, однако значительно чаще, чем в гранитах, встречаются две-три разновидности, различающиеся по окраске, прозрачности и габитусу, особенно среди пелитовых гнейсов.

По величине двупреломления, трещиноватости и наличию включений выделяется два типа цирконов. В пелитовых гнейсах преобладает прозрачный в иммерсии циркон, трещиноватый, с мелкими округлыми включениями и высоким двупреломлением; мы относим его к ранней генерации. Второй тип циркона — с низким двупреломлением, частично изотропизированный, без включений — поздняя генерация. Древний циркон связан с главным этапом метаморфизма пород, а молодой — с этапом постметаморфической

перекристаллизации и гранитообразования. В породах росинского комплекса древний циркон образует как самостоятельные зерна, так и ядра, окруженные молодым цирконом. В пелитовых гнейсах обе генерации циркона существуют параллельно; наряду с этими двумя формами в них широко распространен еще один тип циркона: внутри древнего циркона содержатся ядра очень темного, непрозрачного, почти изотропного циркона с несколько большим удлинением. В древнем цирконе встречаются также разно ориентированные кристаллы мелкого циркона.

**М о н а ц и т** обычно золотисто- или зеленовато-желтый, очень чистый, прозрачный, без включений. Люминесцирует слабо в грязно-зеленых тонах. Форма зерен лепешкообразная и в то же время удлиненная. «Рубашки» большей частью грязно-серые, очень редко — охристо-бурые. В каждой пробе монацит совершенно однообразен как по окраске, так и по размеру. Размер зерен обычно 0,12—0,15 мм, редко крупнее.

**А п а т и т** бесцветный,  $n_o = 1,636—1,640$ . Тонкие трубчатые включения встречаются лишь в апатите из гнейсов звенигородского комплекса, а также в росинском комплексе в зоне перехода к гранулитовой фации. Насыщенный трубчатыми включениями апатит непрозрачный, матовый, голубовато-серый.

**Т у р м а л и н** буровато-зеленый, зеленовато-серый;  $n_g = 1,646$ .

### **Геохимические особенности метаморфических пород**

Метаморфические породы амфиболитовой фации (от амфиболитов до биотитовых гнейсов) отличаются чрезвычайно низкими содержаниями всех малых элементов, особенно Ni, Co и Cr (табл. 30).

Амфиболиты описываемого района по содержанию малых элементов не сравнимы ни с мировыми кларками для основных пород, ни с аналогичными породами Украинского и Балтийского щитов (Щербаков, 1972, 1973). По содержанию Ni, Co и Cr амфиболиты Росинско-Тикичского района промежуточные между глинами и карбонатными породами относительно небольших глубин осадконакопления, т. е. могут сопоставляться с мергелями. Обращает внимание очень низкое в амфиболитах содержание меди — специфического элемента спилит-диабазовой формации. Низкое содержание меди — характерная особенность всех основных пород средней части щита.

Особо следует подчеркнуть геохимические отличия амфиболитов средней части щита от аналогичных по составу пород Володарской и Белоцерковской аномалий и сходство последних с двупироксеновыми сланцами Среднего Побужья. Это сходство можно рассматривать как одно из доказательств одновозрастности двупироксеновых сланцев Среднего Побужья и метабазитов Белоцерковского блока. Как уже отмечалось выше, комплекс пород Белоцерковского блока является, по-видимому, аналогом побужского комп-

лекса, переработанным в условиях регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации.

Метаморфические породы (амфиболиты, биотит-амфиболовые, биотит-плагноклазовые и биотитовые гнейсы), если сопоставлять их с осадочными аналогами, представляют собой часть идеального геохимического профиля от мергелей до глин. По другим членам ряда, карбонатным и высокоглиноземистым породам, фактического материала для сравнения недостаточно. Сравнение геохимических данных показывает, что большинство элементов — Ni, Co,

Т а б л и ц а 30

Геохимическая характеристика амфиболитов, метабазитов и осадочных пород

Породы, источник	Количество определений	Содержание элементов, $\epsilon/m$					
		Ni	Co	Cr	V	Zr	Cu
Росинский комплекс *	39	14	18	31	170	94	10
Лысянский комплекс *	30	20	12	39	113	62	18
Ингулецкий комплекс *	13	34	14	66	92	99	9
Амфиболитизированные диабазовые порфиры Белоцерковского блока (Батиевский и др., 1972)	22	134	47	145	336	157	54
Глины (Turekian a. Wedepohl, 1961)	Нет. св.	68	19	90	130	160	45
Карбонатные породы (там же)	»	20	0,1	11	20	19	4
Двунироксеновые сланцы Среднего Побужья	22	120	47	370	212	30	20

\* Количественные определения элементов выполнены методом спектрального анализа на специально изготовленных стандартах в лаборатории ИГФМ АН УССР С. А. Козаком.

Cr, V, Zr, Pb, Ga, Y, Cu — для этой части профиля имеет упорядоченное распределение.

Содержание Ni, Co, Cr, Cu и V постепенно и закономерно уменьшается от амфиболитов к биотитовым гнейсам (от карбонатных осадков к глинистым). Содержание терригенного элемента — циркония — в этом же направлении возрастает. Важно заметить, что геохимически амфиболиты характеризуются не как чужеродная толща, а как составная часть идеального профиля.

Причины низких содержаний элементов группы железа в амфиболитах Уманского блока подробно рассматривались раньше (Щербаков, 1973). Было показано, что низкие содержания этих элементов обусловлены, скорее всего, первичным литологическим составом пород. По геохимическим особенностям амфиболиты Уманского блока — это метаморфизованные глинисто-мергелистые осадки небольших глубин. Отсутствие основных эффузивов и крайних осадочных дифференциатов, а также монотонный состав толщи метаморфических пород Уманского блока — все это позволяет сопоставлять их с верхней терригенной формацией, возможно флишем. Такой вывод можно сделать только о комплексе пород, расположенном западнее Тальновского разлома. В породах Лысянского

блока фоновые содержания элементов группы железа возрастают. Еще выше содержания этих элементов в породах ингулецкого комплекса. Одновременно расширяется и набор пород.

Кроме параамфиболитов с очень низкими фоновыми содержаниями элементов группы железа среди пород Уманского блока, несомненно, имеются и ортоамфиболиты. Так, известны отдельные тела амфиболитов с содержаниями Ni, Co и Cr, сопоставимыми с содержаниями этих элементов в габброидах Побужья. Б. А. Батиевский (1972), ссылаясь на данные А. Б. Фомина, также приводит довольно высокие содержания Ni, Co и Cr в основных породах габбро-перидотитовой формации бассейна Роси (Ni — 110, Co — 60, Cr — 240  $\mu/m$ ).

### Химический состав метаморфических пород

Петрохимическая характеристика основных пород приведена в работах Ю. Ю. Юрка (1953) и И. С. Усенко (1958). Усенко установил, что амфиболиты бассейна Горного и Гнилого Тикичей существенно отличаются от аналогичных пород гранулитовой фа-

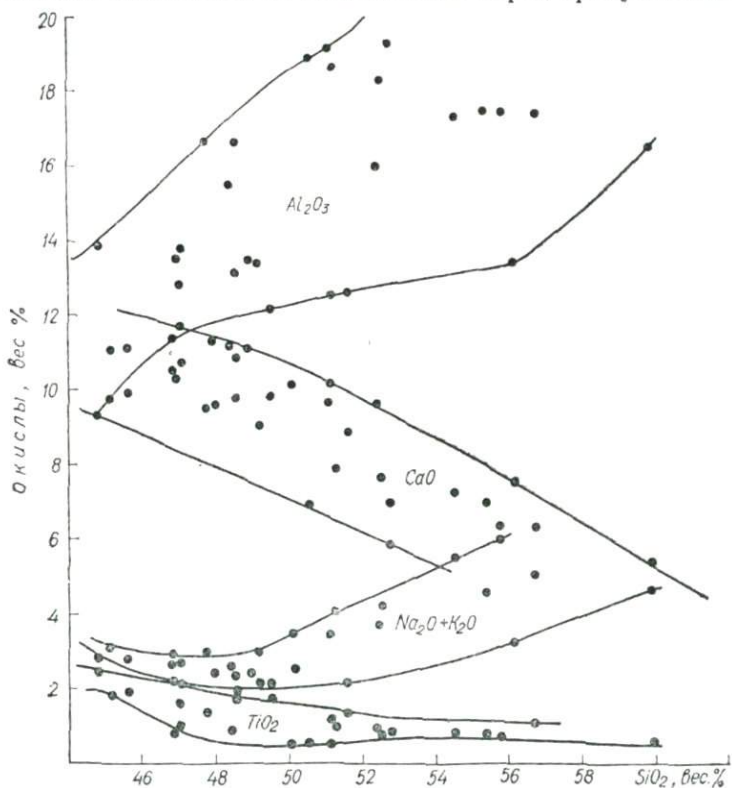


Рис. 22. Вариационная диаграмма амфиболсодержащих пород.

Химический состав амфиболсодержащих метаморфических пород, вес. %

Компонент, коэффициент	Росинский комплекс				Лысянский комплекс				Спюхтинский комплекс
	596 *	600	653	1423	732	1094	1096	1259	1708
SiO <sub>2</sub>	49,07	52,78	60,90	51,67	50,90	52,66	52,51	46,74	52,90
TiO <sub>2</sub>	1,15	0,86	1,03	0,88	1,48	1,51	1,68	1,57	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,88	19,33	15,24	16,00	13,04	13,29	11,30	15,30	17,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,96	3,36	1,70	8,78	5,19	5,67	2,46	0,66	2,89
FeO	6,90	5,97	4,54	4,46	9,96	8,35	6,14	9,29	7,05
MnO	0,17	0,20	0,15	0,22	0,30	0,29	0,32	0,32	0,14
MgO	5,39	3,55	2,73	4,76	5,20	5,24	9,54	10,00	4,82
CaO	8,20	5,94	4,72	6,65	8,09	4,91	7,51	7,51	7,31
Na <sub>2</sub> O	3,40	4,48	3,90	3,28	2,85	3,10	1,84	3,03	3,57
K <sub>2</sub> O	1,80	2,50	3,55	2,35	0,80	2,52	3,20	1,72	1,04
P <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0,33	He опр.	0,69	0,52	He опр.	0,52	0,62	0,22	He опр.
SO <sub>3</sub>	0,05	0,54	0,14	He опр.	0,64	He опр.	He опр.	He опр.	» »
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,20	0,06	0,14	0,52	0,21	0,24	0,27	» »
F	He опр.	0,25	He опр.	He опр.	0,07	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
П.п.п.	1,27	0,27	0,68	0,50	0,07	1,16	2,02	2,70	1,57
Сумма	99,68	100,23	100,03	100,14	99,11	99,43	99,38	99,36	99,72

Коэффициенты А. Н. Заварицкого

<i>a</i>	10,5	14,1	14,5	10,8	7,6	10,6	8,5	9,2	9,8
<i>c</i>	2,0	6,3	3,3	5,5	4,9	3,6	3,1	5,7	7,3
<i>b</i>	28,4	16,5	13,0	23,2	28,1	24,4	29,4	30,2	19,9
<i>s</i>	59,1	63,1	69,2	60,5	59,5	61,4	59,0	54,9	63,0
<i>c'</i>	29,5	7,3	18,9	12,0	17,6	9,5	19,5	11,6	9,3
<i>m'</i>	33,5	37,8	35,2	35,4	31,5	36,5	53,3	56,4	42,5
<i>l'</i>	37,0	55,0	45,8	52,6	51,0	54,0	27,2	32,0	48,5
<i>n</i>	74,4	73,0	62,5	68,0	83,6	65,0	47,0	73,0	84,0
<i>t</i>	1,8	1,2	1,3	1,3	2,2	2,1	2,4	2,5	1,1
<i>φ</i>	12,5	18,0	11,6	33,1	16,1	19,7	7,2	1,8	12,8
<i>Q</i>	-4,8	-8,5	+6,1	-6,1	-0,9	-2,0	-2,1	-14,3	-0,9
<i>F</i>	52,5	60,6	56,0	59,6	61,8	59,6	33,8	36,6	52,7

\* Привязка приведена в табл. 22, 23.

ции Побужья высокой железистостью: средняя железистость по бужских амфиболитов 41—46%, тикичских — 59,8%. Повышение железистости последних сопровождается заметным возрастанием содержания  $TiO_2$  (до 1,48%). Наши анализы, относящиеся к кварцевым амфиболитам и гнейсам (табл. 31), также подтверждают высокую железистость большинства амфиболсодержащих пород. Амфиболиты бассейна Горного и Гнилого Тикичей, по мнению И. С. Усенко, можно сопоставлять с оливиновыми базальтами.

Химический состав амфиболсодержащих пород изменяется постепенно от самых основных ( $SiO_2$  43%) до наиболее кислых, в которых содержание  $SiO_2$  достигает 60% (рис. 22). По мере возрастания кислотности в метабазитах увеличиваются содержания  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O + K_2O$  и снижаются —  $CaO$  и  $TiO_2$ . Граничные для образования роговой обманки содержания  $CaO$  4—5% и  $SiO_2$  60%; в более кислых и менее кальциевых породах роговой обманки нет.

Сравнение среднего состава амфиболитов Росинско-Тикичского района с метабазитами Среднего Побужья показало, что тикичские амфиболиты содержат на 3% больше  $SiO_2$  на 1,5% —  $Al_2O_3$ , на 0,5% — суммы щелочей; меньше — железа на 4%, магния на 3 и калия на 2%.

Статистически в метабазитах устанавливается два максимума распределения  $SiO_2$  — 48 и 52%, которые отрицательно коррелируются с максимумами  $FeO$ . На сопоставлении  $SiO_2$  и железистости некоторые авторы (Лопадю-Арг, 1953; Дагелайский, 1965; Хмарук и Щербаков, 1970) основывали свои попытки расчленения пара- и ортоамфиболитов, которые оказались мало эффективными, как, впрочем, и все другие петрохимические критерии. Более вероятной причиной различий состава метабазитов, в частности метабазитов гранулитовой и амфиболитовой фаций, представляется вертикальная миграция магмогенерирующего горизонта. Если справедливы наши современные представления об образовании «гранитного» слоя в архее, то можно предположить, что первичные базальтовые магмы генерировались в несколько более глубоких горизонтах, чем молодые. «Гранитный» слой мог служить защитной оболочкой, вследствие чего плавлению подвергались все более высокие и более легкоплавкие горизонты «базальтового» слоя. Кроме того,

Сравнение среднего состава амфиболитов Росинско-Тикичского района с метабазитами Среднего Побужья показало, что тикичские амфиболиты содержат на 3% больше  $SiO_2$  на 1,5% —  $Al_2O_3$ , на 0,5% — суммы щелочей; меньше — железа на 4%, магния на 3 и калия на 2%.

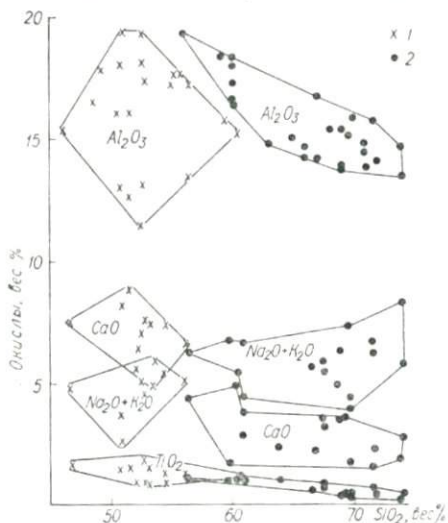


Рис. 23. Вариационная диаграмма биотит-амфиболовых (1) и амфиболовых (2) гнейсов.

казало, что тикичские амфиболиты содержат на 3% больше  $SiO_2$  на 1,5% —  $Al_2O_3$ , на 0,5% — суммы щелочей; меньше — железа на 4%, магния на 3 и калия на 2%.

Статистически в метабазитах устанавливается два максимума распределения  $SiO_2$  — 48 и 52%, которые отрицательно коррелируются с максимумами  $FeO$ . На сопоставлении  $SiO_2$  и железистости некоторые авторы (Лопадю-Арг, 1953; Дагелайский, 1965; Хмарук и Щербаков, 1970) основывали свои попытки расчленения пара- и ортоамфиболитов, которые оказались мало эффективными, как, впрочем, и все другие петрохимические критерии. Более вероятной причиной различий состава метабазитов, в частности метабазитов гранулитовой и амфиболитовой фаций, представляется вертикальная миграция магмогенерирующего горизонта. Если справедливы наши современные представления об образовании «гранитного» слоя в архее, то можно предположить, что первичные базальтовые магмы генерировались в несколько более глубоких горизонтах, чем молодые. «Гранитный» слой мог служить защитной оболочкой, вследствие чего плавлению подвергались все более высокие и более легкоплавкие горизонты «базальтового» слоя. Кроме того,

появление гранитного слоя и соответствующее увеличение пути миграции основной магмы, очевидно, способствовало ее дифференциации. Увеличение железистости и резкое снижение содержаний Ni, Co и Cr от наиболее древних основных пород к молодым платформенным интрузиям в целом подтверждают такие представления.

Биотитовые гнейсы (табл. 32) в подавляющем большинстве субглиноземистые породы. В них постоянно есть небольшой избыток  $Al_2O_3$ , достаточный для образования 0,5—5% нормативного силлиманита, т. е. столько же, сколько в нормальных гранитах. Как и в гранитах, в гнейсах очень мало нормативного магнетита (0,5—2,5%) и апатита (около 0,3%). Содержание нормативного гиперстена 5—10%, но может достигать 23%. В биотит-плагноклазовых гнейсах  $Na_2O > K_2O$ , в биотитовых гнейсах  $K_2O$  незначительно преобладает над  $Na_2O$ . От богатых CaO пород, даже сравнительно кислых, биотитовые метапелиты четко отличаются высокой кислотностью, низкими содержаниями CaO и  $TiO_2$  (рис. 23). Граница раздела гнейсов по CaO  $\approx 5\%$ . Железистость биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов в среднем одинакова — около 60%. Петрохимические различия биотитовых и биотит-плагноклазовых гнейсов примерно такие же, как между соответствующими им по составу гранитоидами — плагногранитами и гранодиоритами.

Интересно, что среди биотитовых гнейсов практически нет таких, которые бы по составу отвечали амфиболсодержащим породам. Это значит, что при образовании биотитовых гнейсов путем биотитизации амфиболсодержащих пород требуется не только привнос  $K_2O$  и  $SiO_2$ , но главным образом существенный вынос CaO. Иными словами, такое преобразование изохимически невозможно. Важным фактом является также постоянный «метапелитовый» состав биотита в биотитовых гнейсах; такой биотит образуется только в бедных CaO породах. Следовательно, для образования метапелитового биотита в богатых CaO породах необходима предварительная «метапелитизация» гнейсов. Наблюдения же в шлифах показывают, что биотит развивается либо раньше, либо одновременно с окварцеванием и фельдшпатизацией породы или вообще без каких-либо признаков проявления этих процессов.

Общей химической особенностью высокоглиноземистых метапелитов является резко неоднородный состав, который изменяется почти от богатых CaO пород до кварцитов. Обычно их состав отклоняется в ту или другую сторону; например, от состава нормальных гранитов — по содержанию  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и суммы щелочей. Одни высокоглиноземистые минералы (силлиманит, андалузит, кордиерит) появляются в этих породах в результате избытка  $Al_2O_3$  по отношению к  $SiO_2$ , другие (гранат) — при особенно высоком содержании мафических компонентов и низком —  $Al_2O_3$ . Резкие отклонения от среднего гранитного состава являются главной причиной появления высокоглиноземистых минералов в метапелитах и их сохранности в условиях гранитобразования.

Химический состав биотитовых, биотит-плагноклазовых гнейсов и мигматитов

Компонент, коэффици- ент	вес. %							
	7497	1274	1479	1610	1673	1150	1144	1540
SiO <sub>2</sub>	66,38	71,30	63,85	60,67	60,20	73,99	67,28	60,42
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,64	0,93	0,92	1,00	0,27	0,52	1,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,24	14,80	14,80	17,30	18,00	14,60	16,67	18,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,83	2,93	2,85	2,30	0,83	1,75	1,27
FeO	3,25	2,08	5,03	4,31	4,59	1,15	1,94	4,02
MnO	0,03	0,02	0,05	0,11	0,10	0,03	0,04	0,09
MgO	2,38	0,92	1,92	3,10	2,26	0,65	1,17	2,09
CaO	2,08	1,50	2,30	2,78	4,80	2,79	3,14	3,72
Na <sub>2</sub> O	2,38	2,80	2,80	2,50	3,55	4,00	4,93	4,80
K <sub>2</sub> O	3,25	3,31	2,50	2,87	1,90	0,59	0,90	1,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,03	0,18	0,17	0,30	0,05	0,12	0,30
SO <sub>3</sub>	1,72	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,07	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,19	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,19	0,22
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
П. п. п.	2,77	1,27	2,07	2,07	1,00	0,72	1,19	1,46
Сумма	100,00	99,50	100,47	99,70	100,00	99,72	99,91	99,85

Коэффициенты А. Н. Заварицкого

a	10,0	10,5	9,8	9,8	10,8	9,4	12,1	13,4
c	2,6	1,8	2,8	3,5	6,0	3,3	3,8	4,6
b	11,4	9,1	14,8	16,0	12,4	5,7	7,9	11,1
s	76,0	78,6	72,6	70,7	70,8	81,6	76,2	70,9
f'	31,8	28,2	49,0	41,8	52,5	30,2	42,2	46,0
m'	35,4	16,7	21,6	33,2	31,6	18,6	25,0	32,7
c'	—	—	—	—	—	—	—	—
a'	32,4	55,0	29,4	25,0	15,8	51,0	32,8	21,4
n	52,7	56,3	62,5	56,4	74,0	91,5	88,8	80,0
φ	4,8	7,2	16,5	15,5	15,8	11,6	19,0	10,0
Q	29,4	34,4	22,8	18,3	14,0	41,1	24,4	10,4
F	47,3	63,0	69,5	55,7	62,5	62,0	62,8	58,5
F <sub>0</sub>	8,2	14,7	20,4	23,1	18,0	23,8	29,0	12,5

Примечание: 7497 — биотитовый гнейс, г. Умань (анализ В. А. Великанова); 1274 — биотитовый гнейс, скв. 4403; 1673 — биотит-плагноклазовый гнейс, скв. 7749; 1150 — биотит-плагноклазовый гнейс, скв. 8150; 1573 — биотитовый гнейс, скв. 8152; 1575 — биотит-плагноклазовый гнейс, скв. 8125; 1667 — биотит-плагноклазовый гнейс, скв. 4401. Привязка остальных образцов приведена в табл. 28.

## Гранитоиды

Уманский и Белоцерковский блоки представляют собой область широкого развития гранитоидов. Почти вся западная половина этой территории, прилегающая к Подольскому блоку, сложена мигматитами розовых аплит-пегматоидных гранитов, субстратом которых являются биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы. Сравнительно гомогенные нормальные граниты приурочены к восточной половине Уманского и Белоцерковского блоков. Вещественный состав гранитов в целом согласуется с составом развитых здесь метаморфитов. Это граниты почти строго нормального состава с небольшими отклонениями в сторону субглиноземистых или субкальцие-

Компонент, коэффици- ент	вес. %								
	1573	1575	708	934	935	1193	580	710	1667
SiO <sub>2</sub>	67,26	69,66	73,83	71,84	59,56	68,88	69,70	69,10	56,15
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,41	Сл.	0,29	0,72	0,26	0,41	0,25	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	15,93	13,30	15,70	18,42	13,78	15,10	15,23	19,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	1,00	1,20	0,00	1,11	2,27	1,07	0,15	0,02
FeO	3,23	2,30	0,79	2,52	6,58	3,17	1,51	4,18	6,05
MnO	0,07	0,04	0,00	0,06	0,09	0,03	0,09	0,02	0,07
MgO	2,51	0,88	0,76	0,75	3,47	1,67	1,64	0,83	4,11
CaO	3,49	3,83	1,78	2,07	1,54	3,36	1,60	3,36	4,27
Na <sub>2</sub> O	3,73	3,37	3,86	5,55	3,70	3,75	3,68	4,85	3,12
K <sub>2</sub> O	1,54	0,80	4,32	0,97	3,02	1,10	3,88	1,30	3,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,10	0,04	0,45	0,00	0,04	0,08	0,03	0,00
SO <sub>3</sub>	0,07	0,10	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,12	0,02	0,11	0,24	0,09	0,08	0,04	0,12
F	0,00	0,00	0,00	0,05	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00
П. п. п.	1,38	1,22	0,28	0,05	0,41	1,21	1,00	0,39	1,70
Сумма	100,27	99,76	100,27	100,41	100,59	99,61	99,74	99,73	99,13

биотитовый гнейс, с. Дашуковка, скв. 7610; 1479 — биотит-плагноклазовый гнейс, скв. 7510; 1610 — биотитовый гнейс, скв. 7804; 1144 — биотит-плагноклазовый гнейс, скв. 7805; 1540 — биотит-плагноклазовый гнейс, скв. 8125; 1667 — биотит-плагноклазовый гнейс, скв. 4401. Привязка остальных образцов приведена в табл. 28.

вых. Все они плагноклаз-микроклиновые; K<sub>2</sub>O в них преобладает над Na<sub>2</sub>O.

Граниты этого района объединяются в три комплекса: уманский, росинский и ставищанский. Первые два представлены порфиробластическими и равномернзернистыми гранитами, очень близкими по составу. Третий — ставищанский комплекс равномернзернистых гранитов житомирского типа — объединяет большие и малые массивы, распространенные почти повсеместно в Уманском и Белоцерковском блоках.

Форма массивов и тесная связь с вмещающими породами позволяют рассматривать их как автохтонные образования по породам близкого к ним состава. Некоторые небольшие массивы такие,

как Антоновский и Юрпольский, вероятно, параавтохтонные. Особое место занимают синюхинские граниты, обнаженные в верховьях р. Синюхи в зоне сочленения Голованевского и Кировоградского блоков, ближе к последнему.

Гранитоиды повышенной основности представлены гранодиоритами, плагиогранитами, кварцевыми диоритами и диоритами.

### **Диориты и кварцевые диориты**

К диоритам, по А. Н. Заварицкому, относятся породы, состоящие из среднего плагиоклаза, 30—35% цветного минерала и до 6% кварца; при содержании кварца от 6 до 10% порода называется кварцсодержащим диоритом, а при 10—20% кварца — кварцевым диоритом.

В пределах Росинско-Тикичского района в первом приближении можно выделить три структурно-генетических типа пород, по минеральному составу соответствующих диоритам и кварцевым диоритам. Первые два типа диоритов распространены западнее и северо-западнее Тальновского разлома, третий — восточнее этого разлома, в пределах Лысянского клина.

К первому типу относятся кварцевые диориты, которые образуют, по геофизическим данным, изометричные в плане тела диаметром 0,5—1,5 км, реже вытянутые согласно общему простиранию массивы. Тела кварцевых диоритов иногда группируются в цепочки субширотного простирания, т. е. перпендикулярного к общему простиранию гнейсово-мигматитовой толщи. В частности, такая цепочка из четырех тел кварцевых диоритов установлена скважинами в 5 км на юго-запад от г. Жашкова; эти диориты объединены в жашковский комплекс. Жашковские кварцевые диориты широко распространены в северной части Уманского массива, где вмещающими для них служат непосредственно уманские граниты. В районе г. Жашкова кварцевые диориты залегают в массиве гранодиоритов. Геологический материал в некоторых случаях указывает на связь кварцевых диоритов с амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Постепенные переходы типа амфиболит — кварцевый диорит — гранодиорит многие геологи-съемщики считают вполне обычными, однако на геологических, даже детальных картах это нигде не отражено. Изометричная форма массивов, цепочечное их расположение, а также структурно-минералогические признаки не исключают возможности магматического (палингенного) происхождения кварцевых диоритов жашковского комплекса.

Ко второму типу относятся диориты и кварцсодержащие диориты павловского комплекса (по с. Павловка, правобережье Гнилого Тикича), которые ранее В. А. Великановым и автором были названы эпидибазами. Особенности пород этого комплекса являются субофитовые структуры, несомненная связь с амфиболитами и габбро-амфиболитами, а также низкое содержание кварца. По данным Великанова, в районе с. Павловки установлены

## Свойства породообразующих минералов из диоритов и кварцевых диоритов

Номер образ-ца	Комплекс	Содержание минералов, об.%					Номер плагио-клаза	Роговая обманка		Биотит	
		Плагио-клаз	Роговая обманка	Биотит	Микро-клин	Кварц		n <sub>g</sub>	f	n <sub>g</sub>	f
846	Жашковский	49	19	18	4	8	31	1,688	55	1,644	48
870	»	43	25	17	Нет	15	47	1,686	53	1,648	52
1115	»	78	8	10	3	2	36	1,687	54	1,648	51,7 *
1261	»	56	23	16	Нет	3	38	Не опр.	47,9 *	Не опр.	49,3 *
1283	»	40	9	28	7,2	21	35	1,697	64	1,643	47
1284	»	61	15	5	Нет	19	46	1,684	50	1,644	48
1288	»	53	25	20	»	0,8	38	1,693	59	1,644	48
1343	»	58	14	10	»	17	42	1,672	37	1,640	45
1392	»	72	9	4	»	17	38	1,681	47	1,629	35
1089	Павловский	80	12	8	»	—	45	1,685	51	1,639	44
1314	»	49	34	14	»	2,3	48	1,679	45	1,633	38
1389	»	57	2	37	»	3,4	66	1,672	35,4 *	1,628	34
1394	»	67	10	20	»	5	54	1,669	34	1,616	24
1395	»	57	15	26	»	1,5	52	1,665	29	1,619	26
1396	»	72	23	2	»	1,0	65	1,661	25	1,629	35
1397	»	49	42	8	»	—	51	1,664	28	1,630	36
1467	»	78	9	12	»	—	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	—
1472	»	74	1	21	»	3,6	53	1,667	32	» »	Не опр.
1113	Звенигородский	67	12	1,5	»	20	34	1,688	59,4 *	1,647	49,8 *
1185	»	60	20	4	»	15	33	1,690	56	1,643	47
1280	»	77	21	1,1	0,3	0,3	42	Не опр.	—	Не опр.	—
1563	»	58	11	3	Нет	24	37	1,684	28	1,632	38

\* По химическим анализам.

мелкие зональные массивы размерами в первые сотни метров, в которых состав пород меняется от амфиболитов, переходящих в центре в массивные габбро-амфиболиты, до диоритов. Великанов допускает для этих массивов дайковую форму залегания. По данным Д. Ф. Володина, диориты павловского комплекса также образуют цепь массивов, приуроченную к зоне субширотного разлома и простирающуюся по линии Дашуковка — Вотылевка и далее до г. Жашкова, где они сближаются с массивами кварцевых диоритов жашковского типа.

К третьему типу отнесены кварцевые диориты района г. Звенигородки, геологическое положение которых такое же, как и звенигородских гранодиоритов. Подобно последним, кварцевые диориты звенигородского типа находятся в тесной ассоциации, с одной стороны, с плагиогнейсами, а с другой — с амфиболитами. Звенигородский тип петрографически наименее обособлен.

Диориты жашковского и павловского типа — массивные, звенигородского — гнейсовидные. Для жашковских диоритов характерен высокий идиоморфизм плагиоклаза. На существенно плагиоклазовых участках структура габбровая или призматически-зернистая. Структура павловских диоритов еще ближе к офитовой. Единственным признаком, указывающим на бластический характер структуры павловских диоритов, является наличие идиобластовых кристаллов плагиоклазов с ксенобластовой каемкой. Павловские диориты — это вполне массивные, часто порфиробластические породы. Порфиробласты представлены короткотаблитчатыми кристаллами плагиоклаза размером до 5 мм или гломеробластовыми обособлениями роговой обманки размером до  $3 \times 10$  мм. Звенигородские диориты — это гранобластовые породы с линзовидными гломеробластовыми выделениями роговой обманки и нередко стебельчатым кварцем.

Минералогической особенностью жашковских диоритов является наличие микроклина. В жашковских и павловских диоритах много вторичных минералов — эпидота и сфена. В диоритах с. Вотылевки содержание апатита достигает 5%. В звенигородских кварцевых диоритах эпидот редок; сфен, вероятно, первичный.

П л а г и о к л а з из жашковских диоритов значительно более основной (в среднем № 39), чем из гранодиоритов, и соответствует плагиоклазу из амфиболитов. В звенигородских диоритах плагиоклаз несколько менее основной (в среднем № 36). Высокой основностью (в среднем № 54) отличается плагиоклаз павловских диоритов (табл. 33). Для зональных идиобластов плагиоклаза этих пород характерна прямая магматическая зональность: основность плагиоклаза в центре на 10—15% выше, чем на периферии.

Р о г о в а я о б м а н к а из диоритов голубовато-зеленая. Интенсивность голубоватого оттенка возрастает вместе с железистостью. Диориты павловского комплекса отличаются наиболее магнетизальной роговой обманкой. Насколько можно судить по трем анализам (табл. 34), роговая обманка павловских диоритов по всем

Таблица 34

Химический состав (вес. %) и оптические свойства минералов из диоритов и кварцевых диоритов

Компонент, коэф-циента	Роговая обманка			Биотит			Эпидот
	1113	1261	1389	1113	1115	1261	1115
SiO <sub>2</sub>	42,00	44,50	47,54	36,92	36,43	36,89	39,06
TiO <sub>2</sub>	3,24	0,82	0,44	2,52	2,14	2,64	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,88	10,79	9,28	15,72	16,58	14,85	22,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,27	6,00	4,38	3,70	4,32	4,48	12,75
FeO	15,41	11,95	9,36	17,20	16,41	15,98	1,44
MnO	0,41	0,35	0,24	0,10	0,37	0,20	0,21
MgO	7,91	10,90	13,92	10,81	10,81	11,66	0,20
CaO	10,22	11,43	11,73	0,45	0,39	0,34	17,67
Na <sub>2</sub> O	1,43	1,22	0,91	0,33	0,14	0,17	0,35
K <sub>2</sub> O	0,52	0,75	0,24	9,0	9,18	9,18	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,05	0,06	0,05	0,15	0,06	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,02	0,02	0,09	0,02	0,05	0,00
П. п. п.	2,22	1,62	1,42	3,43	2,74	3,19	4,17
F	0,06	0,16	0,10	0,00	0,35	0,30	Сл.
Сумма	99,57	100,49	99,60	100,32	99,88	99,86	99,58
<i>n<sub>g</sub></i>	1,686	1,683	1,668	1,643	1,641	1,640	1,779
<i>n<sub>p</sub></i>	1,662	1,662	1,645	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,738
<i>n<sub>g</sub> - n<sub>p</sub></i>	0,024	0,021	0,023	»	»	»	0,041
2 <i>V</i>	Не опр.	-71	-77	»	»	»	Не опр.
<i>cNg</i>	»	7	14	»	»	»	»
Окраска по <i>Ng</i>	Гол.-зел.	Гол.-зел.	Бледн. гол.-зел.	Бур.	Темно-бур.	Светло-бур.	

## Формульные коэффициенты

K	0,10	0,14	0,04	0,86	0,88	0,88	0,00
Na	0,42	0,34	0,26	0,04	0,02	0,02	0,04
Ca	1,66	1,80	1,77	0,04	0,03	0,03	1,46
$\Sigma x$	2,18	2,28	2,07	0,94	0,93	0,93	1,50
Mg	1,78	2,38	3,00	1,21	1,19	1,31	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,95	1,47	1,14	1,08	1,02	1,01	0,09
Mn	0,05	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,60	0,68	0,49	0,20	0,24	0,26	0,74
Ti	0,37	0,09	0,05	0,14	0,12	0,15	0,06
Al <sub>VI</sub>	0,30	0,40	0,45	0,15	0,16	0,09	2,16
$\Sigma y$	5,05	5,06	5,16	2,79	2,76	2,83	3,06
Al <sub>IV</sub>	1,64	1,48	1,13	1,23	1,30	1,23	0,00
Si	6,36	6,52	6,87	2,77	2,70	2,77	3,00
OH	1,97	1,40	1,44	1,72	1,34	1,60	2,14
F	0,03	0,07	0,04	0,00	0,09	0,07	0,00

## Производные коэффициенты

<i>f</i>	59,4	47,9	35,4	49,8	51,7	49,3	25,5
<i>f<sub>0</sub></i>	23,6	31,6	30,0	15,6	19,0	20,5	89,1
<i>a<sub>si</sub></i>	20,5	18,5	14,1	30,8	32,5	30,8	—
<i>al</i>	33,6	34,2	24,7	34,4	32,6	33,7	—

Примечание: 1113 — кварцевый диорит звенигородского комплекса, с. Смильчаны, скв. 7649, гл. 58,0 м; 1261 — кварцевый диорит жашковского комплекса, с. Черная Каменка, скв. 7622, гл. 55,0 м; 1389 — кварцсодержащий диорит павловского комплекса, с. Красилровка; 1115 — кварцсодержащий диорит жашковского комплекса, с. Черная Каменка. Аналитик А. А. Скринник, ИГФМ АН УССР.

признакам (содержаниям  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ) самая низкотемпературная. В роговой обманке звенигородского кварцевого диорита (обр. 1113) установлено аномально высокое содержание  $TiO_2$  (3,24%).

Биотит зеленовато-коричневый, рассекает роговую обманку, а иногда и плагиоклаз. Других признаков позднего образования

Таблица 35

Химический состав диоритов и кварцевых диоритов, вес. %

Компонент, константа	1113	1115	1261	1389	7511/1	7511/2	7538	24	25
$SiO_2$	59,00	56,45	50,01	47,49	47,91	51,16	50,52	60,46	58,30
$TiO_2$	1,11	0,75	1,22	0,35	0,32	0,42	0,77	1,00	1,00
$Al_2O_3$	16,53	18,65	18,80	20,66	21,93	20,16	17,19	17,08	16,76
$Fe_2O_3$	1,92	4,43	4,19	2,44	1,95	1,63	3,90	0,97	0,38
$FeO$	5,18	2,45	5,04	5,53	5,70	5,64	8,68	4,45	7,18
$MnO$	0,29	0,16	0,03	0,07	0,07	0,07	0,13	0,07	0,09
$MgO$	2,99	2,76	4,71	7,32	4,28	5,00	3,85	2,57	3,75
$CaO$	5,72	5,03	7,70	11,48	12,20	11,24	7,70	5,42	5,37
$Na_2O$	4,48	4,93	2,78	1,97	1,45	1,60	1,84	4,11	3,18
$K_2O$	0,56	2,27	1,66	0,70	0,72	1,00	1,85	2,33	2,78
$P_2O_5$	0,22	0,34	0,50	0,08	0,11	0,10	0,01	0,36	0,36
$H_2O$	0,23	0,14	0,25	0,13	0,20	Сл.	0,17	0,18	0,25
П. п. п.	1,12	0,90	2,64	1,91	2,08	1,39	2,10	0,19	0,77
$SO_3$	He	He	He	0,25	0,56	0,44	0,80	0,13	0,03
Сумма	99,58	99,46	99,53	100,55	99,48	99,85	100,22	99,93	100,52
F	57,5	57,5	51,0	37,2	49,5	44,5	He	54,0	53,5
		опр.	опр.				опр.		

Коэффициенты А. Н. Заварицкого

<i>a</i>	11,1	14,6	9,3	5,7	4,8	5,5	7,4	12,4	11,7
<i>c</i>	5,8	5,7	8,9	12,0	14,2	11,9	8,8	5,5	5,5
<i>b</i>	13,5	12,0	19,2	24,2	18,9	19,3	21,0	10,8	14,6
<i>s</i>	69,6	67,7	62,6	58,1	62,1	63,3	62,8	71,3	68,2
<i>f'</i>	51,8	54,5	49,2	33,0	43,0	38,0	60,0	48,0	49,0
<i>m'</i>	38,3	40,3	45,0	55,0	43,5	47,0	34,0	40,0	44,0
<i>c'</i>	9,8	5,3	6,1	12,0	14,0	15,0	6,3	12,0	7,0
<i>n</i>	92,4	76,6	71,5	82,0	77,2	70,0	60,0	74,0	65,0
<i>φ</i>	12,4	33,1	22,0	9,0	10,0	7,6	17,0	He	He
<i>Q</i>	11,2	1,3	-2,3	-7,0	0,4	3,7	2,0	опр.	опр.
								12,3	7,5

Примечание: 7511/1 — диорит, скв. 7511, гл. 96,7 м (анализ В. А. Великанова); 7511/2 — диорит, скв. 7511, гл. 96,8 м; 7538 — кварцевый диорит, скв. 7538; 24 — кварцевый диорит, с. Кислин (Юрк, 1953); 25 — кварцевый диорит, с. Иваньки (Юрк, 1953). Привязка первых четырех образцов приведена в табл. 34.

биотита нет. На контакте с плагиоклазом биотит нередко окружен каемкой капельных зерен сфена или рудного минерала. Состав его вполне типичен для амфиболовых пород.

Для всех пород рассматриваемой группы, особенно для мало-железистых, обычных соотношения железистости биотита и роговой обманки типа  $f_{\text{Би}} > f_{\text{Рог}}$ . Причем для железистости, составляющей

около 50%, они подтверждены химическими анализами, однако установлено и обратное соотношение (обр. 1113).

Эпидот встречается значительно чаще в жашковских и реже в павловских диоритах. В диоритах он более глиноземистый, чем в гранодиоритах.

Химический состав диоритов жашковского и звенигородского комплексов вполне обычен для докембрийских

Таблица 36  
Содержание главных аксессуарных минералов (г/т) и характеристика циркона из диоритов и кварцевых диоритов

Номер пробы	Циркон	Апатит	Сфен	Магнетит	Сульфиды	Ильменит	Окраска, прозрачность циркона	с, мм	с : а	Преобладающая форма
846	2700	2800	280	3000	Нет	Нет	Коричневый, полупрозрачный	0,38	2,1	VII
1115	3600	3750	Нет	1500	375	36 000	Светлый, нежно-коричневый с сиреневым рефлексом, прозрачный и полупрозрачный	0,17	2,6	V
1288	1450	9000	3100	Нет	Нет	Нет	Светло-коричневый			
1343	160	1500	Нет	»	500	»	Темно-коричневый, мутный, непрозрачный	0,315	2,2	II, V, VI
1389	12	1600	»	»	135	»	Светлый, оранжево-бурый, бежевый, совершенно прозрачный	0,52	3,0	V
1113	330	6150	25 500	»	Нет	»	Очень светлый, буроватый, прозрачный	0,17	2,4	VI

пород этого типа (табл. 35). Диориты павловского комплекса (№ 1389, 7511/1 и 7511/2) резко выделяются необычайно высокой глиноземистостью, магниальностью, кальциевостью при низком содержании  $\text{SiO}_2$  и особенно  $\text{TiO}_2$ . По химическому составу павловские диориты не имеют полных аналогов ни среди докембрийских, ни среди более молодых пород.

Аксессуарные минералы. Петрографические различия трех комплексов диоритов хорошо отражены и в аксессуарной минерализации. Их общей особенностью является отсутствие или сравнительно низкое содержание магнетита (табл. 36). Содержания главных аксессуарных жашковских диоритов сопоставимы с содержаниями в гранодиоритах. Особенность звенигородского диорита —

резкое преобладание апатита над цирконом, что характерно и для гранодиоритов этого типа.

Павловские диориты отличаются от других стерильностью; единственный аксессуарный минерал в них — апатит, который встречается в небольшом количестве. Явно пониженные содержания аксессуариев характерны, как будет показано ниже, также для аплитовидных и аллохтонных гранитов, т. е. для тех пород, для которых наиболее вероятно магматическое происхождение.

Циркон диоритов очень светлый, буроватый, с сирневым рефлексом, прозрачный, с высоким двупреломлением. Непрозрачный циркон встречается в жашковских диоритах; светло-оранжевый — в павловских диоритах. По сравнению с цирконом из гранодиоритов, циркон в диоритах крупный (0,17—0,38 мм), особенно в павловском (0,52 мм).

### Гранодиориты и плагиограниты

Гранодиориты и плагиограниты — это две группы очень распространенных раннедокембрийских пород с вполне определенными и контрастными минералого-петрографическими особенностями. Однако в некоторых петрографических работах между этими породами до сих пор ставится знак равенства. Недостаточно четкие определения даны гранодиоритам и плагиогранитам и в справочной литературе.

Так, А. Н. Заварицкий (1956) определяет гранодиориты как «...существенно кварцевые породы с полевым шпатом, преобладающе известково-натровым» (с. 269), а плагиограниты «...по химическому составу отвечают гранитам, в которых значительная часть калия заменена натрием» (с. 272). Заварицкий считает возможным объединять граниты с гранодиоритами, а плагиограниты с кварцевыми диоритами. В «Петрографическом словаре» Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве для гранодиорита принято определение Беккера — это «...интрузивная порода, занимающая по своему составу промежуточное положение между гранитом и кварцевым диоритом», для плагиогранита — определение Н. А. Хрушова: «плагиоклазовый гранит со средним составом: 56% плагиоклаза, 27% кварца, 12% биотита и 5% амфибола».

В классификации Петрографического комитета гранодиориты и плагиограниты разделяются по содержанию калишпата. Плагиограниты в этой классификации отвечают тоналитам — существенно плагиоклазовым породам, а гранодиориты занимают промежуточное положение между нормальными гранитами и тоналитами.

Приведенные определения не учитывают важнейшей, по мнению автора, петрохимической особенности гранодиоритов — пересыщенности кальцием.

При сравнительном изучении гранодиоритов и плагиогранитов Росинско-Тикичского района выявлены настолько большие различия в вещественном составе, что их можно сопоставлять с аналогич-

ными различиями между двумя изохимическими рядами метаморфических пород — богатыми СаО (основными) и бедными СаО (метапелитами). Минералогически это различие проявляется в почти постоянном наличии в гранодиоритах в том или ином количестве симптоматического минерала — роговой обманки, очень редко — диспиды, и полном отсутствии этих минералов в плагиогранитах. Важным отличием гранодиоритов является более высокая основность плагиоклаза и в среднем более высокое содержание калишпата. Различие плагиогранитов и гранодиоритов хорошо проявляется в петрохимических и геохимических особенностях, в акцессорной минерализации, а также в условиях залегания.

Гранодиориты постепенно переходят в кварцевые диориты, диориты и далее в амфиболиты, плагиограниты с повышением содержания биотита переходят в биотитовые гнейсы и сланцы. Известны также переходы от гранодиоритов в амфиболовые и нормальные граниты, а плагиогранитов — в микроклин-плагиоклазовые и нормальные граниты. Следует, однако, подчеркнуть, что переходы от гранодиоритов и плагиогранитов в нормальные граниты, особенно в амфиболитовой фации, далеко не так распространены, как иногда считают: и по минеральному составу, и пространственно гранодиориты и плагиограниты от нормальных гранитов отделяются достаточно четко и представляют собой вполне обособленную группу гранитоидов. По-видимому, представления о повсеместном образовании нормальных гранитов за счет гранодиоритов и плагиогранитов путем перерастания натриевого метасоматоза в калиевый преувеличены. Нормальные граниты, с одной стороны, и гранодиориты и плагиограниты, с другой, являются автономными и разновозрастными образованиями.

Условия залегания гранодиоритов и плагиогранитов Росинско-Тикичского района различны.

Ю. Ю. Юрк первый заметил, что гранодиориты в виде отдельных, более или менее крупных массивов, распространены только по Горному Тикичу, тогда как по Гнилому Тикичу развиты мигматиты гранодиоритового и плагиогранитного состава. Эта закономерность справедлива и для всего Росинско-Тикичского района, в котором самостоятельные массивы гранодиоритов распространены западнее Тальновского разлома (тетневский комплекс). Восточнее Тальновского разлома развиты породы звенигородского гранодиорит-плагиогранитового комплекса, который состоит из переслаивающихся плагиогранитов, гранодиоритов и аплитов.

На Украинском щите известны также и плагиогранитные массивы вне связи с гранодиоритами; например, плагиограниты каратюкского комплекса Западного Приазовья (Цуканов, Есипчук, 1970).

Таким образом, установлены две формы геологического проявления пород гранодиоритового и плагиогранитного состава: в виде отдельных массивов и в совместном залегании. Изолированные, сравнительно ясно очерченные массивы (по выражению А. Н. Зава-

рицкого), приурочены к областям наиболее интенсивного гранитообразования в условиях амфиболитовой фации. Такие массивы окружены существенно калиевыми мигматит-гранитами и мигматитами (Западное Приазовье, Новоград-Волынский и Фастовский районы). В совместном залегании гранодиориты и плагиограниты распространены в областях сравнительно слабого гранитообразования в условиях низкотемпературной части амфиболитовой или в условиях гранулитовой фаций. Такие гранодиориты и плагиограниты образуются в толщах существенно натриевого состава и слагают крупные поля. Подобные гранодиорит-плагиогранитные комплексы распространены особенно широко; к ним, кроме звенигородского комплекса, относятся породы Среднего Приднепровья (Орса, 1973), а также, по-видимому, большая часть гранитоидов Приднепровского блока.

В настоящем разделе гранодиориты и плагиограниты рассмотрены совместно, чтобы подчеркнуть их контрастность как петрографических типов.

Гранодиориты, как правило, средне- или крупнозернистые породы, почти всегда с отчетливо гнейсовидной текстурой за счет ориентированного расположения как темноцветных минералов, так и лейст плагиоклаза. Для гранодиоритов очень характерна микроочковая текстура: порода в таких случаях состоит из голубоватых в штуфе лейст плагиоклаза, а темноцветные минералы, в первую очередь биотит, вытесняются в межзерновые промежутки. Очковые выделения плагиоклаза могут быть неодинакового размера, и тогда структура приобретает порфиробластический характер. В целом гранодиориты имеют довольно однородные гомогенные текстуры; полосчатые и мигматитовые текстуры в штуфах редки.

Наиболее ярким выражением микроочковой структуры является биотит, располагающийся почти исключительно в межзерновых промежутках. По-видимому, такая структура не может интерпретироваться иначе, как результат бластеза: в породах, прошедших магматическую стадию, биотит, как самый тугоплавкий, сечет зерна всех других минералов. На микроочковую структуру внешне похожа катакластическая структура начальной стадии катаклаза, но в последнем случае «очки» представлены двумя минералами, наиболее устойчивыми к катаклазу — плагиоклазом и роговой обманкой в виде овальных зерен.

Плагиограниты внешне отличаются от гранодиоритов только более светлой окраской вследствие меньшего содержания темноцветов; большинство структурно-текстурных признаков у них одинаковы. Плагиограниты менее однородны, чем гранодиориты, однако среди них в отличие от последних довольно часто встречаются совершенно массивные породы. Текстурно плагиограниты обычно представляют собой теневые мигматиты.

Наряду с микроочковой и гломеробластовой структурами в плагиогранитах широко развиты гранобластовая, лепидогранобластовая, реже гипидноморфнозернистая структуры. Последняя

встречается только в массивных плагиигранитах магматического облика.

Тесная ассоциация плагиигранитов с гранодиоритами может проявляться в масштабах штуфа; при этом никакого взаимного влияния не обнаруживается.

Главное минералогическое отличие гранодиоритов от плагиигранитов — это наличие роговой обманки, однозначно определяющее

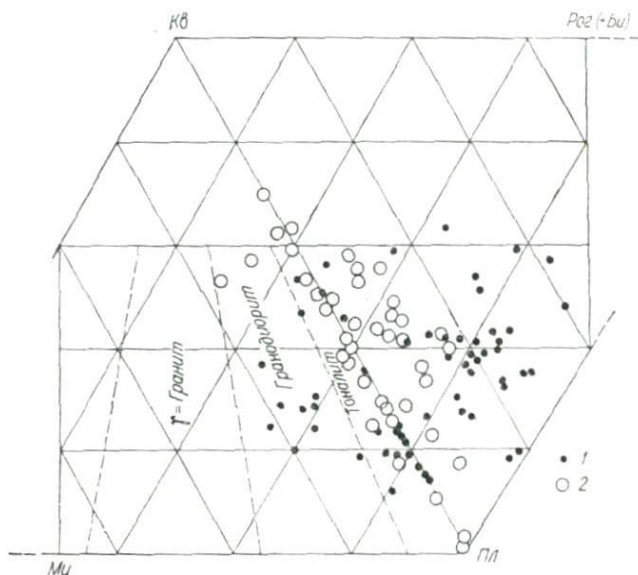


Рис. 24. Минеральный состав гранодиоритов (1) и плагиигранитов (2).

принадлежность породы к гранодиоритовой серии. Второе важное отличие — более меланократовый состав гранодиоритов (рис. 24). Кроме того, при равном содержании плагиоклаза гранодиориты отличаются более высоким содержанием микроклина и сфена.

На основании подсчета реальных составов получены следующие, наиболее типичные содержания главных породообразующих минералов: в гранодиоритах — 50—60% плагиоклаза, 15—25% кварца, до 10% микроклина, 18—25% роговой обманки и биотита; в плагиигранитах — 50—60% плагиоклаза, 28—40% кварца, до 5% микроклина, 5—10% биотита.

Согласно классификации Петрографического комитета СССР состав гранодиорита отвечает тоналиту и лишь частично — гранодиориту. Очевидно, эта классификация, разработанная главным образом для фанерозойских гранитоидов, не может быть применена к докембрийским.

**Породообразующие минералы.** Плагиоклаз в описываемых породах обычно правильной таблитчатой формы, особенно в

окружении кварца. В плагиоклазах из гранодиоритов наблюдаются хорошие двойники, из плагиогранитов — узкие и нечеткие. В гранодиоритах плагиоклаз часто зональный, что выражается в погасании двойников или размещении вторичных минералов. Антипертитовые вроски сравнительно редки. Они представлены прямоугольными пертитами распада или неправильными решетчатыми пертитами замещения. В плагиоклазе из гранодиоритов пертиты распада

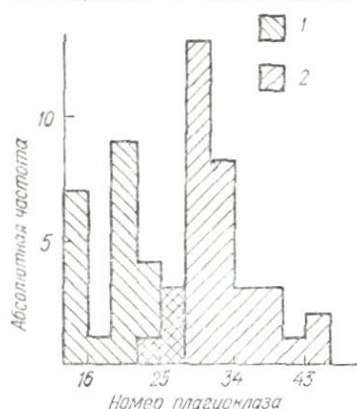


Рис. 25. Основность плагиоклаза плагиогранитов (1) и гранодиоритов (2).

являются в связи с общим повышением содержания микроклина.

Гранодиориты и плагиограниты хорошо различаются по основности плагиоклаза (рис. 25). Если в плагиогранитах плагиоклаз почти всегда ниже № 28 (в среднем № 24), то в гранодиоритах он, как правило, выше № 28 (в среднем № 33). Плагиоклаз № 22—28 встречается очень редко (табл. № 37). В гранодиоритах плагиоклаз низкой основности появляется одновременно с повышением содержания микроклина.

Микроклин заметно чаще встречается в гранодиоритах тетиевского комплекса (западнее Тальновского разлома), чем в гранодиоритах звенигородского комплекса. Здесь он может образовывать довольно крупные неправильные порфиробласты. В гранодиоритах и плагиогранитах звенигородского комплекса микроклин образует межзерновые пленки и мелкие ксеноморфные зерна. Как правило, микроклин имеет среднюю или плохую решетку, изредка встречаются пертиты (в гранодиоритах тетиевского комплекса).

Роговая обманка встречается исключительно в гранодиоритах. Форма ее зерен большей частью неправильная, редко призматическая. Обычны скелетные зерна, насыщенные вросками кварца и плагиоклаза. Для роговой обманки гранодиоритов, как и для роговых обманок всех пород амфиболитовой фации, характерен в той или иной степени голубоватый оттенок (по *Ng*). Чисто зеленые или буровато-зеленые роговые обманки не встречены. Почти зеленые роговые обманки наблюдаются в полосчатых гранодиоритах восточнее Тальновского разлома. Очень редко в гранодиоритах Гнилого Тикича встречается зональная роговая обманка. Средняя часть зерен такой роговой обманки зеленая с почти незаметным слабым голубоватым оттенком, внешняя оторочка явно более синяя. Эти наблюдения дают некоторые основания считать голубоватый оттенок в окраске роговой обманки более поздним и, следовательно, голубовато-зеленую роговую обманку вторичной, развивающейся по более ранней генерации.

В гранодиоритах междуречья Горного и Гнилого Тикичей неред-

ко встречается вторичный серпентиновидный минерал по виду совершенно такой же, какой развивается по гиперстену в собитах. Последнее обстоятельство также подтверждает вероятность образования минеральных ассоциаций гранодиоритов по более высокотемпературным парагенезисам.

Биотит в гранодиоритах всегда зеленовато-бурый, в плагиогранитах он чаще коричневый или даже красновато-бурый. Струк-

Т а б л и ц а 37

Свойства породообразующих минералов гранодиоритов

Номер образца	№ Pl	Биотит		Роговая обманка		Эпидот	
		$n_g$	$f$	$n_g$	$f$	$n_g$	$f$
625	30	1,642	49,6 *	1,686	51,0 *	1,771	30
681a	23	1,638	37,9 *	1,673	32,9 *	1,765	27
686	26	1,639	42,4 *	1,670	33,8 *	1,778	35
690	30	1,650	54,0	1,692	58,0	—	—
691	33	1,650	49,8 *	1,692	55,0 *	1,765	27
700	36	1,654	52,1 *	1,693	59,0	—	—
723	Не опр.	1,637	42,0	1,677	43,0	—	—
729	»	1,634	39,0	1,678	41,6 *	—	—
730	29	1,634	39,0	1,678	43,6 *	—	—
731	30	1,659	58,8	1,693	61,5	—	—
776	32	1,643	47,0	1,692	58,0	—	—
781	31	1,647	51,0	1,693	59,0	—	—
845	34	1,643	47,0	1,689	56,0	1,771	30
860	38	1,636	41,0	1,684	50,0	1,787	42
869	38	1,639	44,0	1,689	50,0	1,774	32
872	33	1,643	47,0	1,698	65,0	—	—
879	31	1,652	56,0	1,688	55,0	—	—
882	31	1,651	54,0	1,696	63,0	—	—
1265	31	1,642	47,0	1,692	58,0	—	—

\* По химическим анализам.

турно биотит играет подчиненную роль, располагаясь обычно между зернами плагиоклаза и роговой обманки. Таблички биотита секут главным образом кварц, а в массивных плагиогранитах магматического облика и плагиоклаз. В плагиогранитах встречаются относительно крупные выделения биотита, аналогичные гломеробластовым обособлениям в гранодиоритах.

Биотит значительно чаще, чем роговая обманка, замещается эпидотом и сфеном. Только в плагиогранитах при полном отсутствии роговой обманки он подвергается мусковитизации. Мусковитизация биотита — такой же характерный признак плагиогранитов, как и наличие роговой обманки — признак гранодиоритов. Появление мусковита при наличии даже акцессорного количества роговой обманки наблюдается крайне редко.

Неясны структурные соотношения биотита и роговой обманки. По-видимому, прав Ю. Ю. Юрк, который считает, что в гранодиоритах

## Химический состав (вес. %) и оптические свойства роговых обманок из гранодиоритов

Компонент, кон- станта	625	681a	686	5	691	4	729	730	731	1297
SiO <sub>2</sub>	44,39	49,03	49,28	48,31	41,28	40,50	45,18	45,50	39,48	44,53
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,41	0,47	0,49	1,04	1,04	0,92	0,76	1,49	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,58	6,59	4,74	6,32	10,24	12,29	10,05	9,70	12,72	9,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,67	3,02	4,65	4,28	6,89	5,31	3,02	4,02	7,22	6,91
FeO	13,17	10,05	9,47	9,82	13,93	17,71	12,36	12,38	15,07	12,38
MnO	0,63	0,40	0,28	0,39	0,38	0,46	0,20	0,20	0,47	0,48
MgO	10,70	15,09	15,40	14,51	9,30	6,29	12,10	11,78	8,18	10,60
CaO	12,00	12,40	12,46	12,26	12,32	11,84	12,53	11,84	10,82	11,30
Na <sub>2</sub> O	1,00	0,88	0,68	0,73	0,99	1,08	1,10	0,90	1,32	0,91
K <sub>2</sub> O	0,96	0,48	0,35	0,33	0,83	0,89	0,62	0,65	1,00	0,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,03	0,08	0,07	0,75	0,16	0,02	0,03	0,10	0,06
H <sub>2</sub> O	0,08	0,02	0,17	0,28	0,02	0,30	0,02	0,06	0,15	0,06
S	0,04	Не опр.	0,15	Не опр.	0,19	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,13	Не опр.
П. п. п.	1,96	1,78	1,90	1,88	2,02	2,54	1,86	2,16	2,00	1,65
F	0,10	Сл.	0,56	Не опр.	0,38	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	0,12
Сумма	100,34	100,18	100,64	99,67	100,56	100,41	99,98	99,98	100,15	99,99
Плотность	3,235	3,163	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,209	Не опр.	3,131	Не опр.
n <sub>g</sub>	1,680	1,663	1,662	Нет свед.	1,686	Нет свед.	1,674	1,679	1,692	1,683
n <sub>p</sub>	1,661	1,642	1,641	» »	1,667	» »	1,662	1,658	1,672	1,663
n <sub>g</sub> — n <sub>p</sub>	0,019	0,021	0,021	» »	0,019	» »	0,022	0,021	0,020	0,025
2V	-56	Не опр.	-62	» »	-40	» »	-72	-52	-68	-68
cNg	15	» »	21	» »	28	» »	12	19	16	10
Окраска по Ng	Гол.-зел.	Гол.-зел.	Гол.-зел.	» »	Гол.-зел.	» »	Бледн.-зел.	Зел.	Зел.	Гол.-зел.

## Формульные коэффициенты в пересчете на 23 атома кислорода

K	0,20	0,08	0,06	0,06
Na	0,28	0,26	0,18	0,20
Ca	1,93	1,90	1,94	1,92
Σx	2,41	2,24	2,18	2,18
Mg	2,39	3,24	3,34	3,16
Fe <sup>2+</sup>	1,66	1,21	1,16	1,19
Mn	0,07	0,05	0,04	0,05
Fe <sup>3+</sup>	0,76	0,33	0,51	0,48
Ti	0,09	0,04	0,05	0,06
Al <sub>VI</sub>	0,02	0,20	0,48	0,14
Σy	4,99	5,07	5,58	5,08
Al <sub>IV</sub>	1,33	0,93	0,83	0,95
Si	6,67	7,07	7,17	7,05
OH <sup>-</sup>	1,92	1,70	1,86	1,84
F	0,05	—	0,26	—

## Производные коэффициенты

f	51,0	32,9	33,8	35,2
f <sub>o</sub>	31,4	21,4	30,5	28,8
a <sub>si</sub>	16,9	14,1	16,4	13,6
al	25,6	16,2	20,0	17,8

Примечание: 625 — с. Снява, Рокитнянский карьер; 681a — с. Антоновка, р. Горный Тикич; 691 — с. Шауляха, р. Горный Тикич; 4 — г. Тальное, анализ А. Л. Литвина (1964); 729 — с. Бу-7544, гл. 55,8 ж. Аналитики Б. В. Мирская, А. А. Стеценко, С. А. Панченко, А. А. Скрипник,

ритов

0,16	0,18	0,10	0,12	0,10	0,12
0,30	0,34	0,32	0,26	0,19	0,26
2,01	1,95	1,98	1,88	1,77	1,79
2,47	2,47	2,40	2,26	2,06	2,17
2,12	1,45	2,66	2,59	1,86	2,36
1,76	2,27	1,53	1,53	1,91	1,55
0,05	0,06	0,03	0,03	0,06	0,06
0,78	0,62	0,34	0,44	0,82	0,77
0,12	0,12	0,09	0,09	0,18	0,11
0,16	0,49	0,39	0,38	0,34	0,26
4,99	5,01	5,04	5,06	5,17	5,11
1,68	1,75	1,37	1,30	1,96	1,38
6,32	6,25	6,63	6,70	6,04	6,62
2,06	2,62	1,84	2,12	1,88	1,62
0,18	—	—	—	—	0,05
55,0	67,1	41,6	43,6	59,7	50,1
30,7	21,5	18,2	22,4	30,0	33,2
23,0	27,0	22,0	21,0	28,7	20,5
33,3	37,8	24,9	25,8	40,7	30,3

кв.: 686 — с. Буки, правый берег Горного Тикича; 5 — с. Буки, анализ А. Л. Литвина (1964); Жанка, правый берег Гнилого Тикича; 730 — там же; 731 — там же; 1297 — с. Маньковка, скв. ИГФМ АН УССР.

существует биотит двух генераций: первичный, равновесно сосуществующий с роговой обманкой и составляющий совместно с нею гломеробласты, и вторичный, замещающий роговую обманку. Биотит во многих случаях явно рассекает роговую обманку, но является ли это замещением одного минерала другим — сказать трудно. Иногда медкие таблички биотита окружают зерна роговой обманки, проникают по трещинам и тогда более вероятно предположить позднее образование биотита.

Как справедливо отмечает К. Менерт (1971), единственным достоверным критерием определения возрастных отношений двух минералов разного химического состава является наличие продуктов реакции на границе этих минералов. В его книге приведены интересные примеры образования роговой обманки по биотиту с выделением сфена и микроклина. Нами таких явлений не наблюдалось. Даже при явных, казалось бы, реакционных соотношениях роговой обманки и биотита граница между ними остается чистой. Цепочки «капельного» сфена довольно часто приурочены к биотиту, но располагаются вдоль спайности или по периферии табличек биотита и вне всякой связи с роговой обманкой.

Наблюдения в шлифах как по гранодиоритам, так и по другим амфиболсодержащим породам свидетельствуют либо о равновесных взаимоотношениях роговой обманки и биотита, либо, скорее, о биотитизации роговой обманки. Обратный процесс — замещение биотита роговой обманкой — для докембрийских пород Украины нигде не описан. Можно отметить также, что в плагиогранитах ни разу не установлен биотит с химическими свойствами, отвечающими биотиту гранодиоритов.

**Э п и д о т** — вторичный минерал регрессивного метаморфизма. Развивается преимущественно, если не исключительно, по биотиту, а его маложелезистая разность — по плагиоклазу. Замещение происходит явно с увеличением объема, что заметно, в частности, по раздвиганию эпидотом зерен соседних минералов. Светопреломление эпидота по  $N_g$  изменяется в пределах 1,765—1,787, что отвечает содержанию железистого компонента 27—42%.

**Химический состав и парагенетические соотношения минералов.** Роговые обманки из гранодиоритов, несмотря на внешнее сходство, близкие  $PT$ -условия образования и одинаковые парагенезисы, очень разнообразны по химизму и охватывают почти все составы обыкновенных роговых обманок (табл. 38). Их железистость изменяется от 32,9 до 67,1%, причем наименьшая железистость, как это ни странно, у роговых обманок, находящихся в парагенезисе с наибольшим количеством калишпата (обр. 681а, 686), т. е. в породах, близких по составу к гранитам. По данным А. Л. Литвина (1964) и Е. А. Костюк (1970), для гранитов и вообще калишпатсодержащих пород более типичны железистые роговые обманки. В связи с изменением железистости происходит вполне закономерное изменение содержания минералообразующих компонентов. С повышением железистости в роговых обманках уменьшаются содержания кремния и каль-

## Химический состав (вес. %) и оптические свойства биотитов из гранодиоритов и плагногранитов

Компонент, константа	Гранодиориты					Плагнограниты			
	625	681a	686	691	731	734	778	95/56	76/57
SiO <sub>2</sub>	36,23	38,00	37,01	35,48	36,47	35,29	36,20	33,21	35,49
TiO <sub>2</sub>	2,15	1,66	1,99	2,81	2,15	2,68	2,52	2,48	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,32	15,96	12,01	15,60	18,03	16,77	16,36	18,66	16,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,58	4,01	8,64	4,42	4,82	4,62	3,62	6,01	6,05
FeO	16,70	11,95	12,35	15,79	17,23	18,00	17,57	18,69	18,08
MnO	0,39	0,31	0,18	0,34	0,13	0,61	0,36	0,10	0,25
MgO	11,61	14,67	13,79	11,36	8,53	8,55	9,60	7,01	9,62
CaO	0,60	0,27	0,42	0,42	1,44	0,18	0,25	0,49	0,42
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,74	0,85	0,50	0,50	0,21	0,33	0,61	0,10
K <sub>2</sub> O	8,91	9,42	8,75	8,22	7,76	9,10	9,11	8,18	8,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,14	0,08	0,69	0,03	0,10	0,17	He	He
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,14	0,05	0,07	0,05	0,18	0,26	0,50	0,38
SO <sub>3</sub>	0,07	0,07	0,21	0,28	0,00	0,05	0,03	He	He
П. п. п.	3,44	2,74	2,73	3,13	2,63	3,85	3,68	4,67	2,03
F	0,09	0,14	1,25	0,85	0,00	0,14	0,17	0,40	0,16
Сумма	100,08	100,22	100,31	99,96	99,97	100,33	100,23	100,51	99,55
Плотность	3,065	2,991	He	He	3,075	3,072	3,029	3,110	He
$n_g = n_m$	1,642	1,638	опр.	опр.	1,659	1,657	1,644	1,653	опр.
2V	9,8	5,5	6,4	7,4	5,5	6,9	5,2	6,2	» »
Окраска по Ng	Темн.-кор.	Зел.-кор.	Темн.-кор.	Зел.-кор.	Кор.	Темн.-кор.	Зел.-кор.	Красн.-бур.	» »

## Формульные коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода

K	0,86	0,88	0,84	0,80	0,74	0,89	0,88	0,81	0,85
Na	0,07	0,10	0,12	0,07	0,07	0,03	0,05	0,09	0,02
Ca	0,05	0,02	0,03	0,03	0,12	0,02	0,02	0,04	0,03
Σx	0,98	1,00	0,99	0,90	0,93	0,94	0,95	0,94	0,90
Mg	1,31	1,60	1,55	1,29	0,95	0,97	1,09	0,81	1,08
Fe <sup>2+</sup>	1,06	0,73	0,78	1,01	1,08	1,15	1,12	1,18	1,15
Mn	0,03	0,02	0,01	0,02	0,008	0,04	0,02	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,20	0,22	0,35	0,25	0,27	0,27	0,21	0,35	0,35
Al <sub>VI</sub>	0,11	0,15	—	0,10	0,38	0,21	0,21	0,27	0,28
Ti	0,12	0,09	0,11	0,16	0,12	0,16	0,14	0,14	0,07
Σy	2,83	2,81	2,80	2,83	2,81	2,80	2,79	2,76	2,94
Al <sub>IV</sub>	1,26	1,22	1,07	1,30	1,21	1,30	1,25	1,43	1,22
Si	2,74	2,78	2,79	2,70	2,79	2,70	2,75	2,57	2,78
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH <sup>-</sup>	1,74	1,34	1,37	1,59	1,31	1,97	1,86	2,31	1,03
F	0,02	0,03	0,30	0,20	—	0,04	0,04	0,10	0,04

Компонент, константа	Гранодиориты					Плагииграниты			
	625	681a	686	691	731	734	778	95/56	76/57

## Производные коэффициенты

$f$	49,6	37,8	42,4	49,8	58,8	60,1	55,3	65,5	58,4
$f_0$	16,0	23,2	38,6	20,1	20,1	19,0	15,6	22,9	23,3
$a_{Si}$	31,5	30,5	26,9	32,5	30,2	32,5	31,3	35,8	30,5
$al$	32,5	34,0	30,4	35,8	45,8	41,2	37,2	51,0	41,1

Примечание: 734 — с. Лысянка, р. Гвилой Тикич; 778 — г. Звенигородка; 95/56 — с. Ольховец; 76/57 — г. Звенигородка, анализ М. Н. Ивантишина (1960). Привязка образцов гранодиоритов дана в табл. 38.

ция и возрастают — титана, алюминия и щелочей. Изменение содержания  $Na_2O$  и  $K_2O$  происходит параллельно и за счет уменьшения содержания кальция.

Состав роговых обманок гранодиоритов ничем не отличается от состава роговых обманок метаморфических пород, ассоциирующих с гранодиоритами.

Биотиты гранодиоритов и плагиигранитов по химическому составу разделяются так же определенно, как биотиты основных и метапелитовых метаморфических пород (табл. 39). Биотиты гранодиоритов в среднем менее железистые и менее глиноземистые по сравнению с биотитами плагиигранитов. Кроме того, они содержат больше натрия, фосфора и несколько меньше калия.

На диаграмме  $Si - Ti - Al_{VI}$  биотиты гранодиоритов и плагиигранитов образуют две обособленные группы точек (см. рис. 21), среди которых имеется лишь одно исключение — обр. 731, в котором биотит ассоциирует с высокотемпературной роговой обманкой.

Закономерности изменения химического состава биотитов следует рассматривать отдельно для каждой группы. Ввиду малочисленности выборок закономерности видны плохо, однако можно считать, что с повышением железистости, т. е., как полагают, с понижением температуры, в биотитах уменьшаются содержания  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и возрастают  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ; изменение содержаний  $Na_2O$  и  $K_2O$  происходит параллельно, а  $f$  и  $f_0$  не связаны.

Изменение содержаний главных минералообразующих окислов роговых обманок и биотитов в зависимости от  $PT$ -условий образования обычно противоположны; это справедливо, по крайней мере, для  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ . При рассмотрении диаграмм, однако, обнаруживается парадоксальный факт, а именно: с роговыми обманками, казалось бы наиболее высокотемпературными, ассоциируют наименее высокотемпературные биотиты. Е. Н. Ушакова также отметила неожиданную, на ее взгляд значимую, положительную корреляцию между алюминием в биотите и роговой обманке; она склонна объяснять эту корреляцию сильным влиянием состава вмещающих пород. Установленный факт является, по-видимому, общей законо-

мерностью, по крайней мере, для пород гранодиоритового состава амфиболитовой фации; он подтверждается также на материале Р. И. Сироштана и др. (1965).

Из прочих связей минералов следует упомянуть мало достоверную обратную корреляцию железистости биотита и эпидота и прямую связь железистости роговой обманки с основностью плагиоклаза, что, как полагают (Костюк, 1970), характерно для немагматических пород.

**Химический состав пород.** Единственная петрохимическая особенность, объединяющая гранодиориты и плагиограниты, — это низкое содержание калия; по всем остальным признакам они представляют вполне обособленные группы пород.

По химическому составу гранодиориты и плагиограниты соотносятся примерно так же, как богатые и бедные СаО метаморфические породы (табл. 40). Петрохимически они распознаются почти однозначно (с 95%-ной вероятностью) по коэффициентам  $c'$  и  $a'$  А. Н. Заварицкого. Наиболее характерные отличия гранодиоритов — низкое содержание  $\text{SiO}_2$  (до 65%) и высокое — СаО (больше 4%). Кроме того, в гранодиоритах больше в 2,5 раза  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , в полтора раза —  $\text{FeO}$  и в три раза —  $\text{MgO}$ . Железистость их в среднем ниже, чем плагиогранитов. При равном содержании суммы щелочей в гранодиоритах больше калия. Ниже приведены содержания главных окислов, соответственно, в гранодиоритах и плагиогранитах средней части щита, рассчитанные с учетом анализов Ю. Ю. Юрка (1953), В. М. Сидорова (1970) и др. (%):  $\text{SiO}_2$  62,5 и 69,1;  $\text{TiO}_2$  0,54 и 0,17;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,9 и 15,8;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,81 и 0,85;  $\text{FeO}$  3,7 и 2,4;  $\text{MgO}$  2,9 и 0,8; СаО 4,6 и 3,0;  $\text{Na}_2\text{O}$  4,0 и 6,0;  $\text{K}_2\text{O}$  2,56 и 1,85; F 51 и 68%. По химическому составу нормативный диопсид в гранодиоритах составляет 1,5—10%, гиперстен — 8—16%. Отношение диопсида к гиперстену изменяется от 1 : 5 до 1 : 1. Нормативный силлиманит в плагиогранитах составляет от 0 до 3,5%, гиперстен — от 2,5 до 8%. В гранодиоритах нормативный магнетит ( $\approx 2\%$ ) всегда преобладает над ильменитом. В плагиогранитах в среднем содержится 1% магнетита и столько же нормативного ильменита. Нормативного апатита больше в гранодиоритах (0,5—0,8%), чем в плагиогранитах (0—0,2%).

На вариационной диаграмме, построенной относительно  $\text{SiO}_2$  (рис. 26), составы гранодиоритов и плагиогранитов образуют разобщенные поля. Для разделения этих пород удобны также диаграммы  $\text{SiO}_2$ —СаО— $\text{Al}_2\text{O}_3$ , А—С—FM и С—F—M (см. рис. 43, 44).

Интересно, что все породы, определенные петрографически как гранодиориты и плагиограниты, имеют и соответствующий химический состав. Следовательно, если допустить, что гранодиориты могут возникать за счет плагиогранитов и, наоборот, плагиограниты за счет гранодиоритов, как полагают некоторые исследователи, т. е. путем минеральных превращений биотит  $\rightleftharpoons$  роговая обманка, тогда необходимо постулировать широкое перемещение многих породообразующих компонентов.

Компонент, коэффици- ент	Гранодиориты								Плагиограниты							
	625	681a	686	691	729	730	731	1224	1297	869	734	778	1080	1215	1433	1295
SiO <sub>2</sub>	63,91	66,95	65,00	55,14	54,04	53,49	64,69	57,74	61,29	63,61	66,78	70,55	66,60	70,29	62,78	74,62
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,36	0,46	1,06	0,12	0,14	0,63	0,60	0,76	0,75	0,26	0,21	0,35	0,22	0,46	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,54	14,63	13,82	18,34	21,63	19,31	15,31	17,14	15,87	15,58	17,45	15,15	16,27	13,77	17,65	13,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	1,38	2,11	2,89	1,83	3,05	1,50	2,42	1,40	1,91	0,15	0,75	1,14	2,01	1,37	0,73
FeO	2,95	2,16	2,87	4,90	3,74	4,46	4,87	4,65	4,32	4,18	2,74	2,62	3,29	3,15	2,72	1,14
MnO	0,12	0,09	0,06	0,14	0,10	0,12	0,14	0,11	0,16	0,06	0,03	0,07	0,04	0,04	0,07	0,09
MgO	2,55	2,98	3,74	3,07	3,38	4,27	1,98	3,49	3,21	2,02	1,25	0,63	0,94	1,23	1,47	0,29
CaO	5,00	3,75	4,30	6,12	9,10	8,54	4,38	5,67	4,69	4,12	3,36	2,21	3,08	3,36	4,27	0,77
Na <sub>2</sub> O	4,18	4,00	4,26	4,14	4,70	4,50	4,09	4,12	3,85	3,50	5,73	4,85	4,88	3,76	5,34	5,36
K <sub>2</sub> O	1,83	2,40	2,80	2,70	0,60	0,70	1,00	1,60	2,29	2,80	1,30	1,60	1,45	0,62	2,20	2,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,34	0,10	0,57	0,17	0,07	He опр.	0,31	0,28	—	0,07	He опр.	0,14	0,05	0,20	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,04	0,09	0,06	0,06	0,26	0,21	0,24	0,27	0,06	0,12	0,13	0,18	0,39	0,22	0,25	0,25
П. п. п.	0,75	0,71	0,66	0,91	0,65	0,84	He опр.	1,16	1,12	1,07	0,54	0,43	1,17	0,84	0,73	0,34
SO <sub>3</sub>	0,04	0,10	0,07	0,06	0,00	0,00	0,27	0,08	He опр.	He опр.	He опр.	0,41	0,06	0,05	0,09	0,08
F	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,07	He опр.	» »	» »	» »	0,05	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Сумма	100,10	99,94	100,31	100,10	100,32	99,70	99,17	99,64	99,25	99,72	99,79	99,71	99,74	99,78	99,88	99,92
Коэффициенты А. Н. Заварицкого																
a	11,9	12,1	13,0	13,5	11,8	11,3	10,5	11,7	11,9	11,9	14,8	12,7	13,0	9,0	15,2	14,9
c	5,3	3,5	2,4	5,9	9,4	7,7	5,1	6,0	4,8	4,6	4,2	2,6	3,8	4,1	4,5	0,9
b	9,4	9,2	13,2	14,8	13,9	17,7	9,8	14,1	11,9	9,6	2,8	6,0	7,0	7,7	7,2	2,6
s	73,4	75,2	71,4	65,8	64,9	63,2	74,6	68,2	71,4	73,9	78,2	78,6	76,2	79,2	73,1	81,6
f'	44,1	35,8	33,0	50,5	40,0	41,0	62,0	48,2	46,3	59,7	48,2	52,0	58,2	59,6	54,8	62,5
m'	46,4	54,0	46,0	37,2	43,0	42,0	35,0	43,7	45,6	36,0	37,4	17,0	22,3	26,3	34,6	17,5
c'	9,5	10,3	21,0	12,7	16,8	17,1	3,2	8,0	8,1	4,3	—	11,0	—	—	10,6	—
q'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	78,1	72,2	69,0	69,9	92,2	90,7	86,1	79,5	—	—	14,5	—	19,4	14,0	—	20,0
Q'	17,7	22,7	14,4	—1,3	3,2	4,0	23,1	7,0	72,0	65,2	86,8	82,2	83,2	99,1	79,0	75,7
F	48,7	39,8	41,8	58,2	47,1	49,0	63,8	52,5	14,2	19,4	22,6	29,1	22,6	36,3	11,5	32,5
f <sub>0</sub>	18,0	23,1	24,5	21,0	17,5	23,4	11,7	18,8	50,3	62,5	56,4	75,9	72,3	69,5	61,4	78,2
									13,0	17,1	25,6	12,2	18,0	21,4	19,1	20,0

Примечание: 1224 — с. Кобыляне, скв. 7634, гл. 42,0 м; 869 — скв. 2068, гл. 72,8 м; с. Киченцы, скв. 7540, гл. 36,1 м; 1295 — с. Красиловка, скв. 7533, гл. 99,0 м. Привязка осталь-

ных образцов приведена в табл. 38, 39. 1080 — с. Майданов, скв. 7781, гл. 109,0 м; 1215 — г. Заснигородка, скв. 7799, гл. 8,0 м; 1433 —

**Акцессорные минералы.** Различия вещественного состава гранодиоритов и плагиогранитов особенно резко выражены в видовом составе и количественных соотношениях акцессорных минералов. Акцессории гранодиоритов представлены исключительно титанит-цирконовой ассоциацией, тогда как в плагиогранитах преобладают апатит-цирконовые ассоциации (табл. 41). Соответственно главными акцессорными минералами гранодиоритов являются циркон, апатит, сфен, магнетит и пирит, почти всегда содержится эпидот и очень редко ортит. В плагиогранитах намного реже встречаются сфен, магнетит и эпидот, вместо которых появляется монацит. В акцессорном количестве (менее 10 г/м) в плагиогранитах могут содержаться пироксены, гранат и графит. Особенно велико различие в средних содержаниях главных акцессориев (рис. 27): в гранодиоритах больше, чем в плагиогранитах, в 7 раз циркона, в 12 раз апатита и почти в 4 раза магнетита.

Средние содержания главных акцессориев в гранодиоритах очень велики и значительно превышают минеральные кларки по В. В. Ляховичу (1967), особенно в отношении циркона, апатита и магнетита (см. рис. 27). Наибольшие содержания циркона установлены в пробах с самыми высокими содержаниями магнетита (№ 691, 860, 869, 872, 1297), и, наоборот, в безмагнетитовых породах содержание циркона, как правило, ниже среднего, хотя строгой корреляции нет.

Содержания акцессориев в плагиогранитах приближаются к средним содержаниям в биотитовых гранитах платформ.

На примере плагиогранитов хорошо виден антагонизм апатита, сфена и ортита, с одной стороны, и монацита — с другой. Монацит чаще встречается в безмагнетитовых породах в ассоциации с акцессорными гранатом, гиперстеном, графитом. Самые высокие содержания магнетита в плагиогранитах (пробы № 1244, 1347)

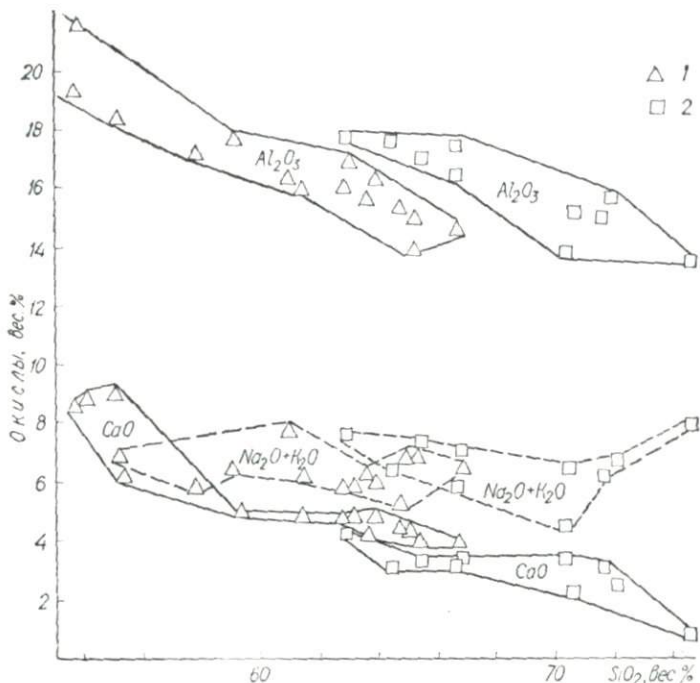


Рис. 26. Вариационная диаграмма гранодиоритов (1) и плаггиогранитов (2).

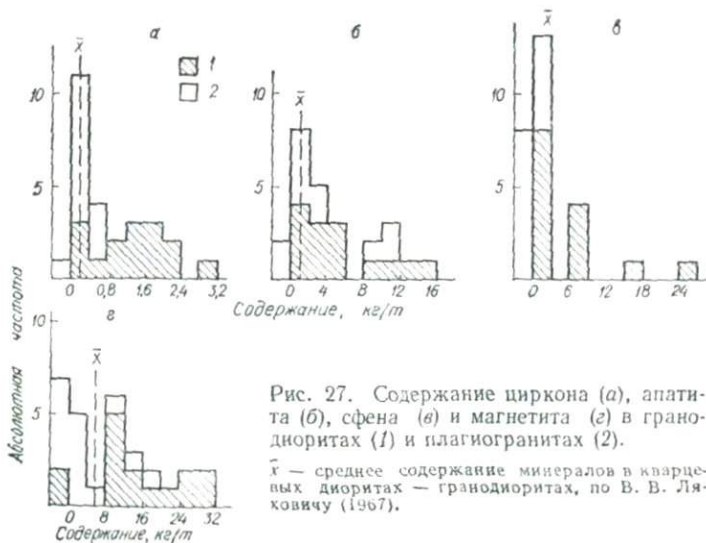


Рис. 27. Содержание циркона (а), апатита (б), сфена (в) и магнетита (г) в гранодиоритах (1) и плаггиогранитах (2).

$\bar{x}$  — среднее содержание минералов в кварцевых диоритах — гранодиоритах, по В. В. Ляховичу (1967).

## Содержание главных акцессорных минералов в гранодиоритах и плагногранитах, г/т

Номер пробы	Циркон	Апатит	Сфен	Магнетит	Сульфиды	Моноцит	Ортит
<b>Гранодиориты</b>							
625	890	3200	6300	21200	550	Нет	Нет
681a	100	1150	9000	10400	35	»	»
686	270	4000	9000	Нет	95	»	»
691	2250	70500	8200	18400	600	»	»
845	1050	550	400	1050	90	»	»
860	2000	1200	57500	32000	500	»	»
869	2100	1250	1200	10500	480	»	»
872	1800	12700	2660	15500	100	»	»
878	1230	4250	24500	30500	120	»	»
879	700	14700	100	2750	45	»	»
882	1350	12000	15700	Нет	315	»	»
893	3100	4600	1000	12400	130	»	»
1265	85	8750	1050	28000	36	»	110
1297	1870	2580	750	15200	300	»	Нет
Среднее	1350	5460 *	5700**	14000	233	—	—
<b>Плагнограниты</b>							
734	300	1450	Нет	800	Нет	Нет	Нет
700	1257	5570	60	11700	105	»	»
778	117	600	35	1680	Нет	»	5
864	615	1930	1900	1800	3000	»	Нет
1177	15	Нет	Нет	Нет	150	Есть	»
1191	177	1875	»	400	Нет	Нет	»
1208	48	50	»	Нет	15	Есть	»
1244	15	9950	900	16900	42	Нет	»
1347	42	Нет	2960	16000	Нет	»	»
1433	552	11200	Нет	Нет	100	»	»
1446	15	2550	»	300	580	»	82
1471	Нет	2150	»	Нет	9	»	Нет
1510	730	12000	»	»	800	»	»
1679	192	Нет	»	8060	2	Есть	»
Среднее	217	3360	446	3530	141 ***	—	—

Не учтены пробы: \* № 691; \*\* № 860; \*\*\* № 864.

совпадают с наиболее основным для плагногранитов плагноклазом (№ 25—26).

По морфогенетическим признакам главные акцессорные минералы гранодиоритов и плагногранитов почти не различаются.

Ц и р к о н по внешнему виду в гранодиоритах и плагногранитах одинаковый. Чаще всего он прозрачный, окрашен в бледно-коричневые и желтоватые тона с сиреневым рефлексом вплоть до бесцветного. Редко встречается непрозрачный под бинокляром темно-серовато-коричневый или серый циркон.

Общей особенностью цирконов из гранодиоритов и плагногранитов является то, что они по своим признакам — высокому дву-

преломлению, трещиноватости, отсутствию окатанных ядер — вполне сходны с древним цирконом уманских и росинских гранитов. Ядра в цирконе встречаются редко и представлены очень удлинёнными прозрачными кристаллами циркона. Включения (не в центре кристаллов) образованы либо прозрачными, хорошо огранёнными кристаллами циркона, либо апатитом и рудными минералами. Очень редки тонкие оторочки низкодвупреломляющего циркона. Они обычно встречаются в мусковитсодержащих плагиогранитах.

Кристаллы циркона имеют достаточно хорошую огранку. Сравнительно редко, например в гранодиорите с. Антоновки (обр. 681а), циркон представлен корродированными, уплощёнными и округлёнными зёрнами и сростками зёрен.

Преобладают кристаллы сложной цирконовой формы VI, реже более простых цирконовых форм III. Примерно в 30% проб преобладает сложная гиацинтовая форма VII.

Не удалось установить никакой связи удлинения и величины кристаллов циркона с составом вмещающих пород. В обоих типах пород чаще всего встречаются кристаллы с  $c/a = 2,0-2,5$ , редко до  $3,6-3,9$ . Впрочем, удлинение кристаллов явно занижено, так как самые удлинённые кристаллы обычно сломаны, это касается и их размеров, поскольку кристаллы крупнее  $0,4$  мм встречаются только в обломках. Удлинение циркона изменяется в очень широких пределах в каждой пробе (например, от 1,2 до 7,0). В целом эти характеристики для гранодиоритов и плагиогранитов мало информативны.

**А п а т и т** всегда прозрачный, бесцветный, очень редко с плеохронными ядрами.

**С ф е н** окрашен в разные оттенки коричневого цвета — от темного красно-бурого до светло-коричневого, кремowego. Закономерности в распределении окраски сфена не установлено.

**М о н а ц и т** очень бледный, желтоватый или зеленоватый, прозрачный.

## Граниты

**Геологическое положение и состав комплексов.** В уманский комплекс входят Уманский и Юрпольский массивы и несколько мелких, расположенных севернее и северо-западнее Уманского массива. Начало изучению уманских гранитов положено работами К. М. Феофилактова, П. А. Тутковского, В. Н. Чирвинского, В. И. Лучицкого, Л. Г. Ткачука, А. П. Лебедева. Как особый петрогенетический тип уманские граниты выделил Н. И. Безбородько.

Ю. Ю. Юрк (1953) детально исследовал Уманский массив и сопредельную территорию. По его мнению, этот массив представляет собой батолит, залегающий в ядре антиклинальной складки согласно с породами вмещающей толщи и вытянутый в субмеридиональном северо-восточном направлении; планпараллельные текстуры гранитов ориентированы согласно контактам. Работы В. А. Велика-

нова показали, что Уманский массив протягивается на север значительно дальше, чем можно судить по его обнаженной части: он имеет овальную в плане форму и длинной осью ориентирован строго меридионально. Общая протяженность массива около 70 км, максимальная ширина 30 км, площадь свыше 1600 км<sup>2</sup>. Простирание планпараллельных текстур гранитов, ксенолитов и осей магнитных аномалий почти везде северо-западное, секущее по отношению к границам массива и строго согласное с простиранием вмещающих толщ (рис. 28). Северо-восточное простирание отмечено в единичных обнажениях северо-восточной окраины массива. Аналогичная картина устанавливается при анализе элементов залегания трещин отдельности. На розе-диаграмме направления продольной и поперечной серий трещин четко укладываются в два вектора с азимутами 315 и 40° (рис. 29).

В Уманском массиве выделяют разновидности гранитов: порфиробластический (и неяснопорфиробластический), серый равномернозернистый, розовый равномернозернистый и аплитовидный.

Серые и розовые равномернозернистые граниты представляют собой, вероятно, две разновозрастные генетические группы. Как отметил Ю. Ю. Юрк, серые равномернозернистые граниты образуют самостоятельные тела, генетически связанные с порфиробластическими гранитами, а не являются их краевой фацией. Полевые наблюдения показывают, что серые равномернозернистые граниты по времени образования более ранние, чем порфиробластические и розовые. Они обильнее насыщены ксенолитами сравнительно слабо переработанных пород, более массивны и в целом создают впечатление более «магматических», что подтверждается также и данными петроминералогических исследований.

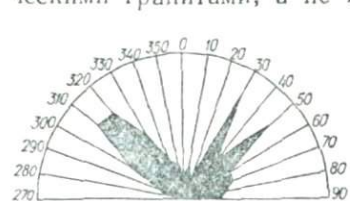


Рис. 29. Роза-диаграмма трещин отдельности Уманского массива.

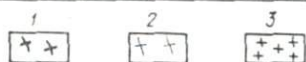


Рис. 28. Структурная схема Уманского массива:

Граниты: 1 — порфиробластические; 2 — равномернозернистые; 3 — Антоновского массива.

Розовые равномернозернистые и аплитопегматоидные граниты тяготеют к периферической части массива, хотя встречаются практически повсеместно. Они образуют небольшие тела, жильный материал мигматитов и жилы, секущие порфиробластические граниты.

Существенная минералогическая особенность розовых гранитов — это их обедненность аксессуарными минералами и низкая основность плагиоклаза.

Порфиробластический гранит постепенно переходит, с одной стороны, в серый равномернозернистый гранит, с другой — в розовый равномернозернистый, аплитовидный и далее в пегматоидный гранит. Отмечены также плавные переходы порфиробластического гранита непосредственно в крупнозернистый пегматит, причем последний образует в нем шширообразные тела размерами в первые метры. В пегматите сохраняется реликтовая слоистость в виде обогащенных биотитом полос. Порфиробластез представляет собой более позднее явление и накладывается как на серые, так и на розовые равномернозернистые граниты, а также непосредственно на мигматиты.

Генетически различаются два типа порфиробластеза. Ареальный порфиробластез ведет к образованию сравнительно крупных полей порфиробластических гранитов; локальный, трещинный порфиробластез связан по времени с возникновением розовых равномернозернистых и аплит-пегматоидных гранитов. В первом случае порфиробласты калишпата серые и равномерно распределены в породе, во втором — они розовые, овальной формы и приурочены к сравнительно меланократовым слоям.

В целом выдерживается такая идеализированная схема взаимоотношений гранитов и вмещающих пород: гнейс → мигматит серого равномернозернистого гранита → серый равномернозернистый гранит → порфиробластический гранит → розовый равномернозернистый гранит → розовый аплит-пегматоидный гранит.

Важной структурной особенностью Уманского массива является его зональность, впервые показанная Ю. Ю. Юрком. Внутренняя зона, по его мнению, сложена порфиридовидными гранитами, внешняя — среднезернистыми, аплитовидными или пегматоидными гранитами. Еще раньше Л. Г. Ткачук (1937) установил зональность в строении Богуславского массива, а А. А. Ткачев обнаружил аналогичную зональность в строении Мокромосковского массива. Работы последних лет показали, что зональное строение свойственно многим ясно очерченным гранитным массивам амфиболитовой фации.

Зональность Уманского массива, по-видимому, не такая совершенная, как представлялось ранее, но вполне очевидна и, согласно последним данным, заключается в следующем. Вся юго-восточная и, вероятно, центральная часть массива, т. е. около 50% его площади, сложена порфиробластическими или неясно порфиробластическими гранитами. На севере и западе они сменяются полосой серых равномернозернистых гранитов шириной 1—15 км. На востоке и частично на юге порфиробластические граниты переходят в биотитовые мигматиты с послынным материалом розовых аплит-пегматоидных гранитов, а на юге вовлечены в зону катаклаза Уманского разлома.

Распространение порфиробластических гранитов примерно совпадает с площадью развития наиболее совершенной двойниковой решетки микроклина, т. е. отвечает его максимальной упорядоченности: здесь же наиболее часто встречаются мусковитизированный биотит и мирмекитовые структуры. По этим признакам можно судить, что область распространения порфиробластических гранитов более низкотемпературная, чем краевые части массива, и в этом состоит его принципиальное отличие от типичных интрузивных массивов.

Явно зональным строением характеризуется и Юрипольский массив: его средняя часть сложена массивными розовыми равномернозернистыми гранитами, которые к периферии постепенно сменяются розовыми аплитондными гранитами и затем биотитовыми мигматитами.

Вызывает сомнение цельность Уманского массива. Совершенно очевидно, что в его пределах имеются значительные поля мигматитов, крупные тела гнейсов и амфиболитов и только недостаток фактического материала позволяет сегодня изображать его как ясно очерченный массив.

Уманский массив представляет собой очаг по меньшей мере двухстадийного гранитообразования. К первой стадии относится формирование равномернозернистых гранитов, вероятно, магматических, ко второй — порфиробластических гранитов. Последние образовались в результате сравнительно низкотемпературной перекристаллизации более ранних гранитов в тектонически спокойных условиях. Отсутствие рвущих контактов, сквозной характер директивных структур при общем несогласном залегании характеризуют Уманский массив в целом как автохтонный, наложенный на толщу ранее существовавших пород. По отношению к складчатости этот массив, скорее всего, посткинematический.

Росинский комплекс преимущественно порфиробластических гранитов вскрывается средним течением Роси от г. Белой Церкви до г. Богуслава. Граниты этого комплекса слагают поле широтного простирания длиной около 80 км, шириной 45 км и общей площадью свыше 3500 км<sup>2</sup>.

В пределах распространения гранитов росинского комплекса можно выделить два крупных массива: Росинский и Богуславский.

Росинский массив сложен розовато-серыми порфиробластическими гранитами, которые чередуются с полосами темных порфиробластических мигматитов, равномернозернистых и аплит-пегматондных гранитов. Граниты включают многочисленные тела амфиболитов и биотитовых гнейсов площадью до 50 км<sup>2</sup>. По мнению А. Н. Козловской и др. (1965), Росинский массив представляет собой поле порфиробластических мигматитов кировоградского типа, в котором обособляются отдельные гранитные массивы: Рокитнянский, Белоцерковский, Таращанский и другие более мелкие. Ориентировка сланцеватости, осей ксенолитов и физических полей в пределах Росинского массива северо-западная.

Богуславский массив примыкает с юго-востока к Росинскому, с трех сторон окружен росинскими гранитами, а с востока ограничен Богуславско-Мироновской тектонической зоной, являющейся продолжением Тальновского разлома. Массив вскрывается долиной Роси между селами Дыбинцы — Дешки на протяжении почти 30 км. Площадь его, по данным В. И. Шунько, около 400 км<sup>2</sup>.

Богуславский тип гранита известен по работам Н. И. Безбородько (1935), В. И. Лучицкого (1934) и Л. Г. Ткачука (1937). Его особенностью является серый цвет порфиробластов микроклина (в отличие от розового в росинских гранитах), их малый размер (до 10 мм), отсутствие ксенолитов и сравнительно низкое содержание биотита. Л. Г. Ткачук (1937) впервые указал на зональное строение Богуславского массива. По его представлениям, собственно богуславский мелкопорфировидный гранит слагает краевую зону массива, центральная часть которого представлена более крупнозернистым розово-серым порфиробластическим гранитом. Переходы между этими разностями совершенно постепенные.

Ставищанский комплекс серых равномернозернистых гранитов житомирского типа включает три крупных и несколько небольших массивов. Подобно всем гранитоидам этого региона, граниты ставищанского комплекса слагают поля, насыщенные гнейсами (с очень постепенными переходами в мигматиты), нередко переслаиваются с порфиробластическими гранитами. Директивные структуры массивов ставищанских гранитов полностью согласуются с простираннием пород вмещающей толщи. Сведения об этих гранитах ограничены сравнительно скудным материалом бурения.

Наиболее крупный массив — Ставищанский — расположен в верховье Гнилого Тикича между Уманским и Росинским массивами. Массив вытянут в широтном направлении и имеет резко расчлененные контуры. Его границы проходят по линии сел Острая Могила, Полковничий Хутор, Плоское, Медвин, Бранное Поле, Ивановка, Ставище, Гейсиха. Общая площадь массива около 900 км<sup>2</sup>. В средней части Ставищанский массив сложен мигматит-гранитами и его, вероятно, можно расчленить на два массива. Простиранние полосчатости в западной части массива (с. Ставище) северо-западное, в восточной — меридиональное. С севера Ставищанский массив примыкает к Росинскому массиву, с запада ограничен полем розовых аплит-пегматоидных гранитов, а на юге постепенно переходит в поле серых равномернозернистых мигматитов житомирского типа. Ксенолиты представлены телами биотитовых и биотит-плагноклазовых гнейсов мощностью до 1,5 км и значительно реже мелкими телами амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

Второй крупный массив — Васильевский — примыкает к Росинскому с севера, а с востока и запада ограничен полями мигматитов аплит-пегматоидных гранитов. Его площадь — не менее 400 км<sup>2</sup>, однако имеются данные лишь по южной оконечности массива.

В верховье Горного Тикича Цыбулевский массив вместе с несколькими небольшими массивами и окружающим их полем миг-

матитов равномернозернистых гранитов занимает площадь около 500 км<sup>2</sup>. Мигматиты житомирского типа к периферии постепенно сменяются мигматитами розовых аплит-пегматоидных гранитов.

Перечисленные массивы, несомненно, не являются цельными: скорее всего — это чередующиеся с мигматитами такого же состава

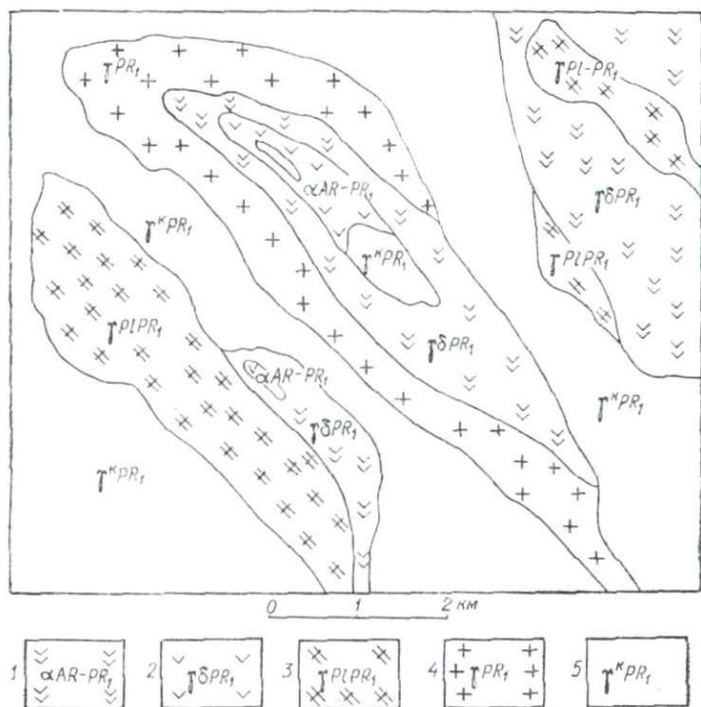


Рис. 30. Геологическая схема Гребенковской структуры (по данным В. И. Шуныко);

1 — амфиболиты; 2 — мигматит-гранодиориты; 3 — плагиограниты; 4 — житомирские граниты; 5 — порфиробластические граниты.

небольшие тела гранитов мощностью в первые десятки и сотни метров. Интересно, что на детальных геологических картах, выполненных в последние годы, конфигурация тел житомирских гранитов все больше приближается к пластовым формам. Типична в этом отношении брахискладка района с Гребенки, где, по данным В. И. Шуныко, житомирские граниты вместе с гранодиорит-мигматитами почти полностью окаймляют залегающие в ядре складки амфиболиты и порфиробластические граниты (рис. 30). Подобно другим, сравнительно цельные массивы житомирских гранитов с увеличением детальности съемки оказываются расчлененными на несколько тел, переслаивающихся с метаморфитами и мигматитами.

Кроме массивов и пластовых тел, житомирские граниты образуют небольшие мощностью в первые десятки метров тела, секущие вмещающие породы. Благодаря этим жилам среди геологов издавна создано представление о житомирских гранитах как преимущественно аллохтонных образованиях. Этому способствовало также и то, что любой массивный равномерно-среднезернистый гранит рассматривался как житомирский.

Особое место среди гранитов ставищанского комплекса занимает Антоновский массив серых и розовых равномернозернистых гранитов, вскрытый долиной Горного Тикича между селами Антоновка — Буки. Благодаря отличной обнаженности разрез Антоновского массива изучался многими геологами, в том числе Л. Г. Ткачуком, В. Н. Чирвинским, В. И. Лучицким, И. С. Усенко и особенно детально Ю. Ю. Юрком (1953).

Ю. Ю. Юрк рассматривал Антоновский массив как явно несогласное тело с интрузивными контактами, вытянутое в субмеридиональном направлении и приуроченное к разломной зоне. Он показал, что этот массив имеет зональное строение: внутренняя часть сложена серыми мелко- и среднезернистыми гранитами, внешняя — розовыми аплит-пегматоидными гранитами.

Согласно последним данным (Щербаков, Великанов, 1973), Антоновский массив представляет собой тело неправильной формы с извилистыми очертаниями размером около  $6 \times 6$  км и общей площадью  $38 \text{ км}^2$ . Большая часть массива сложена розовыми среднезернистыми и аплитоидными гранитами (рис. 31). Серые мелко- и среднезернистые граниты, к которым, собственно, и относится название антоновский, слагают два небольших массива среди розовых гранитов. Переход от серых гранитов внутренней зоны к розовым гранитам внешней зоны вполне постепенный. Как серые, так и розовые граниты Антоновского массива вмещают многочисленные ксенолиты и целые тела, сложенные более древними породами: амфиболитами, биотитовыми плагиогнейсами, мигматитами диоритового и гранодиоритового состава. Ксенолиты гранодиоритов, в свою очередь, нередко вмещают тела амфиболитов, так что в сочетании с жилами розового аплитоидного гранита образуется эруптивная брекчия, описанная В. Н. Чирвинским (1939). Состав ксенолитов и простираение совершенно такие же, как в поле мигматитов житомир-

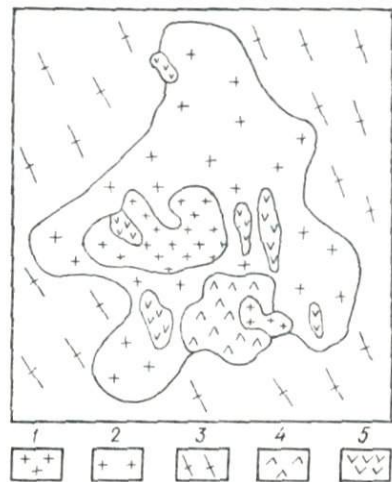


Рис. 31. Схема структуры Антоновского массива (по В. А. Великанову):

1 — серый антоновский гранит; 2 — аплитоидный гранит внешней зоны массива; 3 — мигматиты житомирского типа; 4 — гранодиориты; 5 — амфиболиты.

ских гранитов, вмещающем антоновские граниты. Судя по данным магнитометрии, ксенолиты секут контакты вмещающей толщи и Антоновского массива.

В синюхинский комплекс входят розовые и серо-розовые гранат- и монацитсодержащие мигматит-граниты, преимущественно аплит-пегматоидные по облику, апопелитовые по вещественному составу и сравнительно глубинные по условиям образования. Некоторые из них внешне похожи на кировоградские граниты.

Синюхинские граниты образуют почти сплошное поле, вытянутое в субмеридиональном направлении на 50 км, шириной до 20 км. Граниты обнажены в верхнем и среднем течении Синюхи от слияния Тикичей до с. Добрянки. Минералого-петрографические особенности синюхинских гранитов определяются их промежуточным положением между комплексом чарнокитоидов на западе, комплексом порфиробластических гранитов на востоке и юге и породами амфиболитовой фации на севере. Кроме метаморфических пород синюхинского комплекса, синюхинские граниты нередко вмещают небольшие тела чарнокитов, габбро-амфиболитов и других высокометаморфизованных пород.

Минеральный состав гранитов. По соотношению главных породообразующих минералов граниты соответствуют  $\gamma$  гранитам по классификации Петрографического комитета или гранитам по классификации, принятой на XXIV сессии МГК (Воробьева, Ефремова, 1973). Средние составы гранитов следующие: уманских порфиробластических — Ми 36,4, Пл 33,0, Кв 27,2, Би 3,8, рудный 0,3; уманских равномернозернистых — Ми 36,5, Пл 33,2, Кв 27,0, Би 2,4, рудный 0,3; росинских порфиробластических — Ми 29,0, Пл 36,5, Кв 28,0, Би 6,5; росинских равномернозернистых — Ми 32,0, Пл 35,0, Кв 30,0, Би 3,6; антоновских — Ми 31,7, Пл 34,3, Кв 30,2, Би 3,3. Интересно, что средний состав порфиробластических и равномернозернистых гранитов уманского и росинского комплексов почти одинаковый. В аплитондных гранитах микроклин всегда преобладает над плагноклазом. Для уманских гранитов очень характерен сфен, который нередко выступает в качестве главного породообразующего минерала. Особенностью ставищанских гранитов является постоянное наличие мусковита. В синюхинских гранитах микроклин преобладает над плагноклазом; в них почти всегда есть гранат, биотита мало и он нередко почти полностью мусковитизирован.

Микроструктура. Н. И. Безбородько (1935) понимал под уманскими гранитами серые среднезернистые с переходом в порфировидные, близкие к житомирскому типу. В последние годы, однако, создалось мнение об уманских гранитах как типичных порфировидных; это дало основание некоторым геологам относить их к кировоградскому типу.

Порфиробласты представлены таблитчатыми зёрнами микроклина длиной до 15, редко до 30—40 мм, количество которых обычно составляет 10—20% и крайне редко достигает 60% объема породы.

Форма порфиробластов прямоугольная, края ровные, отношение длины к ширине 2 : 1. Уманские и росинские порфиробластические граниты никогда не достигают такого совершенства, как типичные кировоградские или трахитоидные новоукраинские. Часто порфиробластическая структура выражена не ясно и переходит в гетеробластовую с относительно небольшой разницей в размере зерен (неяснопорфиробластическая структура). По мере возрастания количества порфиробластов в граните увеличивается роль мирмекитовых структур. В гранитах с равномернозернистой структурой мирмекит, как правило, не встречается. Для всех равномернозернистых

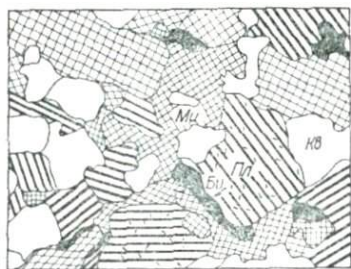


Рис. 32. Гранитовая структура (рисунок по микрофотографии). Ув. 3 × 8.

гранитов очень характерна гранитовая структура, которая отличается от гипидиоморфнозернистой равным идиоморфизмом микроклина и плагиоклаза (рис. 32).

В гранитах юго-восточной окраины Уманского и Богуславского массивов, где они частично вовлечены в Тальновскую зону разломов, развиты катакластические структуры с разной степенью катаклаза. По мере увеличения катаклаза кварц сначала приобретает перистое погасание, затем смещается в междуузлия полевых

шпатов, последние независимо от их первоначального идиоморфизма приобретают овальную форму, а в микроклине исчезает решетка. Цементирующая масса сложена агрегатом кварца, биотита, мусковита, хлорита, эпидота, сфена, рудного минерала, а также мелкими зернами полевых шпатов, размер которых до катаклаза был меньше определенного критического размера. На следующей стадии катаклаза дробление испытывают порфирокласты полевых шпатов, но струйчатость структуры, создаваемая флазерами слюдяного и рудного вещества, исчезает только на последней стадии, когда порода превращается в псевдотахилит. Катакластические структуры накладываются на все граниты, включая жильные аплиты, и свидетельствуют о платформенной жизни разломов. Минеральные парагенезисы катаклазитов отвечают эпидот-амфиболитовой фации.

Для синюхинских гранитов свойственна микроструктурная неупорядоченность, которая выражается в преобладании мигматитовых структур над гранитовыми и гипидиоморфнозернистыми, в широком развитии мирмекитов одновременно с несовершенными порфиробластическими структурами. В синюхинских гранитах изредка встречается пластинчатый кварц — это один из признаков, сближающий их с калиевыми чарнокитами.

**Породообразующие минералы.** Калиевый полевой шпат представлен микроклином с двойниковой решеткой разной степени совершенства. Идеальной решеткой отличаются микроклины уманских порфиробластических гранитов. В равномернозерни-

стых гранитах северной части Уманского массива, а также в росинских и ставищанских гранитах двойниковая решетка микроклина значительно хуже, а в катаклазированных гранитах исчезает совершенно. Пертиты распада — волосовидные, капельные, кулисообразные, жилковатые — развиты очень умеренно.

Средний состав микроклина в уманских гранитах —  $Or_{82}Ab_{18}$ , в росинских —  $Or_{86}Ab_{14}$  (табл. 42). Наблюдается тенденция к уменьшению натриевости микроклинов в равномернозернистых гранитах до  $Or_{89}Ab_{11}$ . Насыщенность микроклина альбитовым компонентом не зависит ни от количества плагиоклаза в породе, ни от содержания щелочей. Для натриевости плагиоклаза в граните намечаются связи: прямая — с количеством  $CaO$  и обратная — с кислотностью гранита. Количество пертита в микроклине намного меньше, чем должно быть согласно анализам. Дифрактограммы не фиксируют в них и криптопертита. По-видимому, большая часть альбита (не менее 70%) входит в состав микроклина в виде субрентгеновской фазы.

По определению А. С. Марфунина (1962), калишпаты уманских гранитов относятся к четко решетчатому максимальному микроклину. Во всех гранитах амфиболитовой фации, кроме синюхинских,  $\Delta_p$  микроклинов находится в пределах 0,9—1,0.

Более существенно различаются калишпаты по величине термолюминесценции (Щербаков и др., 1971). Аномально низкой природной ТЛ микроклинов выделяются уманские и росинские порфиробластические граниты. Значительно выше  $I_{ПТЛ}$  микроклинов богуславских и ставищанских гранитов. Поскольку микродефектность калишпатов связана с их структурной упорядоченностью (Платонов и др., 1971), то можно сделать вывод, что микроклины уманских гранитов относятся к числу самых упорядоченных на Украинском щите.

Калишпаты синюхинских гранитов отличаются структурным разнообразием. Совершенно нерешетчатые калишпаты сравнительно редки и встречаются, по-видимому, в некоторых жильных аплитовидных гранитах. Редки и микроклины с хорошей решеткой (известны только в северной части поля синюхинских гранитов). Обычно в одном шлифе или даже в одном зерне сосуществуют средне-решетчатый пертитовый микроклин с нерешетчатым пертитовым калишпатом. Одной из особенностей этих гранитов является высокая насыщенность микроклина пертитом, количество которого может достигать 30% объема при хорошо развитой двойниковой решетке. В северной части поля пертиты обычно ленточные, брусковидные, удлинненно-линзовидные, южнее — капельные, чечевицеобразные, почти круглые. Настоящий мезопертит встречается редко.

Калишпат синюхинских гранитов содержит сравнительно много альбита, но при высокой рентгеновской триклинности отличается высокой природной и рентгеновской термолюминесценцией. При исследовании калишпатов из гнейса, мигматита и гранита, отобранных из одной скважины в интервале 3 м, оказалось, что при одинаковой

## Химический состав (вес. %) и некоторые физические свойства калинатровых

Номер пробы	Место взятия	Гранит	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
-------------	--------------	--------	------------------	-------------------

## Уманский комплекс

647	с. Гродзево	Порфиробластический	14,68	2,05
649	с. Пиковец	»	14,24	1,93
622	с. Танское	»	13,90	1,37
664	с. Старые Бабаны	»	14,24	1,85
665	с. Косенковка	»	13,76	1,90
667	г. Умань	»	13,32	2,85
678	с. Ятрановка	»	12,88	2,25
692	с. Папужинцы	»	14,44	2,13
739	с. Ятрановка	»	14,24	2,05
657	с. Бабанка	Порфиробласт в мигматите	13,90	1,50
649	р. Уманка	Равномернозернистый	13,60	2,05
651	г. Умань	Розовый равномернозернистый	14,68	1,85
652	»	Серый равномернозернистый	13,44	1,86
687	с. Юрполь	Розовый аплитонидный	13,85	1,53
689	»	Розовый среднезернистый	14,10	1,22
702	с. Бузовка	Серый среднезернистый	13,80	1,63
703	с. Конела	»	15,12	1,80
719	с. Краснополка	»	13,30	1,74
783	с. Маньковка	Розовый аплитонидный	14,68	2,25

## Росинский комплекс

599	г. Белая Церковь	Равномернозернистый	16,40	1,25
602	»	»	13,39	1,29
618	с. Пугачевка	Порфиробластический	16,0	1,53
624	с. Синява	»	14,0	1,62
626	»	Аплитонидный	13,00	1,67
631	с. Мисайловка	Порфиробластический	12,70	2,05
635	с. Тептиевка	»	13,56	1,85
641	»	»	14,68	1,45
828	р. Рось	»	14,68	1,65

## Ставицанский комплекс

1292	с. Красиловка	Равномернозернистый	15,56	1,30
1290	с. Вотылевка	»	15,12	1,55
1342	с. Красиловка	»	15,15	1,65

## Сияухинский комплекс

1594	с. Песчаная	Равномернозернистый	13,76	2,25
1593	»	Мигматит	14,24	2,25
1592	»	Гранат-биотитовый гнейс	13,32	2,55

## полевых шпатов гранитов

CaO	Or	Ab	An	Rb, $\mu/m$	$\Delta p$	$t_{T_m} = 200^\circ$		$k = \frac{I_{PTJ}}{I_{TJ}}$	
						$I_{PTJ}$	$I_{TJ}$		
He опр.	83,0	17,0	He опр.	He опр.	0,90	25	1120	45	
»	83,0	17,0	»	»	0,925	102	2500	25	
Сл.	86,5	13,5	Нет	220	0,99	He опр.	He опр.	He опр.	
He опр.	83,4	16,6	He опр.	He опр.	1,00	98	1730	17,6	
»	82,4	17,6	»	»	0,925	320	4000	12,5	
»	75,4	24,6	»	»	0,925	11	4500	41	
»	79,0	21,0	»	»	0,925	230	2800	12	
»	81,8	18,2	»	»	0,900	75	4000	53	
»	82,5	17,5	»	»	0,925	113	4500	40	
Сл.	86,3	13,7	Нет	»	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	
He опр.	81,7	18,3	He опр.	»	0,925	84	3200	39	
»	83,9	16,1	»	»	0,900	42	3000	71	
0,14	82,0	17,1	0,8	277	0,92	He опр.	He опр.	He опр.	
He опр.	86,0	14,0	He опр.	416	0,99	»	»	»	
Сл.	89,0	11,2	Нет	305	0,91	93	2400	26	
Сл.	85,0	15,0	»	He опр.	0,94	He опр.	He опр.	He опр.	
He опр.	84,6	15,4	He опр.	»	0,95	900	3700	4,1	
0,35	82,5	15,8	1,7	388	0,96	He опр.	He опр.	He опр.	
He опр.	79,0	21,0	He опр.	He опр.	0,975	2	1370	685	
He опр.	89,8	19,2	He опр.	He опр.	0,975	40	1870	47	
»	86,6	12,5	»	388	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	
»	87,1	12,9	»	»	1,00	96	3200	33	
»	84,2	14,7	»	249	0,98	He опр.	He опр.	He опр.	
»	83,6	16,4	»	183	0,97	»	»	»	
»	79,9	19,3	»	333	0,89	»	»	»	
»	82,6	17,4	»	»	He опр.	1,00	630	5400	8,6
»	87,0	13,0	»	»	0,925	580	5000	8,6	
»	85,7	14,3	»	»	0,90	470	3200	6,8	
He опр.	88,8	11,2	»	»	0,90	250	1250	5,0	
»	86,5	13,5	»	»	0,925	1200	3600	3,0	
»	85,5	14,6	»	»	0,875	195	3300	17,0	
He опр.	80,2	19,8	»	»	0,825	3200	6900	2,2	
»	80,8	19,2	»	»	0,0	1700	1300	7,6	
»	78,4	21,6	»	»	0,625	3500	9800	2,8	

натриевости калишпат из мигматита рентгеновски самый неупорядоченный.

Плаггиоклаз. Уманские граниты характеризуются высокой основностью плаггиоклаза—от № 16 до 33, причем в равномернозернистых и порфиробластических гранитах она одинакова, в аплитовидных гранитах — № 15—18. В росинских и ставищанских гранитах плаггиоклаз кислее — № 16—17; в антоновских гранитах во внутренней зоне — № 10—15, во внешней — № 5—7. Пойкилитовые включения плаггиоклаза в микроклине имеют, как правило, альбитовую оторочку. Антипертиты встречаются редко.

Мирмекиты наблюдаются преимущественно в уманских гранитах. Мирмекитовые оторочки возникают на контакте зерен микроклина и плаггиоклаза основной массы, вокруг включений микроклина в плаггиоклазе и крайне редко вокруг включений плаггиоклаза в микроклине. Образовываются мирмекиты на контактах порфиробластов плаггиоклаза или микроклина с зернами основной массы. По наблюдениям в шлифах можно сделать вывод, что мирмекиты возникают после образования равномернозернистых гранитов, но одновременно с порфиробластами и после кристаллизации их. Выше уже отмечалась пространственная приуроченность мирмекитов к уманским порфиробластическим гранитам.

Форма мирмекитовых прорастаний близка к графической, реже дактилоскопическая. Наблюдаются зональные оторочки, причем во внутренней зоне мирмекит более мелкий.

Плаггиоклаз синюхинских гранитов наиболее основной — от № 27 до 34 (в среднем № 30), с плохими двойниками. В переслаивающихся гнейсе, мигматите и граните основность плаггиоклаза последовательно сменяется: 34—31—29. При малом содержании в породе плаггиоклаз образует альбитовые каемки вокруг зерен микроклина. Антипертит редок и появляется только при низком (менее 15%) содержании калишпата в породе. Разнообразные мирмекитовые структуры могут возникать не только в основной массе, но и на прямолинейном контакте крупных зерен плаггиоклаза и микроклина, а также в плаггиоклазе, полностью включенном в микроклин.

Б и о т и т. Биотит уманских гранитов в шлифе преимущественно зеленовато-бурый, в росинских гранитах он чаще коричневый, в ставищанских и синюхинских гранитах коричневый и красновато-коричневый.

В уманских гранитах биотит, как правило, зональный: по краям его пластинки темнее. В других гранитах зональный биотит редок. Мусковитовые оторочки вокруг биотита значительно чаще встречаются в росинских гранитах и особенно в ставищанских и синюхинских, где биотит иногда полностью мусковитизирован. При мусковитизации выделяются мелкие зерна сфена и рудного минерала. Мусковитизация происходит позже, чем образование зональности в биотите.

До сих пор существовало представление о биотитах уманских гранитов как относительно высокожелезистых, что давало возмож-

ность сравнивать эти граниты с платформенными интрузиями. Такое представление было основано на недостаточной представительности выборок анализов как по уманским, так и вообще по раннедокембрийским гранитам щита. Из табл. 43 видно, что средняя железистость биотитов уманских гранитов относительно невелика и составляет 59,3%, причем железистость биотитов порфиробластических и равномернозернистых гранитов почти одинакова (соответственно 56,4 и 58,9%). Средняя железистость биотитов уманских гранитов даже несколько ниже, чем биотитов раннедокембрийских гранитоидов Украинского щита, которая составляет 63,5% (среднее из 158 анализов).

У биотитов росинских и уманских гранитов железистости близкие (табл. 44), (в среднем 58%). Среди ставищанских гранитов со средней железистостью биотитов 53% выделяются антоновские граниты, в которых железистость биотита достигает 72% (табл. 45).

За средними цифрами скрывается, однако, очень большое разнообразие составов биотита. Так, железистость биотита уманских гранитов изменяется в пределах 47,3—74,8%, т. е. охватывает весь диапазон железистости от среднего состава биотита основных метаморфических пород (Усенко, Щербаков, Заяц, 1972) до наиболее железистых биотитов из раннедокембрийских гранитов. Примерно таков же ряд железистости биотита в биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах, являющихся ксенолитами в уманских гранитах. Имеются все разновидности биотитов от самых магнезиальных до самых железистых. Однако биотиты как порфиробластических, так и равномернозернистых гранитов разделяются по железистости на две примерно одинаково представленные группы со средней железистостью 50—55 и 65—70%. Содержание  $TiO_2$  в биотитах уманских гранитов более постоянно, в среднем — 2,27%, причем в порфиробластических гранитах оно заметно выше (2,35), чем в равномернозернистых (1,99). Биотиты росинских гранитов несколько более титанистые.

Причиной, обусловившей разнообразие состава биотитов в пределах одного массива, можно было бы считать неодинаковую степень гомогенности гранитов, поскольку различия между биотитами двух структурных разновидностей гранитов — равномернозернистых и порфиробластических — нет. Однако установлено (Усенко, Щербаков, Заяц, 1972), что в процессе превращения мигматита в гранит происходит увеличение железистости биотита всего на 10—12%; следовательно, этим нельзя объяснить наблюдаемые в биотитах уманских гранитов пределы изменения железистости (почти 30%). Вероятнее предположить, что различия в составе биотитов обусловлены особенностями состава исходных пород.

Д. Р. Уанс и Г. П. Югстер (1965) экспериментально доказали, что определенной температуре, давлению водяного пара и парциальному давлению кислорода отвечает вполне определенная железистость биотита, сосуществующего с калишпатом и магнетитом. Из этих данных они сделали вывод, что в метаморфических породах

Химический состав (вес. %) и оптические свойства биотита уманских гранитов

Компонент, кон- станта	Порфиروбластические						
	644	647	649	662	665	673	692
SiO <sub>2</sub>	36,58	36,63	36,27	36,71	35,95	36,46	36,50
TiO <sub>2</sub>	2,15	2,03	2,21	2,42	2,99	2,60	2,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,57	16,56	15,81	16,13	16,43	16,52	15,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,26	4,55	5,30	7,46	5,23	6,73	6,89
FeO	14,65	16,94	16,08	16,65	18,66	15,51	12,96
MnO	0,35	0,37	0,42	0,27	0,26	0,24	0,61
MgO	10,08	9,14	9,95	6,60	7,98	7,46	11,06
CaO	0,56	0,28	0,28	0,14	0,42	0,21	0,55
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,66	0,26	0,36	0,55	0,35	0,72
K <sub>2</sub> O	8,24	8,57	8,28	7,64	7,27	7,76	9,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,08	0,07	0,07	He опр.	He опр.	0,29
SO <sub>3</sub>	0,24	0,21	0,20	0,25	» »	» »	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,72	0,59	0,53	0,92	» »	» »	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	» »	» »	He опр.
П. п. п.	3,04	3,38	3,38	3,60	3,53	3,84	3,35
F	1,13	0,85	0,93	0,83	0,85	2,10	0,22
Сумма	99,97	100,84	99,97	99,71	100,61	101,15	100,20
$n_g = n_m$	1,651	1,653	1,660	1,658	1,655	1,651	1,647
2V	5,0	3,0	He опр.	5,9	7,8	4,8	7,5
Окраска по Ng	Зел.- кор.	Зел.- бур.	Зел.- кор.	Темн.- бур.	Кор.	Зел.- кор.	Зел.- бур.

Формульные коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода

K	0,80	0,84	0,81	0,75	0,71	0,76	0,87
Na	0,05	0,10	0,04	0,05	0,08	0,05	0,10
Ca	0,05	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04
Σx	0,90	0,96	0,87	0,81	0,82	0,83	1,01
Mg	1,14	1,03	1,13	0,75	0,90	0,85	1,23
Fe <sup>2+</sup>	0,93	1,07	1,03	1,07	1,19	0,99	0,81
Mn	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,30	0,26	0,30	0,43	0,30	0,39	0,39
Al <sub>VI</sub>	0,25	0,26	0,19	0,28	0,20	0,29	0,12
Ti <sub>VI</sub>	0,12	0,11	0,13	0,14	0,17	0,15	0,12
Σy	2,76	2,72	2,81	2,69	2,78	2,69	2,71
Al <sub>IV</sub>	1,23	1,23	1,23	1,18	1,27	1,20	1,26
Si	2,77	2,77	2,77	2,82	2,73	2,80	2,74
OH <sup>-</sup>	1,53	1,72	1,72	1,80	1,79	1,49	1,68
F	0,27	0,20	0,22	0,20	0,20	0,51	0,05
ΣОН, F	1,80	1,94	1,94	2,04	1,99	2,47	1,73

Производные коэффициенты

f	52,4	57,0	54,6	66,8	62,4	62,1	50,2
f <sub>0</sub>	24,4	20,0	22,9	28,7	20,1	28,1	32,3
a <sub>st</sub>	30,5	31,8	30,7	29,5	31,8	30,0	31,5
al	42,4	40,8	39,4	51,3	42,0	50,4	41,5

Примечание: 644 — с. Сушковка; 647 — с. Гродзево; 649 — с. Пиковец; 662 — с. Бузовка; новка, р. Ятрань; 652 — г. Умань; 689 — с. Юрполь; 703 — с. Конезла; 16/56 — с. Старые Бабаны; Аналитики Б. В. Мирская, С. А. Панченко, А. В. Служешко, ИГФМ АН УССР.

граниты	Равномернозернистые граниты							
	719	739	652	689	703	16/56	18/56	702
	35,86	37,81	36,50	34,80	36,79	34,47	34,87	36,10
	2,73	2,17	2,31	2,27	1,92	2,18	1,73	1,79
	15,56	15,46	15,59	15,46	16,58	16,03	16,93	17,56
	5,59	4,39	5,77	7,03	6,87	7,39	7,68	8,46
	18,04	17,78	16,37	19,01	14,07	19,05	17,69	11,90
	0,32	0,40	0,41	0,58	0,28	0,37	0,37	0,32
	8,58	7,66	9,88	6,83	10,57	6,70	6,99	10,39
	0,34	0,32	0,14	0,42	0,56	0,28	0,42	0,56
	0,41	0,58	0,28	0,34	0,74	0,39	0,22	0,42
	8,96	9,04	8,41	8,49	8,42	9,32	9,03	7,60
	0,14	0,17	0,07	0,23	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
	0,06	0,03	0,29	0,09	» »	» »	» »	» »
	0,10	0,36	0,20	0,27	» »	0,12	0,15	» »
	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	» »	He опр.	He опр.	» »
	3,13	3,78	3,26	3,99	2,94	3,55	3,45	4,17
	0,30	0,31	1,27	0,52	0,40	0,45	0,55	He опр.
	100,12	100,26	100,73	100,33	100,14	100,30	100,08	99,27
	1,650	1,647	1,644	1,656	1,654	1,658	1,654	1,643
	7,6	6,8	6,7	He опр.	5,9	5,1	8,5	5,9
	Зел.- кор.	Зел.- кор.	Зел.- бур.	Зел.- бур.	Зел.- бур.	Зел.- кор.	Зел.- бур.	Зел.- бур.

	0,87	0,88	0,82	0,85	0,80	0,92	0,89	0,73
	0,06	0,09	0,04	0,05	0,11	0,06	0,03	0,06
	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04
	0,96	1,00	0,87	0,94	0,95	1,00	0,95	0,83
	0,97	0,87	1,12	0,79	1,17	0,77	0,80	1,16
	1,15	1,13	1,04	1,24	0,87	1,24	1,14	0,74
	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
	0,32	0,25	0,33	0,41	0,38	0,43	0,44	0,48
	0,13	0,27	0,16	0,13	0,18	0,14	0,22	0,25
	0,16	0,12	0,13	0,13	0,11	0,13	0,10	0,10
	2,74	2,67	2,81	2,74	2,73	2,73	2,72	2,75
	1,27	1,12	1,23	1,29	1,27	1,33	1,32	1,30
	2,73	2,88	2,77	2,71	2,73	2,67	2,68	2,70
	1,59	1,92	1,65	1,87	1,46	1,84	1,77	2,00
	0,07	0,07	0,30	0,13	0,09	0,11	0,13	—
	1,66	1,99	1,95	2,20	1,55	1,95	1,90	2,08

	60,5	61,9	55,5	68,0	52,2	68,6	66,7	51,7
	21,8	18,2	24,1	25,0	30,5	25,9	28,1	39,0
	31,8	28,0	30,7	32,3	31,8	33,3	33,0	32,5
	40,0	40,5	39,2	44,4	44,8	46,5	50,5	52,7

665 — с. Косенковка; 673 — с. Городецкое; 692 — с. Бузовка; 719 — с. Краснополька; 739 — с. Ятра-18/56 — там же; 702 — с. Бузовка.

Химический состав (вес. %) и оптические свойства биотитов из росинских гранитов

Компонент, константа	631	641	624	599	602	816	826	827	897
SiO <sub>2</sub>	34,55	33,54	35,60	35,04	34,39	36,78	36,83	35,66	36,71
TiO <sub>2</sub>	3,53	3,38	2,82	2,27	3,20	2,72	2,42	2,85	2,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,86	15,65	15,63	15,72	15,17	16,58	17,23	16,86	17,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,90	5,15	0,19	5,53	5,77	4,04	3,91	5,86	5,06
FeO	20,95	21,45	21,24	19,15	20,88	15,78	15,35	15,21	15,21
MnO	0,22	0,27	0,28	0,42	0,25	0,52	0,48	0,48	0,77
MgO	6,85	7,46	9,97	8,46	7,08	11,13	10,80	10,74	10,30
CaO	0,29	0,35	0,53	0,31	0,35	0,10	0,21	0,14	0,14
Na <sub>2</sub> O	0,64	0,24	0,62	0,11	0,42	0,30	0,20	0,40	0,20
K <sub>2</sub> O	8,48	7,88	9,01	9,05	8,82	9,00	9,10	8,30	8,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,16	0,28	0,08	0,16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO <sub>3</sub>	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07	» »	» »	» »	» »
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	0,20	0,15	0,16	Не опр.	0,12	0,13	0,04	0,38
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	» »	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	3,38	4,35	3,64	3,71	3,39	3,18	3,27	3,77	3,21
F	0,12	0,20	0,27	0,50	0,13	0,23	0,49	0,28	0,72
С у м м а	100,15	100,29	100,29	100,56	100,08	100,48	100,42	100,29	100,51
Плотность	3,51	3,120	3,091	3,108	3,164	3,12	2,94	3,07	3,08
$n_g = n_m$	1,667	1,663	1,653	1,658	1,661	1,654	1,637	Не опр.	1,646
2V	6,7	5,8	8,4	8,7	7,8	Не опр.	Не опр.	» »	Не опр.
Окраска по Ng	Зел.-кор.	Темн.-кор.	Зел.-кор.	Зел.-кор.	Темн.-кор.	Кор.	Зел.-кор.	Кор.	Кор.

## Формульные коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода

K	0,84	0,78	0,88	0,89	0,87	0,84	0,86	0,80	0,78
Na	0,10	0,04	0,09	0,02	0,06	0,04	0,04	0,06	0,02
Ca	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01
$\Sigma x$	0,96	0,85	1,01	0,94	0,96	0,89	0,92	0,87	0,81
Mg	0,79	0,87	1,14	0,97	0,82	1,24	1,20	1,16	1,15
Fe <sup>2+</sup>	1,36	1,40	1,36	1,23	1,36	0,98	0,96	0,95	0,95
Mn	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05
Fe <sup>3+</sup>	0,29	0,30	0,01	0,32	0,34	0,23	0,21	0,33	0,29
Al <sub>VI</sub>	0,11	0,06	0,15	0,13	0,06	0,19	0,25	0,16	0,25
Ti <sub>VI</sub>	0,21	0,20	0,16	0,13	0,19	0,15	0,18	0,16	0,13
$\Sigma y$	2,77	2,85	2,84	2,81	2,79	2,82	2,83	2,79	2,82
Al <sub>IV</sub>	1,33	1,38	1,26	1,30	1,33	1,26	1,26	1,33	1,26
Si	2,67	2,62	2,74	2,70	2,67	2,74	2,74	2,67	2,74
OH <sup>-</sup>	1,72	1,95	1,87	1,88	1,76	1,58	1,62	1,88	1,60
F	0,03	0,05	0,07	0,12	0,03	0,06	0,11	0,07	0,17
$\Sigma OH, F$	1,75	2,00	1,94	2,00	1,79	1,64	1,73	1,95	1,77

## Производные коэффициенты

$f$	67,7	66,5	55,0	62,0	67,6	50,0	50,0	53,0	52,9
$f_o$	17,4	17,8	0,8	20,6	19,9	19,0	18,0	25,8	23,4
$a_{sl}$	33,3	34,5	31,5	32,5	33,3	31,5	31,5	31,3	31,5
$al$	40,0	38,0	34,5	39,2	39,3	37,3	39,3	42,5	41,9

Примечание. 631 — богуславский неяснопорфиобластический гранит, с. Мисайловка, р. Рось; 641 — порфиобластический гранит, с. Хохитва, р. Рось; 624 — порфиобластический гранит, с. Синява, р. Рось; 599 — порфиобластический мигматит-гранит, г. Белая Церковь; 602 — розово-серый равномернозернистый гранит, с. Чмыревка, р. Рось; 816 — богуславский серый равномернозернистый гранит, г. Мироновка; 826 — серый порфиобластический гранит, скв. 2109, гл. 90,5 м, с. Михайловка; 827 — богуславский розовато-серый порфиобластический гранит, с. Мисайловка, скв. 2172, гл. 73,4 м; 897 — средне-, крупнозернистый порфиобластический гранит, скв. 2081, гл. 42,2 м, с. Острая Могила.  
Аналитик А. А. Стеценко, ИГФМ АН УССР.

каждый слой характеризуется определенным парциальным давлением кислорода, которое при изменении степени метаморфизма сохраняется постоянным. Более того, парциальное давление кислорода, а соответственно и минеральные ассоциации сохраняются и при метасоматическом преобразовании метаморфических пород.

Таблица 45

Химический состав (вес. %) и оптические свойства биотита из антоновских гранитов

Компонент. константа	684	190	Компонент. константа		
			684	190	
SiO <sub>2</sub>	33,76	35,70	Формульные коэффициенты в пересчете на 11 атомов кислорода		
TiO <sub>2</sub>	2,49	2,15			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,63	23,76	K	0,81	0,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,38	1,78	Na	0,04	0,08
FeO	21,96	20,61	Ca	0,07	0,02
MnO	0,21	0,39	Σx	0,92	0,94
MgO	6,23	4,57	Mg	0,73	0,50
CaO	0,79	0,20	Fe <sup>2+</sup>	1,43	1,27
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,56	Mn	0,01	0,02
K <sub>2</sub> O	8,10	8,92	Fe <sup>3+</sup>	0,32	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	0,05	Al <sub>VI</sub>	0,18	0,69
SO <sub>3</sub>	0,06	He опр.	Ti	0,15	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,60	Σy	2,82	2,70
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,91	1,08	Si	2,64	2,63
F	0,08	He опр.	Al <sub>IV</sub>	1,36	1,37
С у м а	100,05	100,36	ОН	1,98	0,53
Плотность	3,156	He опр.	F	0,02	—
ρ <sub>g</sub>	1,662	1,657	ΣОН, F	2,06	0,53
Окраска по Ng	Темн.-кор.	Темн.-кор.	Производные коэффициенты		
			f	72,0	72,1
			f <sub>0</sub>	18,1	7,2
			a <sub>st</sub>	34,0	34,2
			al	42,8	60,0

Примечание: 684 — серый среднезернистый гранит, с. Антоновка; 190 — пегматит, с. Антоновка (Юрк. 1953).

Выравнивание парциального давления кислорода, по-видимому, возможно лишь при интенсивном магмообразовании или обильной миграции флюидов. Эти выводы Уанса и Югстера подтверждаются работами Э. У. Пейкерта (Peikert, 1963), С. Б. Лобач-Жученко и Н. И. Яскевича (1966), В. П. Чекулаева (1969) и других ученых, которые показали, что неоднородность состава гранито-гнейсовых комплексов является результатом различий P<sub>O<sub>2</sub></sub>. Вполне подтверждаются они и на материале уманских гранитов.

По железистости биотита и вмещающего гранита видно, что их равенство, свидетельствующее о вхождении всего железа в биотит, достигается редко (рис. 33). Как правило, железистость гранита на

4—8% и более выше, чем железистость биотита. Следовательно, почти всегда в породе имеется значительный резерв железа, по какой-то причине не связанный в биотите.

Содержание магнетита в уманских гранитах изменяется от 400 до 11 000 г/т, причем количество магнетита от содержания в породах железа не зависит. Это видно и по характеру кривой распределения в гранитах суммарного железа и магния, которая, в отличие от кривой распределения железистости биотита, имеет ясно одновершин-

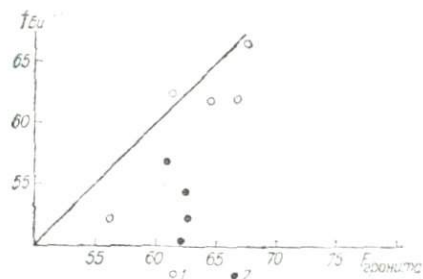


Рис. 33. График зависимости железистости биотита от железистости породы в уманских гранитах.

Содержание магнетита в граните: 1 — менее 4000 г/т; 2 — более 4000 г/т.

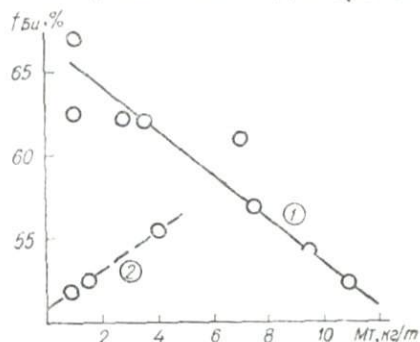


Рис. 34. График зависимости содержания магнетита от железистости биотита в уманских гранитах.

Граниты: 1 — порфиروбластические; 2 — равномернозернистые.

ный характер. Средние величины содержания железа в гранитах, сравнительно обогащенных (свыше 4000 г/т) и бедных (менее 4000 г/т) магнетитом, практически не различаются (соответственно 2,8 и 2,6%).

Расчет баланса железа показывает, что доля железа, связанного в магнетите в зависимости от содержания последнего в граните, изменяется от 2 до 57%. Магнетит является, таким образом, значительным резервом железа, за счет которого может весьма существенно изменяться железистость биотита: содержание магнетита от 500 до 11 000 г/т при среднем содержании биотита в граните 4—5 вес.% может повысить железистость биотита от 1 до 13%. Изменение содержания магнетита в породе на 1000 г/т ведет в среднем к изменению железистости биотита на 1%.

Изменение железистости биотита, сосуществующего с магнетитом, очевидно, должно сопровождаться изменением содержания последнего. На возможность существования обратной связи между железистостью биотита и содержанием в породе магнетита указывал В. В. Ляхович (1965), однако приведенные им данные относятся к гранитам слишком разного состава и генезиса и эту связь, в сущности, не подтверждают.

Наличие обратной связи между содержанием магнетита и железистостью биотита вполне очевидно для уманских порфиروбластических гранитов (рис. 34), однако в равномернозернистых гранитах

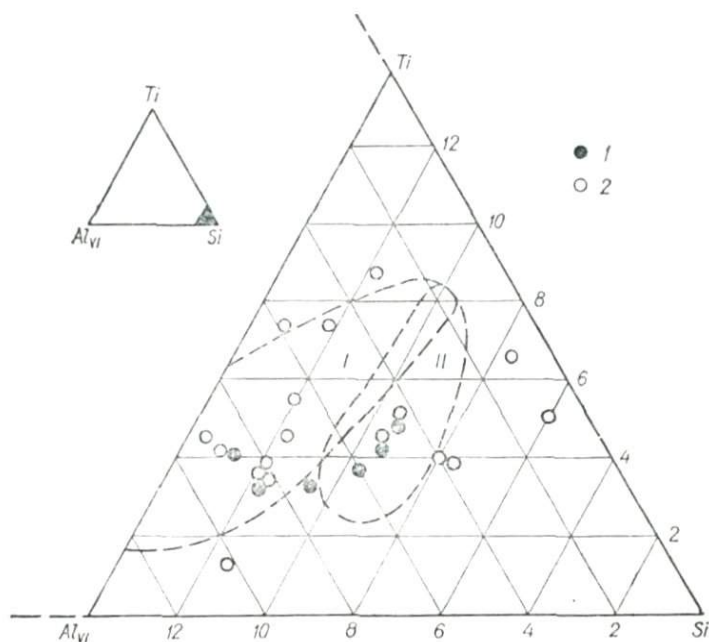


Рис. 35. Состав биотитов из равномернозернистых (1) и порфиро-бластических (2) уманских гранитов.

Поля биотитов: I — из метапелитов; II — из metabазитов.

эта связь прямая. Последнее, возможно, связано с преимущественно магматическим генезисом равномернозернистых гранитов.

Наряду с железистостью, важным показателем состава биотита является глиноземистость:  $al = \frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3}{FeO + MnO + MgO} 100\%$ . Глиноземистость биотитов уманских гранитов вполне типична для пород амфиболитовой фации (Щербаков, 1965) и изменяется в пределах 34—60%. Для глиноземистости, как и для железистости биотита, характерна двухвершинная кривая распределения с максимумами 40—45 и 50—55%.

Глиноземистость биотита в равной мере отражает как состав, так и физические условия образования гранитов. Известно, что в основных породах при прочих равных условиях глиноземистость биотита ниже, чем в метапелитах (Усенко, Щербаков, Заяц, 1972), и в этом отношении она вполне сопоставима с железистостью.

Таким образом, из сравнения железистости, глиноземистости и распределения железа между биотитом и магнетитом видно, что в Уманском массиве есть породы, при образовании которых давление кислорода было разным: для пород с низкожелезистым биотитом —  $10^{-10}$  —  $10^{-13}$  атм (по диаграмме Уанса и Югстера), с высокожелезистым —  $10^{-13}$  —  $10^{-17}$ . Естественно возникает вопрос, чем обусловлено давление кислорода — характером процесса или составом исходных пород.

Выше уже отмечалось, что степень гомогенизации гранита как причина изменения давления кислорода маловероятна. Совершенно одинаковый характер изменения железистости и глиноземистости в биотитах порфиробластических и равномернозернистых гранитов указывает на то, что и в процессе перекристаллизации гранитов (результатом которого является порфиробластез) давление кислорода существенно не меняется. На наш взгляд, различия в режиме кислорода при гранитообразовании логичнее объяснить влиянием состава исходных для гранитов пород.

Изменения состава биотита, происходящие при мигматизации метаморфических пород и последующем их превращении в граниты, настолько невелики (Усенко, Щербаков, Заяц, 1971, 1972), что позволяют надеяться на сохранение даже в биотитах гранитоидов

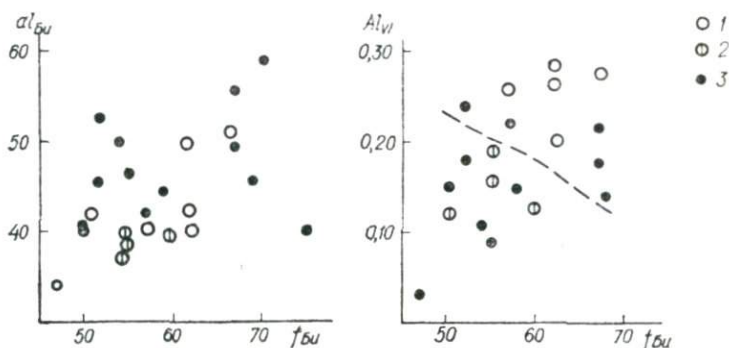


Рис. 36. Графики зависимости  $al$  и  $Al_{VI}$  от железистости биотитов уманских гранитов:

1 — апелитовых; 2 — апобазитовых; 3 — неопределенного состава.

соотношений минералообразующих компонентов, свойственных исходным метаморфическим породам. Следует, таким образом, ожидать унаследованности состава биотитов гранитоидов, своего рода «памяти». Реальность существования такой «памяти» можно показать на примере биотитов уманских гранитов. Для иллюстрации этого наиболее демонстративной из всех возможных комбинаций оказалась диаграмма  $Si - Ti - Al_{VI}$  (рис. 35).

На диаграмме биотиты уманских гранитов размещаются почти во всех полях — от основных пород до умеренно глиноземистых, не выходя, однако, за пределы амфиболитовой фации. Биотиты порфиробластических гранитов попадают преимущественно в поле метапелитов, равномернозернистых — в поле metabазитов.

Биотиты, которые на диаграмме располагаются в поле метапелитов, ассоциируют с акцессорным гранатом, а те, которые располагаются в поле metabазитов, ассоциируют с роговой обманкой или сфеном. Достоверность акцессорных парагенезисов подтверждается и тем, что среди них нет комбинаций минерала метапелитов — граната с минералами metabазитов — роговой обманкой и сфеном.

Совершенно так же на диаграмме  $Si - Ti - Al_{VI}$  разделяются биотиты росинских гранитов. Расположение на диаграмме  $Si - Ti - Al_{VI}$  биотитов Богуславского массива указывает на сравнительно высокотемпературные условия его образования. Биотиты ставищанских гранитов располагаются в поле метапелитов.

Биотиты метапелитов и метабазитов достаточно хорошо разделяются и на других диаграммах, где связаны железистость и глиноземистость, особенно на диаграмме  $f - Al_{VI}$  (рис. 36).

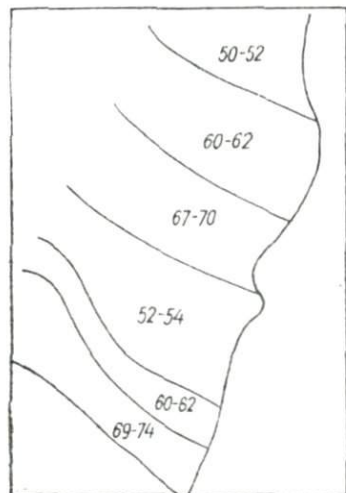


Рис. 37. Распределение железистости биотита в восточной части Уманского массива.

Цифрами показана железистость биотита по данным химических анализов.

Попытки подобной реконструкции, основанные на  $n_g$  биотита, сделаны впервые Э. У. Пейкертом (Peikert, 1963), который назвал линии, соединяющие точки биотитов с одинаковыми  $n_g$  изоплетами, позднее — В. П. Чекулаевым (1969) и др. Плохая обнаженность Уманского массива сильно затрудняет реконструкцию, однако даже небольшой имеющийся материал вполне подтверждает неоднородное, грубополосчатое строение его, причем направление полос совпадает с общим северо-западным простираанием структур в этой части описываемого региона (рис. 37).

**Акцессорные минералы.** Ниже рассмотрены лишь главные акцессорные минералы гранитов, к которым относятся циркон, апатит, магнетит и сфен. Видовой состав акцессориев, несомненно, шире. Так, в пробе серого порфиروبластического гранита из г. Умани В. В. Ляхович (1967) установил целый ряд относительно редких минералов, в том числе рабдофанит, ксенотим, монацит, бастнезит, торит, иттриалит, галенит, сфалерит, молибденит, пирротин, пирит, ильменит, перовскит, касситерит, флюорит, гранат. По набору главных акцессориев в гранитах выделяются апатит-цирконовые, титанит-цирконовые и монацит-цирконовые ассоциации (табл. 46).

Для уманских гранитов наиболее типичен титанит-цирконовый парагенезис акцессориев, для росинских — апатит-цирконовый, причем в последних чаще, чем в первых, встречается монацит-цирконовый парагенезис. В уманских гранитах в акцессорном количестве часто содержатся гранат, пироксены, роговая обманка; в росинских гранитах этих минералов почти нет. Росинские граниты

отличаются от уманских более низкими содержаниями апатита и магнетита (рис. 38). В половине проб росинских гранитов или совсем нет магнетита, или он содержится в ничтожных количествах.

Наиболее высокие содержания циркона приурочены к сфен-содержащим гранитам. Во всех таких гранитах основность плагиоклаза выше № 20. Повышение количества циркона, как правило,

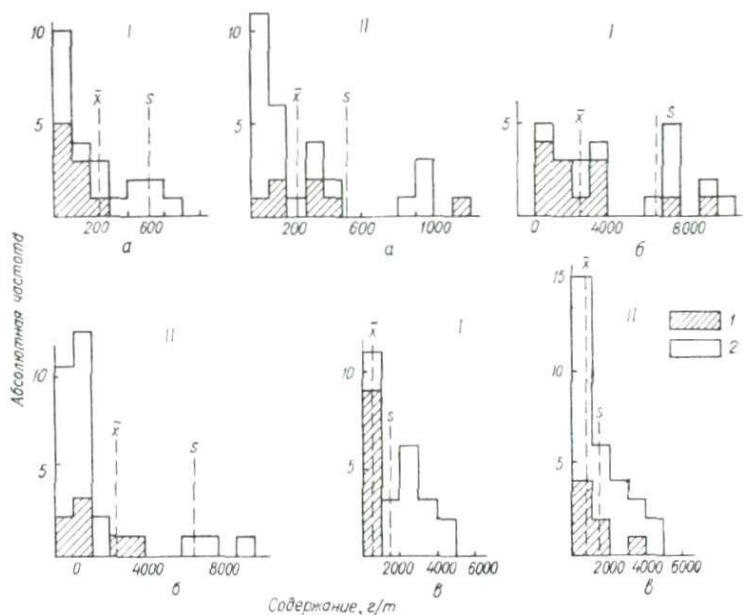


Рис. 38. Содержание циркона (а), магнетита (б) и апатита (в) в уманских (I) и росинских (II) гранитах:

1 — равномернозернистые граниты, 2 — все разновидности гранитов,  $\bar{x}$  и  $s$  — среднее содержание и стандартное отклонение содержания аксессуаров из биотитовых гранитов платформ (Ляхович, 1967).

наблюдается в тех гранитах, где биотит не имеет мусковитовых оторочек. Наиболее высокие содержания магнетита также обычно связаны с высокими содержаниями сфена.

Ясно намечается антагонизм монацита и сфена, монацита и магнетита. В монацитсодержащих гранитах либо магнетита нет, либо его содержание не превышает 400 г/т. Содержания магнетита и апатита (так же, как апатита и монацита) не связаны. Видимой связи нет также между наличием среди аксессуаров роговой обманки и количеством магнетита, между содержанием магнетита и основностью плагиоклаза.

В соответствии с минеральными кларками В. В. Ляховича (1967) для биотитовых платформенных гранитов аномально высокие содержания (выше предела  $\bar{x} + s$ ) характерны для апатита и пирита, значительно меньшие — для магнетита, циркона и монацита.

## Содержание главных аксессуарных минералов в гранитах, г/т

Номер пробы	Гранит	Циркон	Апатит	Сфен	Магнетит	Пирит	Монацит	Ильменит	Ортит	Другие минералы
Уманский комплекс										
642	Равномернозернистый	530	400	Нет	9600	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
651	»	15	700	7	4000	»	»	»	»	Рог
652	»	25	500	1250	4000	50	»	»	»	Рог
675	»	25	2250	2100	1100	Нет	»	»	»	Нет
702	»	190	450	Нет	1100	»	»	»	»	Рог
703	»	180	550	4	1600	100	120	»	»	Рог
Среднее		98	810	560	3600	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—
644	Порфиروбластический	530	2650	2200	11 000	200	Нет	Нет	Нет	Гр
646	»	360	4500	1100	3000	Нет	»	»	Сл.	Нет
647	»	600	3700	3800	7600	30	»	»	Нет	Эп, Ру, Грф
649	»	720	4500	1700	9600	2600	»	»	»	Рог, Эл
662	»	30	1850	10	960	Нет	»	»	»	Нет
664	»	75	2850	420	460	5	1	»	»	»
665	»	15	1400	Нет	580	2	30	»	»	Гр, Эл
667	»	450	2700	770	6600	330	4	»	»	Эп, Гр, Грф
673	»	120	550	3	2800	36	Нет	»	»	Грф
676	»	6	350	Нет	90	Нет	»	»	»	Эп
678	»	210	3400	420	7200	»	»	»	»	Эп
704	»	10	550	700	7400	3	»	»	»	Нет
719	»	250	2000	3500	7000	75	»	»	»	Эп
739	»	430	3250	1700	3200	50	»	»	»	Нет
Среднее		270	2450	1230	4800	70	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—
659	Аплитоидный	230	50	4	2400	2	Нет	Нет	Нет	Гр
705	»	15	250	Нет	7200	30	1	»	»	Грф
783	»	10	30	3000	3400	50	Нет	»	»	Нет
Среднее		85	110	Не опр.	4300	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—

Росинский комплекс										
599	Равномернозернистый	140	385	Нет	3750	8	Нет	Нет	Нет	Эп
602	»	372	1250	»	2150	20	»	1280	»	Нет
820	»	190	340	Нет	550	12	»	Нет	»	Эп
826	»	400	1150	»	50	400	»	»	»	Эп
836	»	1150	150	»	950	170	»	»	Нет	Гр
857	»	65	165	»	Нет	15	»	»	»	Нет
880	»	420	3750	»	»	Нет	260	»	»	Нет
Среднее		386	1003	»	1070	89	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—
618	Порфиروбластический	940	3975	965	Нет	100	Нет	Нет	Нет	»
624	»	300	2000	10	23 200	160	»	1520	»	Эп
631	»	145	1950	Нет	390	18	25	1150	17	Грф
635	»	336	2550	»	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
641	»	110	2820	»	40	»	20	»	»	»
823	»	18	720	»	30	25	Нет	»	»	»
827	»	144	900	»	1900	15	»	»	»	Гр, Эл
830	»	80	500	»	3100	80	»	920	»	Гр
Среднее		256	1930	Не опр.	3570	50	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—
Ставищанский комплекс										
880	Равномернозернистый	80	750	Нет	500	Нет	65	Нет	Нет	Не опр.
847	»	Сл.	Сл.	»	310	»	Нет	»	»	»
857	»	14	35	»	2	8	»	»	»	»
839	»	20	65	»	200	8	12	»	»	»
Синюхинский комплекс										
1594	Гранатовый	60	1	Нет	Нет	Нет	Есть	Нет	Нет	Гр
1669	»	Не опр.	Не опр.	»	»	»	»	»	»	Гр
1671	Равномернозернистый	75	Нет	»	»	»	Нет	»	»	Гр
1692	»	2	1	»	»	»	Есть	»	»	Гр
1730	Аплитоидный	Нет	Нет	»	4500	3100	Нет	»	»	Гр
1758	Гранатовый	35	»	»	Нет	500	Есть	»	»	Гр, Турм

Средние содержания наиболее распространенных аксессуарных минералов — циркона, апатита, магнетита и пирита (если они вообще сопоставимы) — несколько выше минеральных кларков биотитовых гранитов платформ. Уманские порфиробластические граниты отличаются более высокими содержаниями аксессуарных по сравнению с равномернозернистыми и аплитовидными гранитами. В росинских порфиробластических гранитах также выше содержания апатита и магнетита. Ниже приведены средние содержания некоторых аксессуарных минералов отдельно для апопелитовых и апобазитовых гранитов росинского комплекса (g/m):

	циркон	apatит	магнетит	пирит
апопелитовые	164	1450	710	36
апобазитовые	386	1580	5930	69

Из сравнения видно, что апобазитовые граниты содержат примерно в два раза больше циркона и пирита и в восемь раз больше магнетита. Монацит встречается только в апопелитовых, а сфен — только в апобазитовых гранитах. Богуславские граниты отличаются также низким содержанием магнетита и высоким — апатита.

Для типичных ставищанских и синюхинских гранитов характерна монацит-цирконовая ассоциация аксессуарных минералов и низкие их содержания. Совершенно нет сфена, ортита и роговой обманки. В синюхинских гранитах, кроме того, нет апатита, магнетита и ильменита, но появляются турмалин и андалузит.

Циркон уманских и росинских гранитов обладает рядом морфогенетических признаков, вполне типичных для циркона всех непемещенных раннедокембрийских гранитоидов амфиболитовой фации.

Главной особенностью циркона порфиробластических гранитов является ядерное зональное строение, которое выражается в обрастании зерен раннего циркона веществом более молодого циркона (рис. 39). Зерна раннего циркона без оболочки в порфиробластических гранитах встречаются крайне редко; значительно чаще встречаются кристаллы молодого циркона без ядер древнего. Зерна раннего циркона под биноклем совершенно прозрачные, бесцветные или розовые, с сиреневым внутренним рефлексом, реже пурпурные. В иммерсионном препарате они имеют высокое двупреломление (0,060—0,065) с чистыми радужными цветами интерференции; содержат многочисленные включения минералов, пузырьков газа и жидкости. Для раннего циркона очень характерны толстые кривые трещины.

Поздние цирконы под биноклем полупрозрачные, редко прозрачные, бурые, красновато-бурые, темно-желтые и желтые; почти никогда не содержат включений. Они имеют, как правило, пониженное двупреломление (около 0,025), тусклую интерференционную окраску. Трещины в кристаллах позднего циркона всегда тонкие и прямые. В отличие от раннего циркона, в позднем наблю-

дается четкая зональность роста, которая выражается в концентрическом чередовании узких зон с разным двупреломлением и нередко с разным погасанием. Кристаллы раннего циркона имеют хорошую огранку, но если они заключены в виде ядер в позднем цирконе, то всегда почти окатаны и даже обломаны. Среди позднего циркона окатанных зерен не встречено.

При регенерации зерен древнего циркона веществом молодого циркона зоны роста последнего повторяют контуры зерен первого, однако форма кристаллов древнего циркона обычно усложняется.

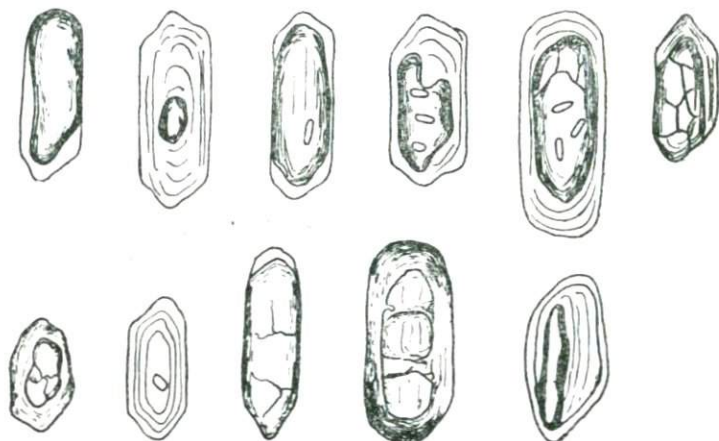


Рис. 39. Регенерированные кристаллы циркона уманских гранитов.

Например, пирамида  $\{111\}$  дополняется пирамидой  $\{311\}$ . В обломанных зернах раннего циркона грани восстанавливаются веществом позднего циркона.

Крайне редко встречается более сложная тройная зональность. В таких случаях первое ядро представлено окатанным зерном темного, переполненного включениями циркона. Оболочка сложена также ранним цирконом, но с небольшим количеством включений. Внешняя зона сложена поздним цирконом обычного облика. Не исключена возможность еще более сложной зональности.

Ранний циркон, по-видимому, также имеет две генерации. Окатанный циркон, заключенный в виде ядер в молодом цирконе, является терригенным. Такой же циркон, но с хорошей огранкой кристаллов, выступающий в виде самостоятельных зерен, возникает в процессе гранитообразования. Обилие включений в обеих разновидностях раннего циркона может рассматриваться как признак магматического происхождения. Лишенный включений яоздный циркон кристаллизовался в более благоприятных условиях.

Зональность циркона — характерная особенность мигматитов и многих раннедокембрийских гранитов. Наличие двух генетических групп циркона — хорошее доказательство образования гранитов

за счет первичноосадочных пород. Ранний циркон значительно чаще встречается (а иногда является единственным) в серых равномернозернистых гранитах уманского и росинского комплексов и преобладает в ставищанских гранитах. Содержание циркона обеих генераций в таких гранитах ниже, чем в порфиробластических.

Изучение свыше 1000 кристаллов циркона из различных разновидностей уманских гранитов, сопровождавшееся зарисовками и определением граней кристаллов, привело нас к выводу о возмож-

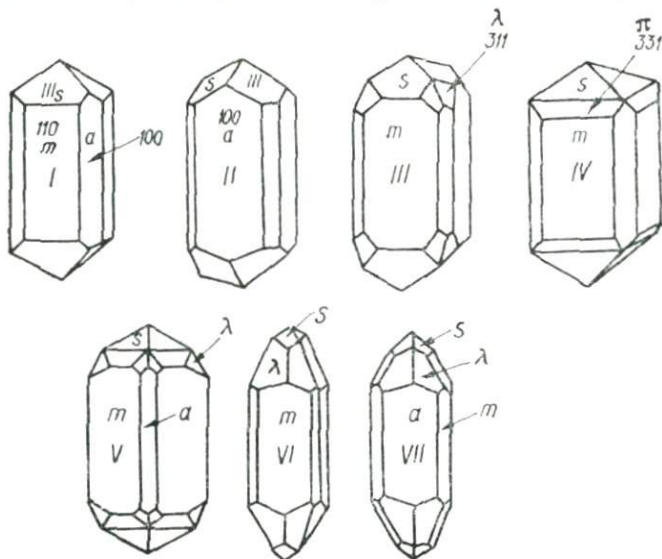


Рис. 40. Главные типы кристаллографических форм циркона.

ности классификации всего кажущегося разнообразия форм циркона путем сведения их к немногим главным кристаллографическим формам (Щербаков, 1968). Применение классификации (рис. 40) дает возможность количественно оценить распространенность разных форм циркона и получить, таким образом, еще один важный признак гранитов.

Кристаллы циркона всех гранитов почти всегда имеют хорошую огранку; окатанные зерна представляют большую редкость. Возможно, эти последние являются ядрами, выдробленными при обработке.

Во всех изученных пробах, в том числе в гнейсах, мигматитах и гранитах, кристаллы цирконов представляют собой комбинации призмы первого рода (цирконовый тип, по И. И. Шафрановскому) и призмы второго рода (гиацинтовый тип). Причем одна из призм всегда резко преобладает. В равной мере редки случаи как отсутствия одной из призм, так и одинакового развития обеих призм (на 1000 изученных кристаллов установлено всего четыре таких случая).

Соотношения главных кристаллографических форм цирконов в уманских гранитах довольно разнообразны, однако в большинстве проб преобладают кристаллы цирконового типа (рис. 41). Гиацинтовые формы в среднем чаще встречаются в равномернозернистых гранитах, несколько реже — в порфиробластических и совсем редко — в аплитовидных гранитах. Из гиацинтовых форм чаще встречаются кристаллы формы II; в аплитовидных гранитах преобладают сложные формы VII. Установлено, что чаще всего гиацинтовые формы наблюдаются в наиболее гомогенных массивных порфиробластических гранитах, таких как граниты сел Старых Бабанов, Ятрановки и др., в которых количество гиацинтовых кристаллов формы II достигает 65%. Можно допустить, таким образом, что частота встречи гиацинтовых форм в какой-то мере отражает гомогенность гранита. Из всех форм чаще всего наблюдается комбинация призм  $\{110\}$  с угнетенной призмой  $\{100\}$  и дипирамидами  $\{111\}$  и  $\{311\}$  (форма III). Эта форма наиболее типична для равномернозернистых гранитов, менее — для порфиробластических и еще меньше — для аплитовидных гранитов. Особенностью циркона уманских гранитов является очень слабое развитие простой формы I. Эта форма характерна для молодых платформенных гранитов — рапакви, щелочных и др. Аплитовидные граниты Уманского массива отличаются большим развитием сложной копьевидной формы VI. В целом для уманских гранитов характерно преобладание среди цирконовых — сложных, а среди гиацинтовых — простых форм. Общий габитус циркона уманских гранитов — укороченно-призматический, по И. Д. Царовскому (1956). Кристаллы с удлинением порядка 3—5 и 1,2—1,4 составляют менее 1,5% всех кристаллов. Длина и удлинение кристаллов циркона уманских равномернозернистых, порфиробластических и аплитовидных гранитов различаются незначительно (рис. 42).

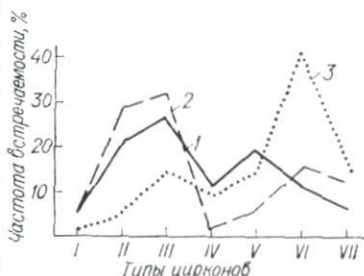


Рис. 41. Распределение главных форм циркона в порфиробластических (1), равномернозернистых (2) и аплитовидных (3) уманских гранитах.

Распределение кристаллографических форм среди цирконов росинских гранитов несколько отличается от уманских. Для 600 кристаллов из этих гранитов удалось оценить распространенность форм среди ранних и поздних цирконов отдельно. Оказалось, что среди ранних цирконов явно преобладают сложные копьевидные формы VI. Для молодых цирконов наиболее характерна простая гиацинтовая форма II. Чаще всего эта форма встречается в массивных богуславских мелкопорфиробластических гранитах (частота встречи 49%). Таким образом, подтверждается общее направление эволюции форм кристаллов циркона от более сложных к простым. Для росинских гранитов типична также редкая встречаемость

простой формы I, которая характерна для платформенных гранитов. Среди цирконов из порфиробластических гранитов апелитового состава в равной мере широко распространены формы II и VI, которые в сумме составляют более 65% всех форм. Для цирконов из апобазитовых гранитов почти не характерны кристаллы простой формы II; в них одинаково часто встречаются цирконы III, IV, V и VI.

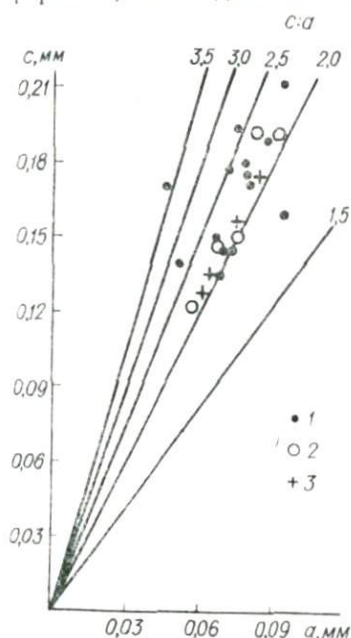


Рис. 42. Размеры кристаллов циркона уманских гранитов.

Граниты: 1 — порфиробластические; 2 — равномернозернистые; 3 — апелитовые.

различаются. Существенны различия по удлинению у цирконов из апелитовых и апобазитовых гранитов: во вторых оно не превышает 2,4 (среднее 2,28), тогда как в первых — почти всегда выше 2,4 (среднее 2,68).

В ставищанских гранитах резко преобладают копьевидные цирконы формы VI, т. е. такие же, как в равномернозернистых росинских гранитах. В антоновских гранитах преобладает форма II (как в равномернозернистых уманских гранитах). В синюхинских гранитах распространены гиацинтовые формы II и VII. Циркон ставищанских гранитов отличается крупными размерами (0,18—0,56 мм) и сравнительно высоким удлинением (1,9—2,5). У цирконов антоновских гранитов  $c:a = 2,7$  и  $c = 0,156$  мм. В цирконах синюхинских гранитов  $c:a = 1,7 \div 3,2$ ;  $c = 0,15 - 0,19$  мм.

Гафний-циркониевое отношение в цирконах изучено И. Д. Царовским (1954, 1968). Он отметил большие колебания значений этого

Только в апобазитовых гранитах наблюдается самая простая форма I.

Таким образом, широкое распространение простой гиацинтовой формы II является особенностью позднего циркона апелитовых порфиробластических гранитов.

По длине кристаллы циркона порфиробластических и равномернозернистых росинских гранитов различаются мало. Цирконы ранней генерации в среднем несколько длиннее (0,169 мм), чем поздней (0,157 мм). Совершенно не различаются по длине кристаллы циркона из апобазитовых и апелитовых гранитов.

Циркон росинских гранитов существенно отличается от уманских большим удлинением. Среднее отношение  $c:a$  (длины к ширине) для росинских гранитов составляет 2,6, т. е., по классификации И. Д. Царовского (1956), они относятся к типу призматических кристаллов. Цирконы из порфиробластических и равномернозернистых гранитов, а также ранние и поздние по удлинению не различаются.

отношения и предположил, что оно в большой степени унаследовано от циркона исходных пород. Значение  $K_{\text{HfO}_2}$  циркона уманских гранитов, по нашим данным, изменяется от 0,36 до 1,82.

Апатит в гранитах бесцветный, прозрачный,  $n_o = 1,637 - 1,638$ , иногда до 1,640. Зональные кристаллы встречаются редко, причем показатель преломления апатита в ядрах очень низкий (1,633). Плеохроичные ядра и трубчатые включения характерны для апатита более высокотемпературных синюхинских гранитов.

Монацит в уманских гранитах установлен всего в пяти пробах при просмотре фракций под ртутной лампой осветителя ОИ-18. Монацит светится ярким изумрудно-зеленым светом. Содержания его в уманских гранитах измеряются в основном единицами граммов на тонну. Охристыми вторичными минералами монацит окрашен в красно-бурый и желтовато-бурый цвета, характерные для обогащенного торием монацита житомирских гранитов (Щербак, 1961). Монацит не зональный. В росинских, ставицанских и синюхинских гранитах он прозрачный, бесцветный или зеленоватый, часто заключен в рубашку черного или бурого вторичного минерала, под ртутной лампой не светится.

Магнетит в гранитах представлен несколькими генерациями. Наиболее ранний образует редкие идиоморфные кристаллы среди салических минералов; вокруг такого магнетита иногда встречаются биотитовые оторочки. Поздний сингенетичный в виде неправильных зерен магнетит приурочен к биотиту. Наконец, пылеватый тонкозернистый магнетит образуется при мусковитизации и эпидиотизации биотита.

Главным фактором, контролирующим содержание магнетита в гранитах, является состав гранитизированных пород. На примере порфиробластических гранитов можно видеть достаточно ясную тенденцию к увеличению содержания магнетита именно в тех пробах, петроминералогические особенности которых позволяют относить их к апобазитовым гранитам. В апелитовых гранитах содержания магнетита обычно не превышают 1000 г/м, хотя встречаются и аномально высокие (пробы № 644, 647).

Содержание  $\text{TiO}_2$  в магнетитах вполне типично для автохтонных гранитов. По серии из 32 анализов в среднем оно составляет 0,44%, в том числе в магнетите из порфиробластических гранитов — 0,45, из равномернозернистых — 0,42%. Содержание  $\text{MgO}$  находится в пределах 0,35 — 0,71% (среднее 0,54%). Количество  $\text{TiO}_2$  в магнетите явно не зависит от количества  $\text{TiO}_2$  в биотите, а также от содержания в граните сфена. Существует обратная связь между содержанием  $\text{TiO}_2$  в магнетите и глиноземистостью биотита (Щербаков, 1964).

Содержания малых элементов в магнетите из гранитов значительно ниже, чем в магнетите близких по составу метаморфических пород. Так, средние содержания Ni (38 г/м), Cr (210 г/м), V (240 г/м) и Zr (56 г/м) в магнетите из гранитов в три — пять раз ниже

чем в магнетитах из метаморфитов (биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов), а  $\text{Cu}$  (16 г/т) — ниже на два порядка.

Антоновские граниты характеризуются четкой специализацией на молибден. По данным В. А. Великанова (Щербаков, Великанов, 1973), вероятно несколько завышенным, среднее содержание  $\text{Mo}$  в антоновских гранитах составляет 57 г/т, в пегматите — 61 г/т. С антоновскими гранитами связано Букское молибденовое рудопроявление. Вкрапленность крупночешуйчатого молибденита приурочена, главным образом, к жиле светло-розового микроклинового пегматита, пересекающего серый антоновский гранит в карьере на правом берегу Горного Тикича (с. Буки). Акцессорный молибденит обнаружен также в пробах антоновских гранитов.

### Химический состав гранитоидов

Для всех гранитоидов амфиболовой фации — от кварцевых диоритов до нормальных гранитов — характерны небольшие колебания содержаний породообразующих окислов. На диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$  (рис. 43) выделяются три четко обособленных поля: гранодиоритов (с кварцевыми диоритами), плагиогранитов и нормальных гранитов. Граница поля гранодиоритов и плагиогранитов служит одновременно границей между богатыми и бедными  $\text{CaO}$  метаморфическими породами. Поле нормальных гранитов является естественным продолжением поля плагиогранитов, а не гранодиоритов.

Как видно из диаграмм (рис. 43 и 44), гранодиориты и плагиограниты имеют сравнительно немного полных или частичных химических аналогов среди метаморфических пород. Гнейсы в среднем отличаются более низким содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и высоким  $\text{TiO}_2$ . В отличие от гнейсов в гранодиоритах роговая обманка может существовать при более низком содержании  $\text{CaO}$  (до 4%) и более высокой кислотности (до 67%). Среди биотит-плагиоклазовых гнейсов только немногие составы полностью отвечают плагиогранитам, отличаясь низким содержанием  $\text{SiO}_2$ , щелочей или слишком высоким содержанием  $\text{CaO}$ .

Биотитовые гнейсы и особенно биотитовые мигматиты достаточно близки к нормальным гранитам и все же от них отличаются, причем каждый конкретный анализ отличается по-своему. Чаще всего это отличие состоит в низком содержании суммы щелочей — в среднем на 2% ниже, чем в гранитах. При достаточном содержании щелочей, сумма которых в гнейсах может достигать 8%, в них обычно мало  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Гнейсы отличаются в среднем низким содержанием  $\text{SiO}_2$  (60—67%). Наконец, наиболее существенное отличие — содержание  $\text{CaO}$  — в большинстве анализов гнейсов почти в два раза выше, чем в нормальных гранитах.

Таким образом, состав метаморфических пород, ассоциирующих с гранитоидами, устойчиво отличается от состава последних, главным образом по содержанию компонентов, определяющих темпера-

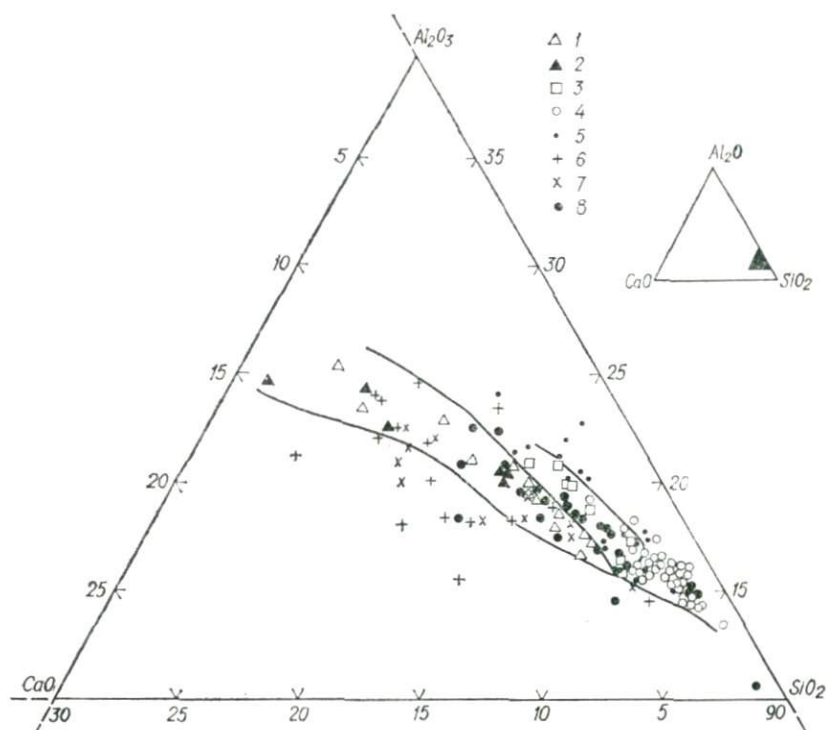


Рис. 43. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$  гранитоидов:

1 — гранодиорит, 2 — диорит, 3 — плаггиогранит, 4 — гранит, 5 — биотитовый гнейс, 6 — амфиболсодержащие породы, 7 — амфиболиты, 8 — чарнокиты.

туру появления расплава минимума —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . Отсутствие четкой зональности в ксенолитах кроме узких зон биотитизации позволяет рассматривать их как резисторы, сохранившиеся благодаря составу, отличному от гранитов.

Показательно расположение составов чарнокитов на диаграмме (см. рис. 43): они приурочены к узкой переходной зоне между полями гранодиоритов и плаггиогранитов и лишь изредка заходят в поле нормальных гранитов. Как видно из диаграммы (см. рис. 44), по щелочности чарнокиты резко отличаются от гранитов: они обеднены щелочами даже по сравнению с гнейсами.

Химические анализы нормальных гранитов приведены в табл. 47, 48, 49. Для них характерно значительное преобладание  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ . Почти все граниты имеют несколько перенасыщенный глиноземом состав, что выражается в присутствии нормативного силиманита (0—2,7%) и гиперстена (2—6%). Субкальциевые и субглиноземистые граниты, диагностированные по составу биотита и набору аксессуаров, петрохимически разделить не удастся. Большая часть гранитов, определенных как субкальциевые, содержит

CaO больше 1,7%, а коэффициент  $c'$  А. Н. Заварицкого у них больше 2.

Средние составы нормальных гранитов (табл. 50) очень близки к среднему докембрийскому граниту Дэли. Индивидуальной особенностью уманских порфиробластических гранитов является очень высокое содержание  $K_2O$  (5,8%), благодаря чему они, вероятно,

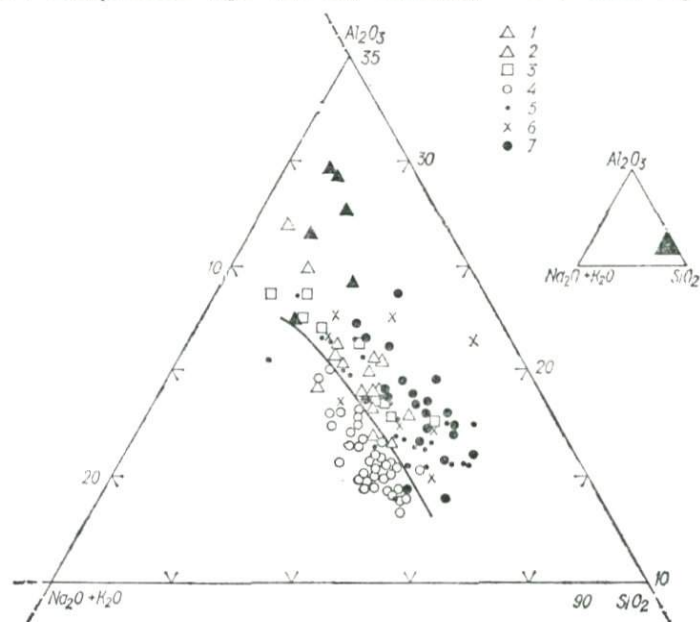


Рис. 44. Диаграмма  $SiO_2 - Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$  гранитоидов. Условные обозначения см. на рис. 43.

не имеют полных петрохимических аналогов на шите. Составы уманских и росинских гранитов довольно близки. Уманские граниты по сравнению с последними имеют несколько более высокую железистость и более низкую глиноземистость. Росинские граниты можно сопоставить с кировоградскими гранитами Ингуло-Ингулецкого водораздела.

Составы порфиробластических и равномернозернистых гранитов уманского комплекса несколько различаются по  $SiO_2$  и довольно существенно — по  $K_2O$ . Более высокое содержание  $K_2O$  — на 1,26% выше, чем в равномернозернистых гранитах, — по-видимому, объясняется широким развитием порфиробластеза в уманских гранитах. Для аплитовидных гранитов уманского комплекса характерна повышенная кислотность, низкая титанистость, низкая кальциевость и повышенная железистость, т. е. все, что составляет особенность жильных лейкократовых гранитов.

К уманским аплитовидным гранитам близки антоновские граниты, но они отличаются еще более низкой кальциевостью. Антоновские

## Химический состав уманских гранитов, вес. %

Компонент, коэффициент	Порфиробластические													Равномернозернистые			
	644	646	647	649	662	664	665	673	692	704	719	739	739а	702	703	703а	703б
SiO <sub>2</sub>	70,55	69,11	69,96	69,00	71,95	70,79	70,46	73,00	72,15	73,00	70,74	71,05	70,13	73,33	72,22	71,10	70,96
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,86	0,37	0,47	0,24	0,35	0,35	0,20	0,24	0,00	0,37	0,36	0,32	0,0	0,17	0,06	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,13	14,31	13,77	14,43	14,24	13,41	13,59	13,66	14,44	13,04	13,23	13,84	13,76	12,86	14,33	13,77	13,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	0,71	0,33	1,56	1,02	0,41	0,45	0,96	1,10	0,09	0,84	1,27	0,63	0,38	0,58	0,42	0,69
FeO	1,66	2,60	3,50	2,16	0,94	2,42	2,51	1,15	0,86	1,99	2,39	1,66	2,39	1,49	1,44	2,38	2,02
MnO	0,07	0,04	0,03	0,09	0,02	0,03	0,03	0,05	0,08	0,01	0,03	0,06	0,04	0,01	0,03	0,03	0,02
MgO	0,90	1,02	0,51	1,23	0,49	0,44	0,55	0,57	0,65	0,78	0,44	0,90	0,95	0,17	0,88	0,65	0,64
CaO	1,71	2,31	1,61	2,05	0,80	1,46	1,30	0,68	1,71	1,56	1,71	1,95	2,06	1,30	1,80	1,91	1,84
Na <sub>2</sub> O	2,96	3,56	3,36	3,08	2,90	3,16	3,16	2,80	5,12	3,14	2,96	3,37	3,21	3,51	3,77	3,66	3,88
K <sub>2</sub> O	5,08	4,23	4,47	4,48	5,68	5,16	5,42	5,80	1,84	4,41	5,03	4,67	4,53	4,76	4,10	4,21	4,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,17	0,12	0,16	0,08	0,13	0,17	0,04	0,11	0,08	0,08	0,28	0,17	0,09	0,17	0,09	0,10
П. п. п.	1,02	0,53	0,98	1,01	1,09	1,01	0,75	0,88	0,99	0,93	1,40	0,59	1,28	1,25	0,38	1,14	1,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,08	0,30	0,12	0,25	0,20	0,21	0,11	0,31	0,18	0,15	0,07	0,14	0,13	0,06	0,17	0,04
Сумма	99,93	99,53	99,31	99,84	99,71	98,97	98,95	99,93	99,60	99,21	99,37	100,11	99,22	99,28	99,97	99,59	99,85

## Коэффициенты А. Н. Заварицкого

<i>a</i>	14,0	14,0	13,9	13,2	14,5	14,4	14,7	14,1	13,4	13,0	13,8	13,9	13,6	14,4	13,9	14,1	14,9
<i>c</i>	2,0	2,6	2,0	2,5	0,9	1,8	1,6	0,8	2,2	1,9	1,9	2,1	2,4	1,3	2,1	2,1	1,8
<i>b</i>	3,4	3,4	3,3	6,3	3,6	3,4	2,7	4,6	4,2	3,6	3,9	4,4	4,4	2,0	3,8	3,7	3,5
<i>s</i>	80,6	80,0	80,8	78,0	81,0	80,4	81,0	80,5	80,2	81,7	80,4	79,6	79,6	82,3	80,1	80,1	79,8
<i>f'</i>	75,5	49,0	54,2	53,8	46,3	78,0	55,0	40,0	41,3	55,0	77,0	61,0	64,0	87,0	50,0	71,0	69,2
<i>m'</i>	45,0	51,0	25,0	32,3	22,3	22,0	35,0	20,0	25,4	36,0	19,0	33,0	35,9	12,9	39,3	29,1	30,8
<i>c'</i>	—	6,1	—	—	—	0,56	—	—	—	—	3,3	6,0	3,1	12,9	—	5,4	13,4
<i>a'</i>	24,5	—	20,8	12,9	31,5	—	10,0	40,0	31,8	—	—	—	—	—	10,7	—	—
<i>n</i>	47,0	55,9	52,5	51,0	43,5	48,0	47,3	42,0	81,2	52,0	47,0	52,0	52,0	52,3	58,0	57,8	57,2
<i>Q</i>	31,2	29,4	31,8	27,1	32,1	30,3	31,0	32,0	31,4	35,0	31,3	29,0	29,6	34,5	30,4	29,9	28,0
<i>F</i>	64,5	64,0	68,5	66,6	67,5	78,0	61,2	66,6	62,8	60,0	80,0	64,5	64,0	87,1	56,0	70,9	65,8

Примечание. Кроме того установлены: в обр. 739 — S (0,04%); в обр. 703 — S (0,04%).  
Привязка образцов приведена в табл. 43.

## Химический состав росинских гранитов, вес. %

Компонент, коэффициент	602	631	635	599	641	319/838	885	9933	7491	827	830
SiO <sub>2</sub>	72,03	72,57	67,24	73,50	71,65	65,43	70,12	72,18	66,71	70,45	73,26
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,19	0,35	0,24	0,27	0,88	0,55	0,14	0,73	0,64	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,53	14,20	15,21	13,22	13,89	16,39	14,38	15,20	15,19	14,36	13,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	0,46	0,91	0,90	0,90	He опр.	0,89	1,46	0,82	0,55	0,40
FeO	1,73	1,37	2,42	1,44	1,51	3,76	2,17	0,81	3,95	2,05	2,02
MnO	0,06	0,03	0,03	0,07	0,02	0,05	0,05	0,03	0,06	0,02	0,02
MgO	0,74	0,72	0,92	0,57	0,74	1,77	0,47	0,42	1,46	0,77	0,34
CaO	1,25	1,87	2,91	1,25	1,25	2,82	2,03	1,93	2,45	1,43	1,07
Na <sub>2</sub> O	3,09	3,44	3,71	3,08	3,20	2,56	3,03	4,47	4,08	3,12	3,96
K <sub>2</sub> O	5,40	4,55	4,41	4,60	5,08	4,61	5,41	3,19	3,19	5,15	4,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,23	0,21	0,03	0,11	0,41	0,32	He опр.	0,53	He опр.	He опр.
SO <sub>3</sub>	He опр.	0,01	He опр.	Сл.	Сл.	0,19	He опр.	» »	0,03	» »	» »
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	0,03	0,11	0,15	0,17	0,10	» »	» »	He опр.	0,23	0,16
П. п. п.	0,63	0,47	1,28	0,82	0,93	0,89	0,30	0,18	0,88	0,72	0,55
S	0,08	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
С у м м а	100,10	100,07	99,71	99,87	99,72	99,85	99,72	100,04	100,08	99,49	99,56

## Коэффициенты А. Н. Заварицкого

<i>a</i>	14,3	13,6	14,7	12,9	14,2	12,2	14,2	14,0	13,5	14,0	14,6
<i>c</i>	1,5	2,3	2,9	1,5	1,5	3,4	2,4	2,3	3,0	1,7	1,3
<i>b</i>	3,7	3,1	4,7	4,3	4,5	9,4	3,7	3,8	7,5	5,2	2,9
<i>s</i>	80,5	81,0	77,7	81,3	79,8	75,0	79,7	79,9	76,0	79,1	81,2
<i>f</i>	60,7	54,3	66,2	49,3	49,4	37,4	79,6	51,0	59,0	47,5	79,2
<i>m'</i>	30,4	37,0	33,8	21,6	26,9	31,6	20,4	17,4	32,7	21,4	18,6
<i>c'</i>	—	—	14,7	—	—	—	—	—	—	—	2,3
<i>a'</i>	7,1	8,7	—	27,7	23,9	30,2	—	31,6	9,1	28,2	—
<i>n</i>	46,7	53,4	56,0	50,0	49,0	45,5	15,7	68,0	66,0	47,6	58,2
<i>Q</i>	30,9	33,3	23,1	35,3	29,7	22,2	28,6	29,5	22,0	28,5	51,9
<i>Ф</i>	17,6	13,0	17,6	18,5	17,9	—	22,2	31,6	9,1	10,3	14,0
<i>F</i>	67,4	60,5	66,2	70,2	64,7	57,0	79,6	74,5	64,7	66,0	79,5

Примечание: 635 — богуславский гранит, катаклазированный, р. Рось, с. Тептиевка; 319/838 — розово-серый порфиروбластический гранит, р. Рось, с. Остров (анализ В. И. Шуныко); 885 — порфиробластический гранит, скв. 885, гл. 100,0 м (анализ В. И. Шуныко); 9933 — порфиробластический гранит, скв. 9933, гл. 74,0 м; 7491 — порфиробластический гранит, скв. 7491 (анализ В. И. Шуныко); 830 — гранит розовый, порфиробластический, скв. 2124, гл. 75,0 м. Привязка прочих образцов приведена в табл. 42,44.

граниты обычно сравнивают с житомирскими и мокромосковскими. Из сравнения составов (табл. 50) видно, что антоновские граниты имеют более аплитовый характер, который выражается в высоких железистости и щелочности и низкой кальциевости. Почти полным петрохимическим аналогом антоновских гранитов являются анадольские граниты Приазовья.

Таблица 49

Химический состав антоновских гранитов, вес. %

Компонент, коэффициент	684	684б	58	60	59
SiO <sub>2</sub>	73,00	71,59	72,62	73,53	75,18
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,26	0,28	—	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,00	14,31	15,14	14,25	13,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,08	0,57	1,66	0,76
FeO	1,72	3,31	1,86	0,50	0,71
MnO	Сл.	0,06	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	0,77	0,51	0,79	0,14	0,55
CaO	1,29	1,11	0,79	1,08	0,79
Na <sub>2</sub> O	3,34	3,27	2,55	3,96	2,77
K <sub>2</sub> O	5,44	5,34	4,37	4,84	5,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	Не опр.	0,17	Не опр.	0,04
SO <sub>3</sub>	Не опр.	0,37	Сл.	» »	0,10
S	0,05	Не опр.	Не опр.	» »	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,03	0,15	0,14	» »	0,18
П. п. п.	0,50	Не опр.	3,34	0,57	0,12
F	Не опр.	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.
С у м м а	100,34	100,38	99,62	100,38	100,15
F	64,4	80,3	62,9	87,9	59,0

Коэффициенты А. Н. Заварицкого

<i>a</i>	14,7	14,4	11,3	15,2	13,3
<i>c</i>	1,0	1,3	0,9	1,2	0,9
<i>b</i>	4,1	5,4	9,4	2,9	4,1
<i>s</i>	80,2	78,8	78,3	80,7	81,6
<i>f'</i>	58	58	22	64	31
<i>m'</i>	31	15	13	8	22
<i>c'</i>	12	—	—	—	—
<i>a'</i>	—	—	68	23	52
<i>n</i>	48,3	48,2	47,0	55,4	43,6
<i>Q</i>	29,9	27,5	33,1	29,8	35,7

Примечание: 684 — серый среднезернистый гранит, с. Антоновка; 58 — гранит серый, карьер с. Буки (Юрк, 1953); 60 — гранит серый (Червинский, 1930); 59 — гранит розовый аплитовидный, с. Антоновка (Юрк, 1953).

Характер вариационных диаграмм для всех гранитов одинаковый: с увеличением количества SiO<sub>2</sub> уменьшается содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub> и несколько возрастает — K<sub>2</sub>O. Количество Na<sub>2</sub>O остается неизменным.

И. Д. Царовский (1963) при изучении уманских гранитов применил метод изовариационных диаграмм. Все составы распределились по одной гиперболе, что, по его мнению, характеризует уманские граниты как равновесную систему.

На диаграмме  $Q - Ab - Or$  составы подавляющего большинства анализируемых нормальных гранитов близки к эвтектоидному. Фигуративные точки гранитов располагаются в узком поле вблизи изобарических минимумов 500 — 3000 бар  $P_{H_2O}$ , указы

Таблица 50

Средний химический состав (вес. %) нормальных гранитов и их петрохимические аналоги

Гранит	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F
Уманский порфиро- бластический	70,60	0,24	13,70	0,87	1,88	0,03	0,63	1,75	3,30	5,84	0,13	65,5
Уманский равномерно- зернистый	71,62	0,27	13,84	0,72	1,92	0,03	0,67	1,75	3,37	4,58	0,12	68,0
Уманский аплитовид- ный	73,20	0,11	13,60	0,72	1,10	—	0,36	1,27	3,84	5,16	0,10	72,0
Антоновский	73,03	0,17	14,02	0,80	1,62	Сл.	0,55	1,01	3,18	5,18	0,05	71,0
Росивский	71,29	0,31	14,10	0,78	1,67	0,04	0,87	1,62	3,53	4,66	0,14	61,1
Мокромосковский *	74,05	0,11	13,98	0,46	1,16	0,03	0,52	1,43	3,55	3,42	0,01	65,0
Житомирский **	70,17	0,30	15,03	0,96	1,84	0,05	0,77	1,73	3,36	4,61	0,15	65,0
Анадольский ***	72,2	0,12	14,1	0,65	0,7	0,03	0,21	1,1	3,74	6,14	0,11	78,0
Кировоградский Ингу- ло-Ингулецкого во- дороздела (В. М. Си- доров, 1970)	70,29	0,30	13,86	0,97	2,19	0,05	1,11	1,61	3,49	4,73	0,22	61,4

\* Анализы В. И. Орсы.

\*\* Анализы Н. П. Щербака.

\*\*\* Анализы В. А. Цуканова.

вая на возможность полного плавления пород при температуре расплава-минимума и при относительно низком содержании воды. Состав гранодиоритов и плагиогранитов при тех же условиях допускает образование расплава-минимума, но полное плавление, учитывая низкую величину отношения  $Ab/An$ , в условиях амфиболитовой фации мало вероятно.

## ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛОВ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИИ

### Калинатровые полевые шпаты

Предположения о геологической роли различных типов полевых шпатов, как указывает А. С. Марфунин, самым непосредственным образом связаны с представлениями об их фазовой природе. Каждое отдельное зерно калишпата, по выражению У. Брауна (1967), представляет собой самостоятельную подсистему, которая в той или иной мере отражает эволюцию вмещающих пород. Фактический материал позволяет сделать предварительные выводы об основных закономерностях эволюции состава и свойств калишпатов в пределах рассматриваемого района и Украинского щита в целом.

**Особенности размещения структурно-оптических типов калишпатов на УЩ.** Основу наших знаний о геологических закономерностях распределения структурно-оптических типов калишпатов на УЩ составляет классическая монография А. С. Марфунина (1962). Калишпат — первый минерал, процессы упорядочения которого рассмотрены с геологических позиций, а Украинский щит — первый и единственный пока крупный регион, по которому составлена схема распределения калишпатов.

А. С. Марфунин выделил среди калинатровых полевых шпатов УЩ пять структурно-оптических типов: I — промежуточные ортоклазы типа бердичевских гранитов; II — промежуточные ортоклазы типа трахитоидных гранитов Новоукраинского массива; III — промежуточные ортоклазы рапакиви; IV — крипторешетчатые микроклины типа чарнокитов Новоукраинского массива; V — четкорешетчатые максимальные микроклины.

По фациальной принадлежности структурно-оптические типы делятся на две группы: четкорешетчатые максимальные микроклины, приуроченные исключительно к амфиболитовой и более низкотемпературным фациями, и все прочие типы калишпатов, приуроченные к гранулитовой фации. Схема распределения структурно-оптических типов А. С. Марфунина почти в деталях согласуется с картой метаморфических фаций УЩ (Усенко и др., 1971). Любопытно, что на схеме нет постепенных переходов между крайними членами упорядочивающейся серии: области развития наименее упорядоченного типа I почти везде окружены областями развития максимального микроклина (типа V). Таким образом,

исследования А. С. Марфунина подтверждают сделанные ранее выводы П. Эскола и И. Розенквиста о преимущественной приуроченности ортоклаза к гранулитовой, а микроклина к амфиболитовой фациям метаморфизма. Наш материал также подтверждает эти выводы.

Чрезвычайно важным представляется заключение Марфунина о выдержанности одного структурно-оптического типа калишпата на огромных площадях, измеряемых десятками тысяч квадратных километров. По его мнению, «... магматические и метаморфические породы образуют крупные участки земной коры, характеризующиеся значительным постоянством термодинамических и кинетических параметров». По-видимому, это означает также, что распределение структурно-оптических типов калишпатов свидетельствует в пользу модели вертикальной метаморфической зональности и подтверждает расчленение Украинского щита на блоки первого порядка.

**Состав и рентгеновская триклинность калишпатов средней части щита.** Основываясь на исследованиях А. С. Марфунина, в средней части щита можно выделить три структурно-оптических типа калишпатов — I, IV и V. В породах Завальевского блока распространен промежуточный ортоклаз I типа. В восточной части Первомайско-Голованевского блока, в зоне сочленения с Кировоградским блоком, калишпаты представлены крипторешетчатыми микроклинами (IV тип с. Мигея). В области амфиболитовой фации развит исключительно четкорешетчатый максимальный микроклин. Вполне вероятно и наличие промежуточных ортоклазов типа II в пределах Ятранского блока и в области развития синюхинских гранитов. А. Л. Литвин изучил калишпат из гранат-биотит-силлиманитового гранулита зоны сочленения гранулитовой фации (Ятранский блок) и амфиболитовой фации (с. Кривые Колена, р. Горный Тикич), который имеет состав:  $Or_{73}Ab_{24}An_3$ ;  $\Delta_p = 0,0 - 0,8$ ;  $-2V = 40 - 60^\circ$ . Этот калишпат наименее упорядоченный из всех известных на Украинском щите.

По величине  $\Delta_p$  калишпатов можно выделить области развития максимальных микроклинов ( $\Delta_p$  выше 0,85) и не упорядоченных калишпатов ( $\Delta_p = 0$ ) (рис. 45). Калишпаты с промежуточными значениями  $\Delta_p = 0 - 0,85$  вообще очень редки. Тем не менее намечается зона перехода (калишпаты с  $\Delta_p = 0 - 0,85$ ) между этими двумя областями, которая геологически совпадает с зоной сочленения пород амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Различия в составе калишпатов этих двух областей в общем невелики и в значительной мере перекрываются. В среднем содержание альбита в микроклинах наибольшее в уманских (18%), значительно меньше в росинских (14%) и ставищанских (12%) гранитах. Во всех комплексах явную тенденцию к уменьшению содержания альбита имеют микроклины равномернозернистых и аплитовидных гранитов. Среди калишпатов с низкой  $\Delta_p$  наиболее натриевыми являются калишпаты ставковских гранитов (27% *Ab*). Калишпаты чарнокитоидов отличаются очень высоким размахом ко-

лебаний альбитовой составляющей — от 10 до 40%. Таким образом, рентгеновски менее триклинные калишпаты имеют несколько более натриевый состав как по средним, так и по максимальным содержаниям. Однако, учитывая большое количество микропертита в калишпатах гранулитовой фации (вплоть до мезопертита) и высокие температуры их образования, можно предположить, что содержание альбита в них занижено. Причиной этого занижения могут быть как прямые потери наиболее насыщенных альбитовыми вростками зерен при выделении монофракции (в чем автор убедился на собственном опыте), так и миграция альбитовой фазы за пределы минерала-хозяина. По мнению Г. Б. Ферштатера (1972), в зависимости от условий кристаллизации и размера зерен, калишпат может терять до 50% растворенного альбита.

**Пертиты и двойникование.** Калишпаты гранулитовой и амфиболитовой зон имеют четкие «портретные» отличия. Микроклины амфиболитовой зоны всегда имеют двойниковую решетку разной степени совершенства. Наиболее четкая двойниковая решетка у микроклинов средней части Уманского массива. Менее четкая расплывчатая, иногда пятнистая решетка отмечается в микроклинах равномернозернистых гранитов. Таким образом, для максимальных микроклинов из гранитов намечается прямая связь между степенью совершенства решетки и содержанием альбита. В микроклинах из гнейсов амфиболитовой фации решетка заметно хуже; она может полностью исчезать в микроклинах очковых катаклизмов, величина  $\Delta_p$  при этом не изменяется. Мелкие, особенно пленочные зерна калишпата в мигматитах и гнейсах обычно не сдвойникованы. Микропертитизация в микроклинах проявляется в общем незначительно. Пертитовые выделения мелкие, капельные; ленточный пертит редок. Пертитовые выделения огибают пойкилитовые включения плагиоклаза в микроклине, т. е., по выражению А. С. Марфунина, пойкилобласты являются «контрфорсами» для сил упорядочения кристалла и тем самым подтверждают принадлежность пертитизации к явлениям упорядочения.

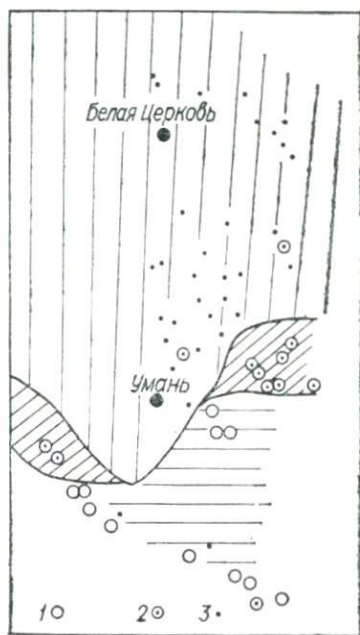


Рис. 45. Схема распределения калишпатов разной рентгеновской триклинности в междуречье Рось — Юж. Буг:

1 —  $\Delta_p = 0,0$ ; 2 —  $\Delta_p = 0,0 - 0,85$ ;  
3 —  $\Delta_p = 0,85 - 1,00$ .

На дифрактограммах микроклинов альбитовый пик не вырисовывается. По А. С. Марфунину, все упорядоченные калишпаты, содержащие более 10% *Ab*, представляют собой пертиты. Следовательно, все микроклины амфиболитовой фации должны быть субрентгеновскими пертитами.

Для калишпатов гранулитовой фации и переходной зоны в целом характерны обильная микропертитизация и несовершенная решетка. Калишпаты чарнокитов Завальевского блока чаще оптически гомогенны, но почти всегда не сдвойникованы. В микропертитах Голованевского блока нередко наблюдается пятнистая и расплывчатая решетка, которая сопровождается обильной пертитизацией, однако наиболее насыщенные альбитовыми вростками калишпаты не сдвойникованы. Калишпаты синюхинских гранитов пертитизированы, почти всегда сдвойникованы, но двойниковая решетка никогда не достигает такого совершенства, как в микроклинах амфиболитовой зоны.

Как показывают наблюдения в шлифах, появление и количество альбитовой фазы связаны с размерами зерен, зависящими, в свою очередь, от содержания калишпата в породе.

Граниты зерен калишпата во всех высокотемпературных фациях, а в гранулитовой особенно, имеют тенденцию к миграции. В связи с этим калишпат стремится к образованию межзерновых пленок и только при высоком содержании в породе (в гранулитовой фации свыше 40 об. %) кристаллизуется в виде сравнительно изометричных зерен. Мелкие же зерна калишпата энергетически неблагоприятны для образования (или сохранения?) альбитовых вростков или вообще не содержат *Ab*. Поэтому пертитизация калишпата начинается при достижении им определенного количественного порога; в гранулитовой фации такой минимальный предел 20%. Количество вростков при таком содержании наименьшее и максимум достигает при полном вытеснении плагиоклаза калишпат-мезопертитом. С количеством вростков, в свою очередь, связаны их форма и наличие спайности. Оптически гомогенные калишпаты гайворонских чарнокитов имеют хорошо выраженную спайность. Спайность значительно хуже в зернах с очень мелкими капельными вростками альбита. По мере сегрегации и общего увеличения количества вростков спайность в обычных шлифах становится незаметной. Мезопертит часто пластинчатый, причем пластины альбита ориентированы либо согласно, либо вкрест общего простирания породы. Пертитовые вростки нередко имеют характерную S-образную форму, что уже прямо указывает на их выделение в период дифференциальных движений или до них.

Таким образом, среди калишпатов средней части щита намечается следующий ряд в направлении, благоприятствующем упорядочению: 1 — оптически гомогенные калишпаты с хорошей спайностью; 2 — оптически несдвойникованные калишпаты с редким капельным пертитом; 3 — сдвойникованные калишпаты с обильным пертитом; 4 — сдвойникованные непертитовые калишпаты. В геоло-

гическом отношении типы калишпатов закономерно приурочены к площадям развития метаморфических фаций — от высокой гранулитовой до амфиболитовой включительно. Эта же последовательность в целом отвечает схеме эволюции калишпатов в твердом состоянии, установленной А. С. Марфуниным: распад—упорядочение—двойникование. Все три явления представляют собой внешнее выражение единого процесса перестройки кристаллов и протекают почти одновременно, однако очень малая скорость превращения позволяет наблюдать кинетику этих процессов раздельно в разных эрозивных срезах.

Таким же суммарным, но еще более сложным выражением процесса перестройки кристаллов являются термолюминесцентные свойства калишпатов.

**Термолюминесцентные свойства.** Термолюминесцентный метод исследования полевых шпатов развивается с начала 60-годов, но особенно широкое распространение он получил в последнее время.

Основой этого метода является возможность образования в дефектных узлах решетки электронно-дырочных центров. В полевых шпатах такими центрами служат чаще всего центры  $Al - O^- - Al$ , возникающие при вхождении  $Al$  в позицию  $Si$  (Марфуни и Бершов, 1970). Количество центров связано с наличием глубоких ловушек, которыми являются щелочные катионы (Июффе, Янчевская, 1968). Роль стабилизаторов центров  $Al - O^- - Al$  могут исполнять и другие примесные катионы, в частности  $Ti^{3+}$ , с которыми связывается высокотемпературный максимум  $290 - 300^\circ C$ , очень характерный для многих полевых шпатов Украинского щита.

Наиболее вероятный центр — это центр  $Al - O^- - Al$ . Естественно предположить, что самыми благоприятными для возникновения таких центров будут полевые шпаты с неупорядоченными относительно  $Si$  и  $Al$  структурами (Платонов и др., 1971; Щербаков и др., 1971). Рентгеновское, или  $\gamma$ -облучение, как указывают А. С. Марфуни и Л. В. Бершов, проявляет распределение алюминия и отражает тем самым первичные условия образования полевых шпатов.

Методика изучения ТЛ разработана А. Н. Платоновым, А. Н. Тарашаном и Т. А. Рокачук (1972). Сравнительная оценка  $I_{ТЛ}$  выполнена в условных единицах по пику  $200 - 220^\circ C$ .

При сопоставлении  $\Delta_p$  и  $I_{ТЛ}$  калишпатов Украинского щита и Западного Забайкалья обнаружена обратная связь в интервале  $\Delta_p = 0,7 - 1,0$  (Платонов и др., 1971). Новые данные (рис. 46) в целом подтверждают эту связь как для рентгеновской, так и для природной термолюминесценции, но только в интервале высокой триклинности  $\Delta_p = 0,4 - 1,0$ . В области значений  $\Delta_p = 0,0 - 0,4$  эту связь оценить нельзя. Таким образом, есть основания полагать, что степень структурного упорядочения калишпатов является одним из главных факторов, которые определяют  $I_{ТЛ}$ .

Другой возможный фактор, влияющий на  $I_{ТЛ}$  калишпатов, — это содержание альбитового компонента. Связь ТЛ с содержанием альбитового компонента в калишпатах более сложная. Изоморфная примесь натрия способствует образованию предцентров (Рокачук и др., 1972), однако высокое его содержание в твердом растворе в условиях падения температуры и давления вызывает пертитовый распад полевых шпатов. Интенсивность ТЛ при этом падает не только за счет уменьшения количества натрия в твердом растворе, но

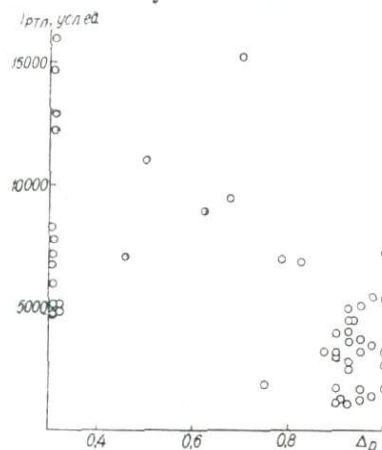


Рис. 46. График зависимости  $I_{ТЛ}$  от рентгеновской триклиности калициновых полевых шпатов.

$I_{ПТЛ}$  калишпатов наиболее глубокого Завальевского блока ниже, чем калишпатов менее глубокого Первомайского блока, хотя последние в среднем рентгеновски более упорядоченные и более пертитовые. По-видимому, здесь проявляется влияние двух типов катаклаза: глубокого, связанного с дифференциальными движениями в условиях высоких температуры и давления, который вызывает дефектообразование в кристаллах, но не способствует сегрегации вострков, и локального катаклаза сравнительно низких общих давлений.

Высокая чувствительность метода ТЛ позволяет подойти к решению такой тонкой задачи, как расчленение калишпатов внутри одного комплекса.

Ранее было показано (Щербаков и др., 1971), что калишпаты таких казалось бы близких комплексов, как уманский и росинский, резко различны по величине ТЛ. Сравнение конкретных анализов показывает, что калишпаты равномернозернистых гранитов уманского комплекса, в том числе юрпольских лейкократовых гранитов, имеют более высокую ТЛ, т. е. являются, вероятно, более высокотемпературными, чем калишпаты порфиробластических гранитов. В калишпатах из мигматитов Уманского массива самая низ-

и вследствие выделения альбита,  $I_{ТЛ}$  у которого значительно ниже, чем у калиевых полевых шпатов. В целом намечается прямая связь  $I_{ПТЛ} - Ab$ ; связь  $I_{ТЛ} - Ab$  проявлена слабее.

Не ясна связь ТЛ и катаклаза полевых шпатов. С одной стороны, катаклаз явно ведет к разупорядочению калишпатов, что выражается, в частности, в исчезновении двойниковой решетки и соответствующем возрастании  $I_{ПТЛ}$  (калишпаты богуславских гранитов в зоне Тальковского разлома). При этом катаклаз способствует и выделению пертита, т. е. уменьшению количества натрия в твердом растворе. С другой стороны, как было показано выше,  $I_{ТЛ}$  и, особенно,

кая ТЛ по сравнению с двумя предыдущими массивами. В микроклинах из жильных секущих гранитов ТЛ ниже, чем в микроклинах из порфиробластических гранитов.

Некоторые характерные элементы-примеси калишпатов, как отмечает Т. А. Рокачук с соавторами (1972), также могут быть электронными ловушками. В связи с этим следует обратить внимание на низкие содержания Ва (800  $г/м$ ), Тi (1—2  $г/м$ ) и Pb (100  $г/м$ ) в микроклинах уманских гранитов, имеющих самые низкие значения  $I_{ТЛ}$ . В калишпатах гранулитовой фации содержание Тi в среднем на порядок выше (10—20  $г/м$ ), Pb нередко в два раза больше ( $\approx 200$   $г/м$ ), больше Ва ( $\approx 1000$   $г/м$ ). Высокой  $I_{РТЛ}$  обладают микроклины коростышевских гранитов, в которых содержание рубидия в два раза выше фонового для калишпатов.

Радиоактивность пород, по-видимому, способствует понижению природной ТЛ калишпатов. Так, очень низкая ПТЛ у микроклинов уманских гранитов, имеющих самый высокий из всех гранитов кларк урана. Этим же можно объяснить низкую ТЛ микроклинов токовских гранитов. Г. С. Плюскин и Г. И. Смирнов (1973) показали, что концентрация урана до 1,5  $г/м$  повышает запасенную светосумму. При более высоких содержаниях урана  $I_{ПТЛ}$  резко снижается.

Выводы о закономерностях размещения калинатровых полевых шпатов на Украинском щите основаны на аналитическом материале (130 определений), характеризующем главнейшие типы гранитоидов щита, которые можно сгруппировать в пять генетических групп (табл. 51, рис. 47).

Главной характеристикой, непосредственно отражающей первичную структурно-химическую индивидуальность полевого шпата, является интенсивность рентгеновской термолюминесценции. Как видно из табл. 51,  $I_{РТЛ}$  закономерно понижается по мере уменьшения глубинности образования гранитоидов. Распределение гранитоидов с разной  $I_{РТЛ}$  в плане щита (рис. 48) в целом хорошо согласуется как с известной схемой распределения структурно-оптических типов калинатровых полевых шпатов А. С. Марфунина (1962), так и с картой метаморфических фаций Украинского щита (Усенко и др., 1971).

Среди приведенных в табл. 51 данных обращает внимание сравнительно низкая  $I_{РТЛ}$  калишпатов новоукраинских и, особенно, коростенских и пержанских гранитов. Новоукраинские гипер-

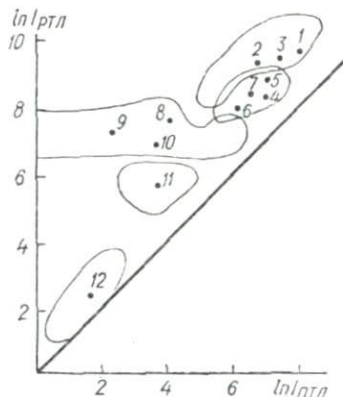


Рис. 47. График зависимости  $\ln I_{РТЛ}$  от  $\ln I_{ПТЛ}$  калинатровых полевых шпатов Украинского щита.

Арабскими цифрами показаны массивы и комплексы гранитов (см. табл. 51)

## Термолюминесцентные свойства калинатовых полевых шпатов гранитоидов Украинского щита

№	Группа	Количество проб	Комплекс, массив	Глубинность образования	$t_{PTL}$	$t_{TTL}$	$k = \frac{\ln t_{PTL}}{\ln t_{TTL}}$
1	I	11	Бердичевский	Гранулитовая фация	15460	3900	4,0
2	I	17	Чарнокитоиды Завальевского и Голованевского блоков				
3	I	12	Чарнокитоиды Ятранского блока	»	10600	1520	7,0
4	II	5	Новоукраинский	»	11920	2180	5,5
5	II	4	Коростышевский	Низкая гранулитовая субфация	5660	1470	3,8
6	II	8	Кировоградский	Высокая амфиболитовая субфация	8750	1600	5,5
7	II	8	Осницкий	То же	5175	980	5,2
8	III	28	Уманский и ро-синский	Амфиболитовая фация	4400	620	7,0
9	III	8	Мокромосковский	То же	2940	180	16,0
10	III	7	Токовский	»	2500	40	63,0
11	IV	14	Коростенский	»	1620	110	16,0
12	V	9	Пержанский	Платформенная интрузия	780	140	6,0
				Низкая амфиболитовая субфация	60	20	3,0

стен- и гранатсодержащие граниты содержат калишпат различной, преимущественно низкой упорядоченности (по А. С. Марфунину, промежуточный ортоклаз) с  $2V = (-72) \div (-80)^\circ$ . По условиям образования новоукраинские граниты отвечают низкой гранулитовой и высокой амфиболитовой фациям, однако есть основания относить их и ассоциирующие с ними чарнокиты к перемещенным гранитам. Коростенские граниты также содержат промежуточный ортоклаз ( $2V = (-70) \div (-80)^\circ$ ), а по условиям залегания являются типичной платформенной интрузией, породы которой, возможно, испытали воздействие метасоматических процессов. Наконец, пержанские граниты — это совершенно особые метасоматические образования грейзенового типа (Беспалько, 1970) или апограниты. Калишпат пержанских гранитов соответствует микроклину, насыщен крупным ленточным пертитом и содержит рубидий.

Общим для новоукраинского и коростенского комплексов является механизм образования, связанный с перемещением. Новоукраинские граниты были перемещены из низкой гранулитовой субфации в высокую амфиболитовую, коростенские — из гранулитовой (?) фации — в зеленосланцевую. Величина ТЛ калиш-

патов этих гранитов, насколько можно судить по сравнению с другими комплексами, отвечает соответственно высокой амфиболовой субфации и зеленосланцевой фации. Иными словами,  $I_{PTL}$  калишпатов перемещенных гранитоидов, в отличие от состава фемиче-

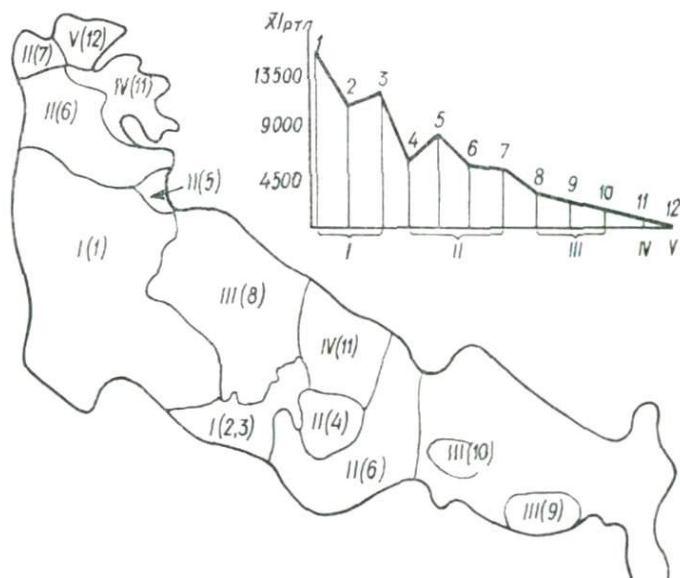


Рис. 48. Схема распространения калинатровых полевых шпатов с разной  $I_{PTL}$  в пределах Украинского щита.

Арабскими цифрами показаны массивы и комплексы гранитов (см. табл. 51); римскими — обозначены группы, выделенные по  $I_{PTL}$ .

ских минералов, характеризует не место образования магмы, а горизонтальный уровень ее становления.

Нельзя не обратить внимание и на то обстоятельство, что уменьшение  $I_{TL}$  отвечает понижению геологического и изотопного возраста. Исключение составляют мокромосковские, токовские и осницкие граниты. Первые два комплекса по изотопным данным относятся к древнейшим гранитам, а осницкий — к самым молодым. Скорее всего, связь с возрастом косвенная, поскольку, как показала Т. А. Рокачук с соавторами, возрастную корреляцию можно проводить только для минералов моложе 50 млн. лет.

Природная термолюминесценция (запасенная светосумма) отражает геологическую историю калишпатов после их образования и по величине всегда меньше рентгеновской. Запасенная светосумма составляет лишь часть, обычно менее одной трети, максимально возможной светосуммы ( $I_{PTL}$ ), и уже сам по себе этот факт показывает, что потеря светосуммы представляет собой явление, родственное упорядочению, поскольку и в том, и в другом случае снижается энергетический уровень минерала. Мерой потери (или накопления

светосуммы) является отношение  $k = \frac{I_{\text{РТЛ}}}{I_{\text{ПТЛ}}}$  или  $k = \frac{\ln I_{\text{РТЛ}}}{\ln I_{\text{ПТЛ}}}$  (Рокачук и др., 1972).

Значение  $k$  максимальное в гранитоидах амфиболитовой фации. Особенно высоким  $k$  отличаются, как уже упоминалось, микроклины мокромосковских гранитов, понижение  $I_{\text{ПТЛ}}$  которых связывают с наложенными процессами — грейзенизацией, хлоритизацией и др. Однако низкую величину  $k$  ( $I_{\text{РТЛ}} = 5100$ ,  $I_{\text{ПТЛ}} = 150$ ,  $k = 34$ ) имеют также микроклины почти неизменных антоновских гранитов, которые по всем прочим признакам — химическому составу, свойствам биотита, аксессуарной минерализации и, особенно, по условиям залегания (возможно, перемещенные) — наиболее близки именно к мокромосковским гранитам.

Можно ожидать, что хорошим типоморфным признаком калишпатов окажется форма кривых термовысвечивания, которая, вероятно, отражает относительную концентрацию разных центров захвата. Если для большинства изученных образцов калишпата характерен максимум при  $200^\circ\text{C}$ , то микроклины коростышевских гранитов, отличающихся повышенным содержанием рубидия, имеют интенсивный максимум при  $290 - 300^\circ\text{C}$ . Особенностью ТЛ микроклинов уманских гранитов является наличие трех максимумов.

Как показали первые результаты, причины, обуславливающие термолюминесцентные свойства калишпатов, столь же разнообразны, как и факторы, определяющие структурные свойства. В этом и достоинство, и недостаток термолюминесцентного метода. Уже сейчас намечаются связи ТЛ калишпатов с их генезисом, составом, степенью пертитизации, составом микропримесей, способом кристаллизации, катаклизом, вторичными изменениями, с влиянием радиоактивного излучения и другими причинами. К сожалению, ни одна из этих связей имеющимся материалом однозначно не доказана.

По аналогии с величиной угла  $2V$  можно предположить, что максимальная неупорядоченность калишпатов выражается максимумом рентгеновской ТЛ. Минимум природной ТЛ можно в какой-то мере сопоставлять со степенью наибольшей упорядоченности калишпатов. Следовательно, интервал максимум  $I_{\text{РТЛ}}$  — минимум  $I_{\text{ПТЛ}}$  суммарно отражает процесс перестройки калишпатов. Оптически и рентгенографически полностью упорядоченные калишпаты, возможно, являются таковыми только в пределах точности этих методов. Интервал  $I_{\text{ТЛ}}$ , отвечающий полной рентгеновской упорядоченности, достаточно широк и полностью упорядоченные относительно ТЛ калишпаты сравнительно редки. К ним относятся, в первую очередь, микроклины метасоматитов, а также некоторых гранитов амфиболитовой фации (уманские, мокромосковские). Можно предположить, что влияние субрентгеновской пертитизации сильно понижает  $I_{\text{РТЛ}}$  подобно тому, как субрентгеновское двойникование перекрывает влияние упорядоченности на оптическую триклинность калишпатов.

**Петрологическая интерпретация свойств калишпатов.** Процесс структурной перестройки калишпатов, по мнению А. С. Марфунина, всегда протекает в одном направлении — от неупорядоченных к упорядоченным, поэтому все решетчатые микроклины в свое время кристаллизовались как моноклинные. Если разупорядочение микроклинов легко достигается путем отжига в лабораторных условиях, то упорядочение их экспериментально не было получено. Впрочем, У. Браун (1967), ссылаясь на опыты Эйлера и Хеллнера, считает возможным добиться упорядочения калишпатов при температурных условиях, соответствующих превращению моноклининой модификации в триклинную, в течение нескольких месяцев или лет. Если это удастся, то, по его мнению, температура упорядочения природных калишпатов должна быть значительно ниже, так как энергия активации этого процесса при низких температурах меньше.

Универсальной причины, контролирующей упорядочение калишпатов, не установлено (Марфунин, 1962). С явлениями упорядочения прямо не связан ни один из таких факторов, как температура, давление, состав калинатрового полевого шпата, возраст, способ кристаллизации, тектоническое положение интрузии. По его мнению, «...в настоящее время возможен лишь путь эмпирической оценки условий образования разновидностей калишпата для различных случаев геологической обстановки» (с. 236). По нашему мнению, наиболее общей причиной, которой можно объяснить основные закономерности распределения калишпатов, является продолжительность процесса упорядочения. Последняя, в свою очередь, связана со скоростью вертикального воздымания блоков. Скоростью воздымания можно объяснить и такой «поразительный», по выражению А. С. Марфунина, факт, как сохранение промежуточных состояний упорядоченности в течение длительного геологического времени.

Возможным показателем скорости воздымания блоков является возраст слюд (Салоп, 1964), который для областей ареального метаморфизма примерно совпадает со временем поднятия блока выше изотермы  $300^{\circ}$ . Области распространения самых молодых на щите слюд совпадают с областью развития гранулитовой фации (Щербakov, 1969), а карта распространения слюд разного возраста в целом согласуется с картой метаморфических фаций (см. рис. 58, 60) и схемой А. С. Марфунина. Упорядочение калишпатов происходит ниже температуры точки инверсии, а по оценке У. Брауна (1967), она может быть еще ниже, т. е. близка к температуре  $300^{\circ}$  С, при которой биотит не теряет аргон. Если для биотита изотопный возраст означает время начала полного сохранения аргона, то для калишпатов он означает конец вертикального прохождения зоны, наиболее благоприятной для упорядочения.

Скоростью воздымания блоков можно объяснить, в частности, наличие микроклина в метаморфогенных автохтонных чарнокитах Австралии, Лапландии, Алдана и отдельные его находки в чарнокитах Приднестровья и Нижнего Побужья. Со сравнительно

низкой температурой упорядочения калишпатов связано и занижение температур образования автохтонных гранитов, определяемых по методу Барта.

Упорядочение гомогенных метастабильно кристаллизовавшихся калишпатов начинается с распада, который должен происходить в достаточно благоприятных температурных и каталитических условиях. Эти же условия, по-видимому, способствуют выносу альбитового компонента за пределы зерен калишпата в соответствии с уже упоминавшимся механизмом (Ферштатер, 1972).

Для Украинского щита полностью подтверждается общая закономерность: максимальные микроклины распространены в амфиболитовой фации; калишпаты с меньшей степенью упорядоченности — в гранулитовой. Микроклин иногда появляется в гранулитовой фации, ортоклаз в амфиболитовой фации — никогда. Эта закономерность настолько устойчива, что всякое отклонение калишпата от типично решетчатого микроклина (много пертитов, нет решетки) побуждает к поискам других минеральных признаков высокотемпературных фаций, которые обычно и обнаруживаются.

Приуроченность микроклинов к амфиболитовой фации наблюдается не везде. Например, в центральной части Алданского щита и его обрамлении (Галибин и др., 1972) калишпаты гранулитовой фации имеют  $\Delta_p = 0-0,2$ , амфиболитовой  $\Delta_p = 0-0,5$ . В калишпатах из реликтов пород гранулитовой фации, заключенных в породах амфиболитовой фации, при диафорезе  $\Delta_p$  возрастает всего до  $0,2-0,4$ . Авторы считают, что период диафореза был недостаточно продолжительным для упорядочения калишпата из «высушенных» пород. Повсеместное развитие микроклина в породах амфиболитовой фации Украинского щита является отличительной особенностью этого региона. Одной из причин, обусловивших структурное состояние калишпатов, можно считать направленность метаморфизма.

Есть основания предполагать, что весь Уманский блок амфиболитовой фации сложен диафоритами, развитыми по породам более высокотемпературной фации.

В Среднем Приднепровье, где также распространены максимальные микроклины, известны типичные чарнокиты, которые связывают с купольными структурами (Берзенин, Варавка, 1970). Кировоградский и Тетеревский блоки, в отличие от Уманского и Приднепровского районов сложены породами, вероятно, прогрессивной амфиболитовой фации; метаморфическая зональность здесь купольная (Белевцев, 1972). Соответственно сказанному выше рентгеновская триклинность калишпатов  $\Delta_p = 0,64-0,95$  несколько отличается от оптической ( $-2V = 82-84^\circ$ ) (Белевцев, 1969). Высокую интенсивность РТЛ имеют калишпаты из пород Тетеревского блока, метаморфизованных в условиях прогрессивной амфиболитовой фации.

Таким образом, если сопоставить эти данные с материалами по Алданскому щиту, где породы обрамления метаморфизованы в

условиях прогрессивной амфиболитовой фации и содержат калишпат с  $\Delta_p = 0-0,5$ , то можно предположить, что наиболее упорядоченные микроклины образуются в условиях регрессивной амфиболитовой фации. В первом случае калишпаты кристаллизуются из вещества пород более низкотемпературной фации с активным выделением воды; во втором — уже существующие калишпаты перекристаллизуются в условиях сравнительно небольшого и постоянного потенциала воды. Перекристаллизация ведет к упорядочению микроструктур, в частности, мигматитовая микроструктура преобразуется в энергетически более упорядоченную гранитовую структуру. При этом происходит миграция границ зерен, обусловленная растворением калишпатового вещества. Следовательно, процесс твердофазового упорядочения прерывается и образуется качественно новый минерал со своей историей развития. Общий характер процесса перекристаллизации в условиях регрессивной амфиболитовой фации и аутигенеза, по-видимому, одинаков. В то же время, как указывает А. С. Марфуниң, известен только один случай образования максимального микроклина в период кристаллизации — это образование аутигенного микроклина. Отсюда вытекает и вероятность образования первичного микроклина в условиях регрессивной амфиболитовой фации.

Условиями прогрессивного метаморфизма можно объяснить, вероятно, различия в упорядоченности калишпатов гранитов, возникших в разной тектонической обстановке (Магто, 1958; Махлаев, Коробова, 1972). Вполне можно согласиться с мнением Л. В. Махлаева, согласно которому нахождение гранитов с пертитизированным калишпатом в окружении гнейсов амфиболитовой фации является признаком аллохтонного происхождения гранитов. На Украинском щите примеры таких гранитов пока единичны: кроме платформенных коростенских, к ним относятся пержанские граниты.

Более выдерживается обратное правило: автохтонные граниты содержат калишпат с признаками, отвечающими своей метаморфической фации. Такими являются практически все граниты амфиболитовой фации, в частности уманские. Уже один только факт — наличие максимально упорядоченного микроклина — свидетельствует о неплатформенном происхождении уманских гранитов.

## **Биотит**

Биотит в условиях регионального метаморфизма, а при гранитообразовании в особенности, является нередко конечным продуктом эволюции фемического породообразующего вещества, ранее распределенного между несколькими минералами.

Химический состав биотита, объединяя все породообразующие окислы, фокусирует их в отношениях, которые определяются составом вмещающей породы и условиями образования. Анализ составов биотитов из пород Украинского щита (Усенко, Щербаков,

Заяц, 1972) показал, что это единственный минерал, состав которого вне связи с другими минералами может служить показателем условий и среды образования. Вхождение разных катионов в структуру биотита контролируется либо внутренними (состав породы), либо внешними (*PT*-условия) факторами, а чаще и теми, и другими сразу. Так, большинство авторов сходится во мнении, что железистость и глиноземистость биотитов в равной мере обусловлены обоими факторами, тогда как титанистость определяется исключительно *PT*-условиями метаморфизма. Для нас одинаково важны оба фактора, так как они позволяют решить две прикладные задачи петрологии — определение физических условий формирования горных пород и состава минералообразующей среды. Вторая задача приобретает особое значение при установлении генезиса гранитоидов.

**Связь состав биотита — состав породы.** Выяснить характер связи между химическими составами биотита и вмещающей среды можно двумя способами: сравнением силы и знака корреляционных связей составов порода — биотит и сравнением целых выборок, составленных по принципу общности составов и условий образования.

При прямом сравнении парных коэффициентов корреляции порода — биотит по 88 парам анализов из метаморфических пород и гранитоидов (Усенко, Щербаков, Заяц, 1972) установлены значимые связи только для четырех элементов — кремния, окисного и закисного железа (отрицательная) и магния (положительная). Эти связи подтверждают общую тенденцию изменения состава биотита, которая заключается в увеличении железистости, степени окисления железа и уменьшении количества  $Si_{IV}$  от основных пород к кислым. Следовательно, сразу же устанавливается очень важный факт — четкое различие биотитов основных и кислых пород (как метаморфитов, так и гранитов) по железистости и содержанию  $SiO_2$ . Близка к значимой положительная связь по титану. Прочие связи —  $Al_{сум}$ ,  $Mn$ ,  $Ca$ ,  $Na$ ,  $K$ ,  $OH^-$  и  $F$  — намного ниже уровня значимости. При сравнении составов в виде производных коэффициентов подтверждается очень сильная положительная связь по железистости (коэффициент корреляции 0,78) и вместе с тем выявляется положительная связь по коэффициенту глиноземистости. Изучение корреляционной матрицы показывает, что в кислых породах биотиты в среднем отличаются низким содержанием  $Si$ ,  $Mg$  и более высоким —  $Ti$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  и  $OH^-$  (величина всех коэффициентов корреляции значимая). В породах с высоким содержанием  $TiO_2$  (в основных) биотит имеет меньшую степень окисления железа и содержит мало воды. Кроме того, в основных породах, обогащенных  $CaO$ , биотит явно менее глиноземистый. В бедных  $CaO$  мафических породах связь  $FeO$  и  $MgO$  с  $Al_{сум}$  слабая и положительная по знаку. С повышением натриевой щелочности пород в биотитах возрастают железистость, содержание калия и марганца и уменьшается степень окисления железа.

Несколько иные данные получены Е. Н. Ушаковой (1971) для биотитов метаморфических пород. Так, по ее расчетам, связь соста-

вов по  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  положительная, а не отрицательная и, следовательно, в основных породах биотит менее кремнистый и более глиноземистый.

Для количественной оценки изменения химизма биотита из метаморфических пород разного химического состава и степени метаморфизма нами использовано свыше 100 химических анализов биотита из пород Украинского щита, имеющих геологическую и петрографическую привязки. Сравнивался состав биотита из метаморфических пород — богатых  $\text{CaO}$  (основных) и бедных  $\text{CaO}$  (метапелитов). Метапелиты разделены на три подгруппы: высокоглиноземистые (силлиманит- и кордиеритсодержащие), умеренно глиноземистые (гранат- и мусковитсодержащие) и нормально глиноземистые (с биотитом или гиперстеном). Средние содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в породах этих подгрупп составляют соответственно 20,15 и 14%;  $\text{SiO}_2$  во всех подгруппах — 65%,  $\text{CaO}$  — 2%. Основные породы отличаются высокой основностью ( $\text{SiO}_2 = 53\%$ ), высоким содержанием  $\text{CaO}$  (6,5%) при среднем содержании  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16\%$ .

Биотиты основных пород можно разделить на три фациальные группы: гранулитовую (Би + Ги + Ди + Рог + Пл), амфиболитовую (Би + Рог + Пл + Кв) и объединяющую эпидот-амфиболитовую и зеленосланцевую фации. Фациальные различия в группе биотитов основных пород выражаются в понижении содержания  $\text{Ti}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  от гранулитовой к эпидот-амфиболитовой фации и в повышении содержания  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  (рис. 49). Только различия по  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Ti}$  статистически значимы. Направленные изменения отмечаются также для  $\text{OH}^-$  и  $\text{Al}_{\text{сум}}$ . Изменения производных коэффициентов —  $f$ ,  $f_0$ ,  $a_{\text{Si}}$ ,  $al$  — не закономерны.

В высокоглиноземистых метапелитах выделены парагенезисы гранулитовой фации и сводная группа пород всех более низкотемпературных фаций. Изменения состава биотита в зависимости от температуры образования в этой подгруппе пород достаточно очевидны и выражаются в резком уменьшении содержания  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ti}$  к увеличению  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Al}_{\text{сум}}$  и  $\text{Al}_{\text{VI}}$  от высоко- к средне- и низкотемпера-

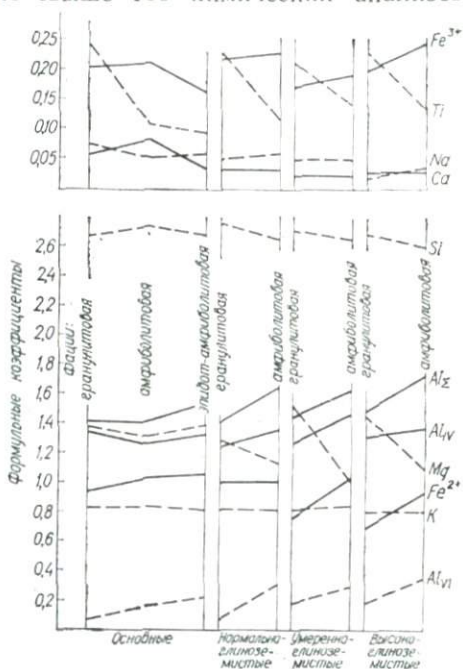


Рис. 49. Средний состав биотита метаморфических пород Украинского щита. По данным 100 анализов.

турным биотитам. В умеренно и нормально глиноземистых метapelитах изменения состава биотита вполне аналогичны, за исключением  $Fe^{2+}$  в последней подгруппе.

Попарное сравнение средних составов биотита одноименных фаций из трех подгрупп метapelитовых пород показало, что статистически значимых различий между ними нет. Единственное исключение — различие по  $Fe^{2+}$  между одноименными фациями высоко и нормально глиноземистых пород. Следовательно, при сравнитель-

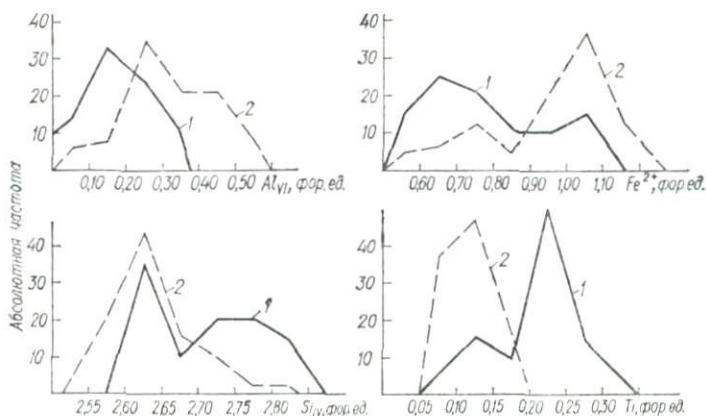


Рис. 50. Диаграммы распределения  $Ti$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Si$  и  $Al_{VI}$  в биотитах метapelитов гранулитовой (1) и амфиболитовой (2) фаций.

ном изучении состава биотитов метapelитов нет необходимости разделять их на более узкие группы. Очень существенны различия между биотитами одноименных фаций базитов и метapelитов. В гранулитовой фации биотиты метабазитов и метapelитов различаются по  $Ca$ ,  $Fe^{2+}$  и  $Al_{VI}$ , а в амфиболитовой фации — по  $Ca$  и  $Al_{VI}$ .

Таким образом, наибольшее значение для определения степени метаморфизма имеет титанистость биотитов, что впервые было отмечено еще Г. Рамбергом (Ramberg, 1952), а впоследствии Е. И. Лавренко, Энджелами, А. А. Маракушевым и многими другими. Для биотитов метapelитов сохраняет свое корреляционное значение и железистость в любом выражении (рис. 50).

Д. А. Великославинский (1960, 1972) большое значение придает изменению содержания алюминия в биотитах. В его работах показано, что глиноземистость биотита, рассчитанная первоначально как  $\frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3}{MgO + FeO + MnO}$  закономерно уменьшается с повышением степени метаморфизма. Справедливость выводов этого исследователя подтверждена нами (Щербаков, 1965). В своей последней работе Великославинский (1972) предлагает рассчитывать коэффициент глиноземистости по отношению  $a = \frac{Al_{VI} + Fe^{3+}}{\Sigma y}$ . По нашему мнению, объединение алюминия с окисным железом нецелесообразно.

Как показала специальная проверка содержания  $Fe^{3+}$  в биотитах методом ядерного гамма-резонанса, аналитические определения  $Fe^{3+}$  очень ненадежны, вследствие чего на глиноземистость биотита может оказывать влияние содержание закисного железа. Мерой глиноземистости биотита одинаково успешно могут служить  $Al_{VI}$ ,  $Al_{VI} + Al_{IV}$  и  $Al_2O_3$  в весовых процентах.

В свое время автора настоящей работы за применение коэффициента глиноземистости критиковали Е. Н. Ушакова (1971) и К. А. Лазебник (1973). Из приведенных в работе таблиц можно видеть, что наши выводы о применимости коэффициента глиноземистости  $al$  были построены почти исключительно на данных о биотитах из метapelитов. Графики же Е. Н. Ушаковой для гранулитовой фации построены в основном на данных о биотитах из метapelитов, а для амфиболитовой — преимущественно из основных пород. Близкая величина  $al$  биотитов из метapelитов гранулитовой фации и metabазитов амфиболитовой фации и явилась причиной совмещения соответствующих кривых на диаграмме распределения. В статье К. А. Лазебника (1973) биотиты также сгруппированы без учета состава вмещающих пород. Приведенные в статье анализы указывают на принадлежность одних биотитов к субкальциевым, других — к субглиноземистым гранитам.

Особенно большие разногласия вызывает роль кремния в биотитах. Кремний в породах любой, даже самой высокой основности, всегда остается избыточным по отношению к содержанию  $SiO_2$  в биотите и уже одно это обстоятельство делает маловероятным непосредственное влияние кремния на состав биотита. По-видимому, количество  $Si_{IV}$  в биотитах определяется потенциалом глинозема, а возможность вхождения последнего в октаэдрические позиции резко ограничивает размеры изоморфизма в тетраэдрах. Однако высокое содержание глинозема в породе далеко не всегда коррелируется с повышенной глиноземистостью биотита. Как было показано в описательных главах, содержание  $Al_2O_3$  в metabазитах амфиболитовой фации нередко достигает 20%, а в метapelитах этой же фации понижается до 15%, но при всем этом биотиты metabазитов всегда менее глиноземистые. Можно предположить, что содержание  $Al_2O_3$  в биотитах определяется либо потенциалами  $Mg$  и  $Fe^{2+}$ , которые вытесняют  $Al_{VI}$ , либо потенциалом  $Ca$ , вследствие чего  $Al$  концентрируется в анортите. Последнее более вероятно, так как основность плагноклаза в породе связана прямой зависимостью с содержанием  $CaO$ . На диаграмме распределения  $Si_{IV}$  пики биотитов гранулитовой и амфиболитовой фаций совмещаются.

Для определения фациальной принадлежности биотитов удобны диаграммы с участием наиболее чувствительных к изменению  $PT$ -условий компонентов —  $Ti$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Al_{VI}$  и  $Mg$ , а также  $f$ . Такие диаграммы с размерами осей эллипсов, равными половине стандартного отклонения, показаны на рис. 51.

**Изменение состава биотита в процессе гранитообразования.** Из всех минералообразующих компонентов биотита, как видим,

наиболее явную зависимость от условий метаморфизма проявляет только  $Ti$ . Двойная зависимость других главных элементов —  $Al$ ,  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  — как от условий метаморфизма, так и от состава среды, затрудняя оценку первой связи, позволяет выявить вторую.

На графике (рис. 52), построенном по нашим материалам (Усенко и др., 1971), представлены данные по среднему составу биотита в главнейших группах метаморфических пород — метабазах и

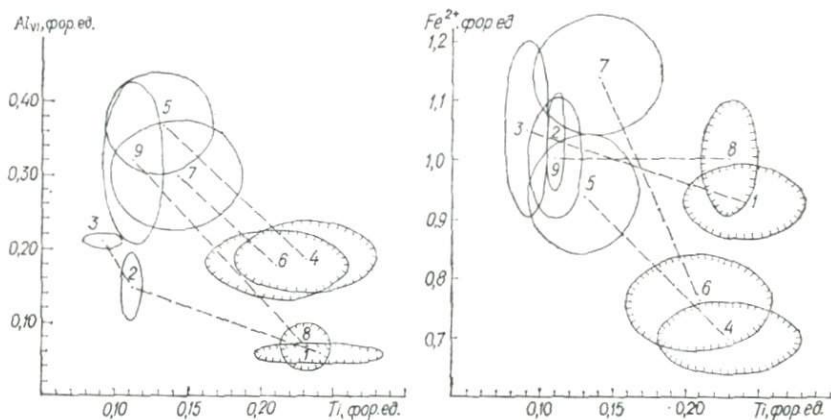


Рис. 51. Графики зависимости содержаний  $Fe^{2+}$  и  $Al_{IV}$  от количества  $Ti$  биотитов метаморфических пород.

Биотиты: 1 — метабазитов гранулитовой фации, 2 — метабазитов амфиболитовой фации, 3 — метабазитов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, 4 — высокоглиноземистых метапелитов гранулитовой фации, 5 — высокоглиноземистых метапелитов амфиболитовой и более низких фаций, 6 — умеренно глиноземистых метапелитов гранулитовой фации, 7 — умеренно глиноземистых метапелитов амфиболитовой и более низких фаций, 8 — нормально глиноземистых метапелитов гранулитовой фации, 9 — нормально глиноземистых метапелитов амфиболитовой фации. Размер доверительных эллипсов равен половине стандартного отклонения.

Эллипсы со штриховкой — гранулитовая фация.

метапелитах, а также в мигматитах того же состава. Уже первое сравнение биотита метаморфитов и мигматитов приводит нас к петрологически важному выводу о практически не изменяющемся составе биотита в названных породах. В процессе мигматизации в биотитах несколько уменьшается содержание  $Mg$ , но только для биотитов основных пород это изменение статистически значимо (для 5%-ного уровня). Количество  $Fe^{2+}$  в группе биотитов основных пород совершенно не изменяется, а в группе метапелитов оно не немного, но значимо возрастает.

Содержание окисного железа несколько возрастает в биотитах из мигматизированных основных пород и уменьшается при мигматизации метапелитов. Имеется тенденция к уменьшению содержаний  $Al_{VI}$  и  $Al_{IV}$  и к соответствующему повышению  $Si$  в биотитах из мигматитов, однако различия в средних цифрах незначимы. В биотитах из метапелитов при мигматизации значимо уменьшается содержание  $Ti$ . Изменений в содержании элементов группы калия в биотитах нет.

Таким образом, статистическое изучение среднего состава биотитов метаморфических пород и образованных по ним мигматитов показывает, что небольшие закономерные изменения происходят лишь в содержаниях магния, железа и частично титана, которые соответствуют возрастанию железистости всего на 2—3%; в биотитах основных пород и их мигматитах соответственно на 48 и 50%, в метапелитах — на 50—53%. Изменения в содержаниях остальных

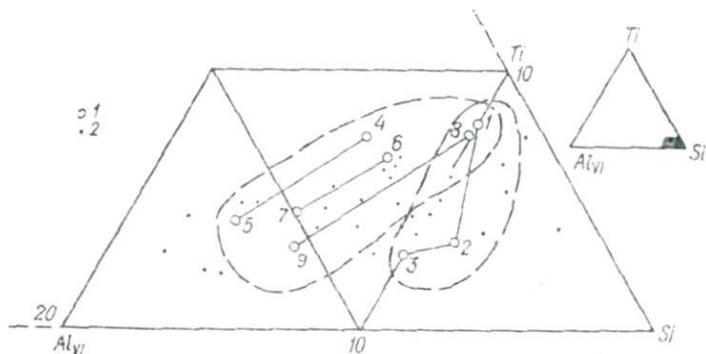


Рис. 52. Средний состав биотита метаморфических пород, мигматитов и гранитов.

Породы: 1 — метаморфические (арабскими цифрами обозначены разновидности, показанные на рис. 51), 2 — гранитоиды (Усенко, Щербаков, Заяц, 1972).

компонентов при мигматизации настолько незначительны, что вполне маскируются колебаниями, обусловленными влиянием состава вмещающих пород (засоренностью выборок биотитами из пород, не вполне отвечающих данному изохимическому ряду). Следовательно, при мигматизации метаморфических пород состав биотита практически не изменяется.

Намного больше различия в составе биотитов из мигматитов и гранитов.

В биотитах из гранитоидов значительно более низкие содержания магния и соответственно более высокая железистость (в среднем — 63,5%), чем в биотитах из метаморфических пород. Биотиты гранитоидов характеризуются также повышенными содержаниями окисного железа, фтора, воды и пониженным — калия. В этих биотитах несколько возрастает содержание марганца и титана.

Содержание главного компонента —  $Al_{VI}$ , отражающего принадлежность биотита к одному из двух изохимических рядов, в биотитах из гранитоидов соответствует среднему содержанию его в биотитах из мигматитов; в этом и заключается возможность восстановления первичного состава исходных для гранитов метаморфических пород.

Для графического изображения состава биотитов наиболее иллюстративной оказалась тройная диаграмма  $Si - Ti - Al_{VI}$ , так как  $Al_{VI}$  и  $Si$  отражают состав пород, а  $Ti$  — условия метаморфизма.

Точки, отображающие состав биотитов основных гнейсов и метапелитов на диаграмме (см. рис. 52), образуют две ветви с общим центром, отвечающие изменению состава биотитов при метаморфизме. В размещении точек среднего состава биотитов из разных гранитоидов можно заметить разложение на те же две ветви, причем все они, за редким исключением, располагаются в пределах полей метаморфических пород. Отсюда следует, что к биотитам из гранитоидов вполне применимы многие химические критерии, имеющие важное корреляционное значение для биотитов из метаморфических пород.

Особенно важным представляется возможность распознавания биотитов из гранитов, в которых биотит является единственным феррическим минералом. Возможность такого разделения была показана выше на примере уманских и росинских гранитов, а также метаморфитов разного состава. Неопределенное положение на диаграмме  $Si - Ti - Al_{VI}$  средних составов биотитов из некоторых гранитов является результатом чисто статистического объединения в одну выборку биотитов разного состава. Так же располагаются на диаграмме средние составы биотитов многих гранитов.

Большинство средних составов биотита гранитоидов на диаграмме  $Si - Ti - Al_{VI}$  располагается либо в поле метапелитов, либо в поле метабазитов. Детальный анализ петроминералогических особенностей гранитоидов Украинского щита (Усенко, Щербаков, Заяц, 1972) показал, что положение средних составов биотита конкретных комплексов и массивов на диаграмме  $Si - Ti - Al_{VI}$  объясняется составом и *PT*-условиями формирования соответствующих гранитов.

Рассмотренные выше особенности послужили основанием для разделения гранитоидов на два ряда — апопелитовые и апобазитовые, или субглиноземистые и субкальциевые. Оба последних названия не вполне удачны, так как и глиноземистость, и кальциевость гранитоидов далеко не всегда могут быть подтверждены петрохимическими методами. Тем не менее различия между ними выражаются в наборе и содержаниях аксессуаров, в геохимических особенностях гранитоидов и в других менее рельефных показателях. Особенно важной представляется возможность разделения таких, казалось бы, мало контрастных гранитоидов, как нормальные граниты амфиболитовой фации, объединяемые в кировоградско-житомирский комплекс. При этом можно оценить не только вероятный исходный состав гранитов, но и приблизительные *PT*-условия образования их.

**Окраска, зональность и мусковитизация биотита.** Окраска биотита — первый признак, отмечаемый при изучении шлифов. Однако природа окраски до сих пор не ясна. Выводы из обширной литературы по этому вопросу следующие: интенсивность окраски определяется общей железистостью биотита, красноватый оттенок — титаном, зеленый — окисным железом. Сравнение конкретных минералов и их химических анализов показывает, однако, многочис-

ленные отступления от этих общих правил. Кроме того, вообще маловероятно, чтобы зеленая окраска была связана с  $Fe^{3+}$ , который дает бурую окраску, а обычно зеленый хромофор  $Fe^{2+}$  дает в биотитах бурую окраску.

Если природа окраски не ясна, то генетическая приуроченность разноокрашенных биотитов эмпирически устанавливается вполне определенно. В амфиболитовой фации красноватые биотиты встречаются исключительно в метапелитах, нередко в ассоциации с графитом и пиритом. Отчетливо зеленоватые биотиты скорее всего относятся к метабазитам или субкальциевым гранитам, хотя могут принадлежать и к нормально глиноземистым метапелитам. В гранулитовой фации вообще преобладают биотиты с красноватым оттенком; коричневые, особенно зеленовато-коричневые, разности здесь почти всегда входят в состав богатых  $CaO$  пород.

Зональность биотитов выражается в потемнении краев табличек по сравнению с центральной частью и особенно хорошо заметна в разрезах по базопинакниту. Переход от более светлой средней части зерна к темноокрашенной периферии постепенный, ширина темноокрашенных зон обычно не превышает  $0,015-0,02$  мм и не зависит от размеров самого зерна. В редких случаях ширина темных зон может быть настолько большой, что они почти смыкаются в центре зерна. В очень редких случаях оторочка четко отделена от центра. Многочисленные замеры показателей преломления показывают, что в наружных темноокрашенных зонах  $n_g$  минерала на  $0,010-0,015$  выше, чем в центре.

Сначала зональность биотитов объяснялась исходя из более простого предположения об увеличении к периферии зерна содержания главного хромофора — железа, отвечающего, как можно судить по показателю преломления, возрастанию железистости на  $10-15\%$ . Такое объяснение казалась вполне приемлемым и связывалось с нарастанием щелочности среды в процессе гранитообразования. Вполне уместной казалась здесь аналогия со щелочными породами, где встречаются, как известно, самые железистые биотиты. Однако проверка с помощью микрозонда не обнаружила никаких различий в содержании  $Fe$  и  $Ti$  в биотите внешней и внутренних зон.

Образование зональности в биотите объясняется, скорее всего, окислением железа. Действительно, детальные измерения показали, что от центра к периферии зерен биотита величина угла  $2V$  возрастает на  $2-3^\circ$ , что в соответствии с установленной нами зависимостью  $2V - Fe_2O_3$  (Усенко и др., 1972) отвечает увеличению  $Fe^{3+}$  в биотитах на  $0,05-0,10$  формульных единиц.

Зональность никогда не наблюдается в биотитах из метаморфических пород; довольно редка она и в существенно плагиоклазовых мигматитах. Чаще всего зональный биотит встречается в плагиоклаз-микроклиновых мигматитах и гранитах с неупорядоченной мигматитовой структурой. В гомогенных гранитах с гранитовой или гипидиоморфнозернистой структурой зональный биотит редок.

Зональные биотиты приурочены к широкой полосе, окаймляющей с северо-востока породы гранулитовой фации, что совпадает с областью эпидотизации и частично мусковитизации. Можно предположить, что появление зональности в биотите вследствие окисления железа связано с повышением потенциала воды в условиях наложенной эпидот-амфиболитовой фации.

Окислением железа объясняется, вероятно, и потемнение биотита вокруг включений радиоактивных акцессориев (плеохроичные дворики), причиной которого является  $\alpha$ -излучение. Радиоактивное излучение, кроме того, резко увеличивает растворимость почти всех элементов в биотите (Вовк, 1972), однако сохранение плеохроизма в двориках и, следовательно, структуры минерала делает существенный вынос вещества маловероятным.

Плеохроичные дворики в биотитах наиболее часто возникают вокруг монацита и ксенотима, а при отсутствии этих минералов — вокруг циркона, апатита и сфена. Вокруг монацита дворики всегда самые широкие — их ширина в 5—10 раз превышает размер самого включения.

Само по себе появление плеохроичных двориков — хороший показатель, особенно характерный для биотитов таких гранитов, как житомирские, бердичевские, кировоградские и другие субглиноземистые граниты. Биотиты отдельных комплексов гранитоидов различаются по форме, размерам и очертаниям плеохроичных двориков вокруг монацита. Так, в биотите из бердичевских гранитов дворики очень широкие и четкие, в биотитах из житомирских гранитов они заметно уже, но также довольно четкие, а в биотитах из гранитов Ингуло-Ингулецкого водораздела плеохроичные дворики широкие, но расплывчатые. Появление плеохроичных двориков вокруг монацита прямо указывает, во-первых, на монацитонность самих гранитов и, во-вторых, на их принадлежность к субглиноземистому ряду.

Исходя из вероятной связи размеров плеохроичных двориков с дозой радиоактивного излучения, мы сделали попытку увязать ширину плеохроичных оболочек в биотите с цифрами абсолютного возраста монацитов. Оказалось, что в интервале 1800—2000 млн. лет намечается прямо пропорциональная зависимость между шириной двориков и цифрами возраста.

Мусковитизация биотита заключается в образовании неширокой оторочки мусковита и очень редко достигает стадии полных псевдоморфоз. Мусковитовые оторочки могут иметь дактилоскопическую структуру (в сростании с калишпатом или рудным минералом). При этом часто выделяется пылевидный рудный минерал или очень мелкий капельный сфен, которые размещаются на контакте замещаемого зерна биотита с мусковитой оторочкой. Редко при мусковитизации возникают оторочки, сложенные из трех минералов — мусковита, кальцита и эпидота. Никогда не мусковитизируются зональные биотиты; вероятно, мусковитовая оторочка образуется раньше.

По взаимоотношениям в шлифах можно видеть, что мусковити-

зируется как первичный, так и более поздний биотит, возникающий в зонах катаклаза. Это наблюдение очень важное, оно свидетельствует о том, что мусковитизация биотита протекает в условиях платформенного режима. Региональное развитие этого процесса связано с вертикальными движениями, в которых принимает участие весь Украинский щит или очень крупные его подразделения.

### Роговая обманка

Связь химического состава роговой обманки с составом вмещающих пород. Обыкновенная роговая обманка является симптоматическим минералом богатых CaO пород. Область ее существования

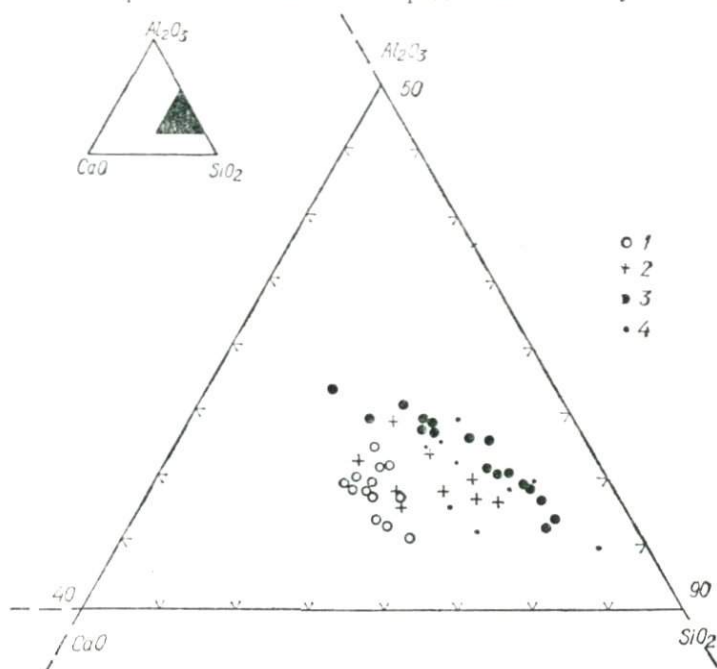


Рис. 53. Химический состав роговообманковых пород:

1 — метабазиты гранулитовой фации, 2 — метабазиты куммингтонитовой зоны, 3 — гранодиориты и диориты, 4 — амфиболсодержащие метаморфиты амфиболитовой фации.

резко расширяется в направлении от гранулитовой к амфиболитовой и более низким фациям (рис. 53).

В гранулитовой фации роговая обманка, как это впервые показал Д. С. Коржинский (1945), содержится только в бескварцевых парагенезисах, где она замещает более кислый минерал — клинопироксен. Исключение представляют эклогитизированные основные породы: в них роговая обманка образуется в качестве минерала,

компенсирующего выделение  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$  при реакции типа пироксен + плагиоклаз = гранат + роговая обманка + кварц. В безгранатовых парагенезисах образование роговой обманки лимитируется как кислотностью, так и кальциевостью: она практически не встречается в породах в содержании  $\text{SiO}_2$  выше 48% и  $\text{CaO}$  ниже 10%. Совместно с кварцем роговая обманка появляется только в породах куммингтонитовой зоны, где поле ее устойчивости расширяется до 53%  $\text{SiO}_2$  и 6%  $\text{CaO}$ . В умеренно богатых  $\text{CaO}$  породах этой зоны ( $\text{CaO}$  меньше 7%) и достаточно основных ( $\text{SiO}_2$  до 52%) вместо роговой обманки или одновременно с ней может кристаллизоваться куммингтонит, который здесь так же, как и роговая обманка в гранулитовой фации, не встречается совместно с кварцем.

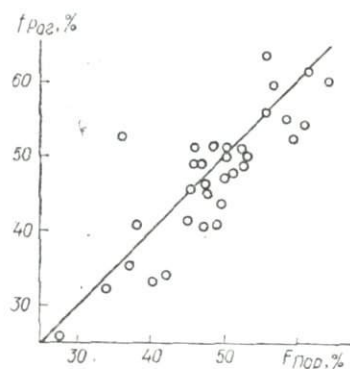


Рис. 54. График зависимости железистости роговой обманки от железистости породы.

В амфиболитовой фации роговая обманка существует в породах любой кислотности. Нижним пределом кальциевости, обеспечивающим образование роговой обманки, является содержание  $\text{CaO}$ , равное 3,5—4%; такое содержание, в то же время, служит петрохимической границей между двумя главными сериями горных пород — субкальциевой и субглиноземистой. Бескварцевые парагенезисы с роговой обманкой возможны только в очень основных породах — с содержанием  $\text{SiO}_2$  около 42—44%.

Прямая линейная связь существует только между железистостями роговой обманки и породы (рис. 54). Железистость роговой обманки в среднем ниже, чем железистость вмещающей породы. Можно отметить также, что железистость роговых обманок из пород гранулитовой фации и куммингтонитовой зоны ограничена пределами 40—50%, тогда как во всех прочих породах эти пределы значительно шире. Между другими элементами, не входящими в формулу коэффициента железистости, линейная связь минерал — порода отсутствует. Нет также связи между железистостью роговой обманки и кислотностью — щелочностью вмещающих пород.

**Изменения состава роговых обманок в зависимости от условий метаморфизма** особенно детально рассмотрены в работах советских геологов (Усенко, 1960; Закруткин, 1961, 1968; Никитина и Хильтова, 1964; Костюк, Соболев, 1965; Костюк, 1970; Великославинский, 1972; и др.).

Почти все минералообразующие элементы роговых обманок связаны друг с другом линейной зависимостью. Так, для большинства пород в той или иной степени намечается связь железистости: прямая — с  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и обратная — с  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ . Содержание каждого из элементов октаэдрической координации на-

ходится в связи со степенью изоморфного замещения кремния алюминием в тетраэдрах. Эта связь особенно хорошо видна на примере роговых обманок из гранодиоритов (табл. 52). Из таблицы следует, что по мере увеличения содержания  $\text{SiO}_2$  (или уменьшения  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) в роговых обманках уменьшается содержание  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{OH}$ ,  $f$  и возрастает —  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Интересно, что в биотитах гранодиоритов корреляция главных элементов с  $\text{SiO}_2$ , за исключением щелочей, совершенно такая же, как в роговых обманках. Иными словами, направленность изменений состава биотита и роговой обманки в связи с изменениями условий метаморфизма одинаковая.

Для разделения роговых обманок разных фаций наиболее удачны диаграммы, основанные на изоморфизме кремния и алюминия (диаграммы Фосли — Закруткина). Почти одинаковый результат дают как диаграммы  $\text{Al}_{IV} - \text{Al}_{VI}$ , так и комбинации кремния или алюминия с любым из элементов —  $\text{Ti}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Na} + \text{K}$ ,  $\text{Mg}$  или  $f$  (рис. 55, 56).

На диаграмме В. В. Закруткина (1968) удовлетворительно разделяются наши роговые обманки гранулитовой и амфиболитовой фаций. В поле гранулитовой фации попадает часть роговых обманок из гранодиоритов, что отмечает также Е. А. Костюк (1970). В среднем роговые обманки из гранодиоритов и метаморфических пород не различаются.

Часть роговых обманок типично амфиболитовой фации на диаграммах размещается в поле гранулитовой фации. Некоторые из них, независимо от состава вмещающих пород (712, 729, 732, 1113, 1259), кроме высокой глиноземистости отличаются повышенными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,10—1,40%). В обр. 732 содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  достигает 3,90%. В этих же роговых обманках нередко отмечаются высокие содержания  $\text{TiO}_2$  (в обр. 1113 — 3,24%). По мнению Д. А. Великославинского, повышенные содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  свойственны роговым обманкам фациальной серии кианитового метаморфизма. Важно отметить, что большая часть роговых обманок с такими признаками относится к лысянскому метаморфическому комплексу.

Куммингтонит, как полагает Великославинский, в виду повсеместной ассоциации с андалузитом может рассматриваться в качестве индекс-минерала низких давлений. Такие роговые обманки

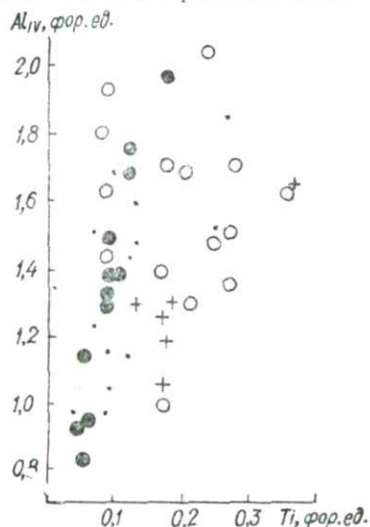


Рис. 55. График зависимости содержания  $\text{Al}_{VI}$  от содержания  $\text{Ti}$  в роговых обманках.

Условные обозначения см. рис. 53.



отличаются низким содержанием алюминия. В пределах куммингтонитовой зоны парагенезисы гранулитовой и амфиболитовой фаций, несомненно первичные, чередуются в виде слоев нередко миллиметровой мощности. Все роговые обманки куммингтонитовой зоны по глиноземистости очень близки и отвечают амфиболитовой фации, однако наиболее характерной их особенностью в парагенезисе с куммингтонитом является не глиноземистость, а низкая кальциевоность ( $\text{CaO}$  9—10%). Коэффициенты железистости сосуществующих куммингтонита и роговой обманки близки, но, насколько можно судить по двум парам анализов, линейной зависимости не связаны.

Корреляция составов сосуществующих биотита и роговой обманки, как отмечает Л. Л. Перчук (1970), мало надежна в виду больших различий в содержании других минералообразующих компонентов— $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочей, каждый из которых, в свою очередь, отражает условия образования. Применение железистости биотита и роговой обманки для оценки температур образования сильно ограничивается высокой зависимостью этого коэффициента от состава породы. Кроме того, на железистость биотита в значительно большей мере, чем на железистость роговой обманки, влияет величина окислительного потенциала, и уже одно это обстоятельство предопределяет более низкую железистость биотита в парагенезисе с роговой обманкой.

Соотношение железистости сосуществующих биотита и роговой обманки в породах Украинского щита изучалось Р. И. Сироштаном, В. И. Орсой и Н. П. Щербаком (1965), которые считают, что при  $f = 60$ —65% существует инверсионная точка, выше которой  $f_{\text{Би}} > f_{\text{Рог}}$ . По мнению С. П. Кориковского (1967), в инверсионной точке  $f = 40$ ; выше этой точки  $f_{\text{Рог}} > f_{\text{Би}}$ , а ниже ее  $f_{\text{Рог}} < f_{\text{Би}}$ . Наши анализы подтверждают выводы Е. А. Костюк (1970), согласно которым инверсионной точки по  $f$  роговых обманок и биотита не существует (рис. 57). В области  $f > 45$  для большей части пар справедливо неравенство  $f_{\text{Рог}} > f_{\text{Би}}$ , причиной которого является, по нашему мнению, окисление части железа в биотите и превращение его в магнетит. Для нижней части диаграммы данных недостаточно; по-видимому, влияние магнетита здесь будет еще более сильным.

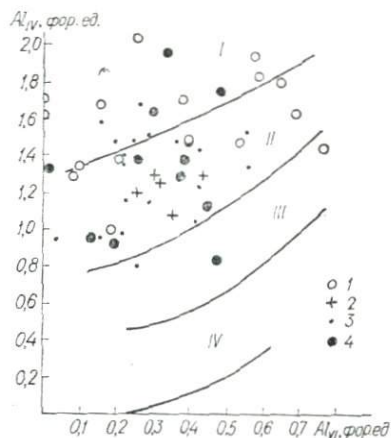


Рис. 56. Положение составов роговых обманок на диаграмме В. В. Закруткина (1968).

Фации: I — гранулитовая, II — амфиболитовая, III — эпидот-амфиболитовая, IV — зеленосланцевая; роговые обманки: 1 — метабазитов гранулитовой фации, 2 — куммингтонитовой зоны, 3 — метабазитов амфиболитовой фации, 4 — диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов.

Сильно отклоняется от прямой точка, отвечающая составу безмагнетитового гранодиорита (обр. 686).

Связь составов биотита и роговой обманки по глиноземистости не наблюдается. Намечается слабая прямая связь по  $\text{SiO}_2$ .

**Роговая обманка в процессе гранитообразования.** В условиях гранитообразования состав роговой обманки еще более устойчив, чем состав биотита. Состав роговых обманок амфиболсодержащих метаморфитов и гранодиоритов в среднем одинаковый; в гранодиоритах

несколько чаще встречаются железистые разновидности. Нет существенных различий в составе роговых обманок и между залегающими совместно гранодиоритами и амфиболитами.

Так, А. Л. Литвин (1964) показал, что состав роговой обманки из гранодиорита (анализ 4, табл. 38), который залегаёт в виде жилы мощностью 1—1,5 см среди амфиболитов и является, вероятно, продуктом переработки последних, в пределах точности анализа совпадает с составом роговой обманки из амфиболитов. Почти не различаются составы роговых обманок из мезократового гранодиорита (анализ 730, табл. 38) и согласно с ним залегающего, но более лейкократового, микроклинсодержащего гранодиорита (анализ 729). Сходство

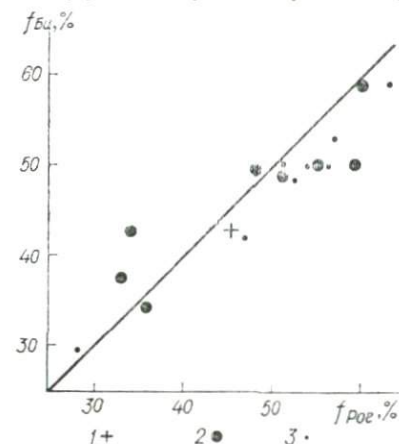


Рис. 57. График зависимости железистости биотитов от железистости роговых обманок из гранатовых амфиболитов (1), метабазитов гранулитовой фации (2) и метабазитов амфиболитовой фации (3).

состава роговых обманок во многих аналогичных случаях подтверждается оптическими данными.

Инертность состава роговых обманок при гранитообразовании, по-видимому, и является причиной несоответствия состава некоторых роговых обманок их фактическому фациальному положению.

**Окраска роговой обманки.** Роговые обманки гранулитовой и амфиболитовой фаций хорошо различаются по окраске в шлифах. Роговые обманки гранулитовой фации с  $f > 20\%$  всегда имеют в окраске буроватый оттенок. Даже в куммингтонитовой зоне они окрашены в желтовато-зеленый цвет. В гранулитовой фации ни разу не были встречены голубовато-зеленые роговые обманки. Общая интенсивность окраски этого амфибола возрастает с увеличением глиноземистости. Изредка в гранулитовой фации встречаются травяно-зеленые роговые обманки, замещающие пироксены в симплектите или образующие неполные оторочки вокруг зерен бурой роговой обманки на контакте с вторичным магнетитом.

Роговые обманки амфиболитовой фации, как правило, окрашены в зеленый цвет с голубоватым оттенком, интенсивность которого

увеличивается с повышением железистости и, вероятно, глиноземистости. Исчезновение голубоватого оттенка указывает на особое структурное положение вмещающих пород. В частности, травяно-зеленые роговые обманки появляются в переходной зоне от гранулитовой к амфиболитовой фации.

Несмотря на многочисленные попытки связать окраску роговых обманок с химизмом (содержание  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , щелочей и др.), сколько-нибудь удовлетворительного объяснения природы окраски до сих пор не получено. Тем не менее этот признак по своей надежности ничуть не уступает критериям, основанным на химическом составе.

В породах переходной зоны приходилось наблюдать зональную роговую обманку: средняя часть сложена травяно-зеленой роговой обманкой, узкая внешняя оторочка — голубовато-зеленой. В собитах отмечено непосредственное развитие голубовато-зеленой роговой обманки по пироксенам. Это свидетельствует о более позднем образовании голубовато-зеленой роговой обманки; ее можно рассматривать как результат диафореза, связанного с региональным проявлением гранитообразования в условиях амфиболитовой фации.

Структура роговых обманок средней части Украинского щита изучалась А. Л. Литвиным (Литвин, Орса, 1970; Литвин и др., 1972), который пришел к выводу, что объем элементарной ячейки роговых обманок последовательно возрастает от наиболее глиноземистых роговых обманок Побужья ( $Al_{IV}$  1,87—2,28) к менее глиноземистым роговым обманкам этого же района ( $Al_{IV}$  1,02—1,71) и еще больше увеличивается у роговых обманок Росинско-Тикичского района. Сравнивая две роговые обманки совершенно одинакового химического состава из гранулитовой (Побужье) и амфиболитовой (р. Рось) фаций, он показал, что между ними имеются существенные структурные отличия, которые заключаются в распределении катионов  $Mg$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и  $Al$  по октаэдрическим позициям. Недавно Литвин установил (устное сообщение), что для роговой обманки из пород Завальевского блока характерно частично неупорядоченное распределение тетраэдрического алюминия.

### Акцессорные минералы

Видовой состав, содержание и некоторые морфологические особенности акцессориев рассмотрены на материале 159 штучных проб весом 2—15 кг. Пробы раздроблены до размера — 1 мм, отмыты на концентрационном столике, после чего серый шлик разделен на тяжелую и легкую фракции, затем на I и II электромагнитные фракции. Для расчета содержаний приняты следующие поправочные коэффициенты, предложенные В. С. Мищенко (1968), для проб гранодиоритов и плагногранитов Приднепровья, обработанных в лаборатории ИГФМ АН УССР: магнетит — 2,0; ильменит — 3,5; апатит — 5,0; циркон — 3,0; ортит — 5,5; монацит — 4,0; сфен — 3,5; рутил — 2,5; пирит — 1,5; гранат — 1,8. При подсчете

учитывались плотность и размер зерен. Полученные содержания, разумеется, далеко не отвечают истинным, но более реальны, чем цифры, приводимые без учета потерь. Сравнение подсчета во фракциях и в шлифах дало хорошую сходимость по циркону. Для амфиболсодержащих метаморфитов проведено сравнение содержаний циркона во фракциях и рассчитанного по данным полуколичественного спектрального анализа; это сравнение также показало удовлетворительную сходимость. Содержания апатита и магнетита по подсчетам во фракциях в 2—2,5 раза меньше, чем содержания, полученные при подсчете в шлифах. Потери аксессуариев из чарнокитов, вероятно, больше. В целом содержания аксессуариев вполне сопоставимы с соответствующими цифрами В. В. Ляховича (1967).

**Парагенезисы и содержания аксессуариев.** Шесть ведущих аксессуарных минералов — циркон, апатит, монацит, магнетит, титанит и ильменит — образуют три типа парагенезисов:

1. Титанит-цирконовый: циркон + апатит + титанит + магнетит. Запрещенные минералы: монацит, отчасти ильменит.

2. Апатит-цирконовый: циркон + апатит ± магнетит ± сфен ± ильменит. Полностью запрещенных минералов нет.

3. Монацит-цирконовый: циркон + монацит ± ильменит. Запрещенные: сфен, отчасти апатит и магнетит.

Наиболее контрастны титанит-цирконовый и монацит-цирконовый парагенезисы. Ассоциация монацита с титанитом при любых содержаниях практически не встречается. Титанит-цирконовые парагенезисы всегда отличаются высокими содержаниями циркона, апатита, магнетита, наличием в тех или иных количествах кальциевых породообразующих минералов — роговой обманки, клинопироксена или эпидота; для этих парагенезисов характерна высокая встречаемость сульфидов и ортита.

Монацит-цирконовые парагенезисы имеют переменное, нередко низкое содержание циркона, так что монацит в среднем преобладает над цирконом. Апатит и магнетит находятся в резко подчиненных количествах или отсутствуют. Характерна частая встречаемость ильменита, почти постоянное наличие граната, гиперстена или графита, редко — силлиманита, андалузита, рутила, турмалина.

Апатит-цирконовый парагенезис является промежуточным между ними. Возможны отклонения в сторону обоих крайних парагенезисов.

Для конкретных аксессуарных парагенезисов в целом характерен антагонизм монацита и титанита, монацита и магнетита, в меньшей мере — монацита и апатита, ильменита и магнетита. Существует прямая, иногда линейная связь содержаний циркона и апатита, циркона и титанита, циркона и магнетита.

Титанит-цирконовые парагенезисы характерны для амфиболсодержащих пород — гнейсов, амфиболитов, диоритов, гранодиоритов, некоторых гранитов (уманский комплекс); монацит-цирконовые парагенезисы — для метапелитовых пород — биотитовых гнейсов, плагногранитов, субглиноземистых гранитов и чарнокитов.

Титанит-цирконовые парагенезисы всегда приурочены к породам амфиболитовой фации (исключение — известковисто-силикатные сланцы). Монацит-цирконовые парагенезисы встречаются преимущественно в гранулитовой фации, причем область их существования распространяется на породы низкой глиноземистости.

Суммарное содержание циркона, апатита и монацита выше в субкальциевых породах, чем в субглиноземистых, в амфиболитовой фации выше, чем в гранулитовой (табл. 53).

Общее содержание аксессуаров в ряду гнейс — гранит в пределах комплекса возрастает, особенно содержание циркона. Одной из важных особенностей метаморфитов является крайне неравномерное содержание аксессуаров. Даже такой минерал, как циркон, встречается только в 72% проб метаморфитов как основных, так и биотитовых гнейсов.

Выше уже отмечались различия в содержании аксессуаров в субкальциевых и субглиноземистых породах в пределах одного комплекса (уманский и росинский) и их связь с составом биотита. Эти же различия видны на уровне целых комплексов — уманского и, частично росинского, с одной стороны, и ставищанского — с другой.

Для сравнения приведем средние содержания аксессуарных минералов в изученных нами пробах «стратотипического» житомирского гранита (г. Житомир и его окрестности): циркон — 40 г/т, апатит — 650, магнетит — 57, гранат — 190, ильменит — 1500 г/т.

Равномернозернистые и особенно аплитондные граниты и пегматиты амфиболитовой фации как в пределах одного комплекса, так и в самостоятельных массивах отличаются низкими содержаниями аксессуаров и наличием нерегенерированного циркона. Это очень важное обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о прохождении гранитами стадии расплава и частичной отсадке тяжелых минералов. В гранулитовой фации аплитондные разности и даже жильные пегматиты имеют такие же, как в гранитах, или даже более высокие содержания аксессуаров.

**Морфогенетические особенности циркона.** В пределах каждой пробы циркон удивительно одинаков по внешнему облику, а в некоторых пробах (ставковские границы) — и по размеру. Сравнительно разнообразен циркон только в биотитовых гнейсах.

Все кристаллы имеют более или менее совершенные формы. В единичных пробах кристаллы циркона сглажены, «оплавлены» (основные метаморфиты, чарнокиты), однако в каждом кристалле при внимательном изучении обнаруживаются хорошие грани. Наличие явно окатанных и нерегенерированных кристаллов проблематично и не может быть доказано без тонких микрорисунков морфологических исследований. Сохранение терригенного циркона в своем первичном виде представляется вообще маловероятным хотя бы потому, что регенерация и новообразование циркона начинаются уже на стадии диагенеза. В любой породе, как показывает спектральный анализ, всегда есть достаточный резерв циркония для

Средние содержания (g/t) и частота встречаемости (%) главных акцессорных ми

нералов

Породы	Число проб	Циркон	Апатит	нералов					Циркон	
				Монацит	Магнетит	Титанит	Ильменит	Сульфиды	с, мм	с, а
Амфиболсодержащие породы амфиболитовой фации *	21	250	4000	Нет	5800	970	Нет	Есть	0,14	2,35
		0—1950	85—2800	—	0—50000	0—7300	—	0—2100		
		72	100	—	62	47	—	72		
Диориты и кварцевые диориты	6	1375	3130	Нет	Есть	Есть	Есть	Есть	0,31	2,4
		12—3600	1500—9000	—	0—3000	0—25500	0—36000	0—135		
		100	100	—	30	50	15	50		
Гранодиориты	14	1350	5460	Нет	14000	5700	Нет	233	0,15	2,4
		85—3100	550—70500	—	0—30500	67—51500	—	36—600		
		100	100	—	93	100	—	100		
Биотитовые, биотит-плагиоклазовые гнейсы и мигматиты	36	80	1730	Есть	Есть	Есть	Нет	Есть	0,14	2,3
		0—525	0—5850	—	0—39000	0—15000	—	0—4000		
		73	91	51	33	9	—	44		
Плагиограниты	10	217	3360	Есть	3530	446	Нет	140	0,18	2,5
		0—730	0—12000	—	0—16900	0—2960	—	0—3000		
		92	77	20	62	31	—	70		
Равномернозернистые граниты уманского комплекса	6	98	810	Есть	3600	560	Нет	—	0,16	2,2
		15—330	450—2250	—	1600—9600	0—2100	—	0—100		
		100	100	17	100	67	—	33		
Порфиробластические граниты уманского комплекса	14	430	3250	Есть	3200	1700	Нет	70	0,17	2,3
		6—720	350—4500	—	900—11000	0—3800	—	0—330		
		100	100	21	100	86	—	71		
Граниты росинского комплекса	15	317	1500	Есть	2410	Есть	Есть	68	0,15	2,6
		18—1115	720—4000	—	0—23200	0—965	0—1500	0—400		
		100	100	20	73	13	27	80		
Граниты ставищанского комплекса	7	28	210	Есть	250	Нет	Нет	Есть	0,31	2,8
		0—80	0—750	—	2—500	—	—	0—8		
		100	100	50	100	—	—	75		
Граниты синюхинского комплекса	6	34	1	Есть	Есть	Нет	Нет	Есть	0,17	2,4
		0—75	0—1	—	0—4500	—	—	0—3100		
		67	33	67	17	—	—	50		
Граниты ставковского комплекса	2	1220	Нет	Есть	250	Нет	15	Нет	0,21	1,7
		840—1400	—	—	200—300	—	15	—		
		100	—	100	100	—	100	—		
Чарнокитоиды	18	125	77	Есть	170	Нет	980	Есть	0,14	2,0
		100—1200	0—4100	—	0—370	—	0—4550	0—190		
		100	72	72	44	—	75	63		

\* В первой строке — среднее содержание, во второй — размах, в третьей — встречаемость.

образования новых или регенерации уже существующих кристаллов циркона. Только в мономинеральных кварцитах и аркозах такого резерва нет и только в этих породах и можно ожидать окатанный циркон. Единственный обнаруженный нами случай наличия обломочного циркона — это в биотит-амфиболовых гнейсах, являющихся цементом звенигородских конгломератов. Циркон в цементе совершенно одинаковый, светло-пурпурный, но все зерна представляют собой обломки со сглаженными углами. Образование такого циркона вряд ли можно представить иначе, чем как путем механического дробления и перетираия.

Среди цирконов выделяется три вида зерен, представляющих собой, по-видимому, три возрастные генерации.

Самый ранний — бурый непрозрачный мелкий (мельче 0,05 мм) циркон образует ядра в более молодом цирконе и крайне редко — самостоятельные зерна в биотитовых гнейсах.

Вторая и третья генерации рассматривались при описании уманских гранитов. Вторая («древняя») генерация циркона отличается высоким двупреломлением, прозрачностью, наличием включений и толстых кривых трещин. Древний циркон бесцветный или бледно-пурпурный, резе буроватый, желтоватый.

Третья генерация — циркон с пониженным двупреломлением, часто полупрозрачный, без включений; трещины тонкие, в разрезе нередко видна концентрическая зональность роста. Цвет бурый, коричневый разной интенсивности. Цирконы второй генерации образуют правильные самостоятельные кристаллы и слагают основную массу циркона в гнейсах и равномернозернистых гранитах. Цирконы третьей генерации самостоятельные кристаллы образуют преимущественно в аплитоидных гранитах; во всех других случаях они кристаллизуются в виде регенерационной оболочки вокруг кристаллов, по всем признакам похожих на циркон второй генерации. Циркон второй генерации, образующий ядра, нередко имеет вид окатанных зерен и даже обломков.

Циркон с ядрами второй генерации и оболочкой третьей генерации характерен для порфиробластических гранитов, частично для мигматитов. В чарнокитах зональный циркон сравнительно редок: в них обычно сосуществуют трещиноватый циркон, внешне похожий на циркон второй генерации из пород амфиболитовой фации, и совершенно чистый бесцветный циркон. Последний легче изотропизируется и, по-видимому, образует оторочки вокруг первого.

Три генерации циркона можно связать с тремя этапами существования пород: циркон первой генерации — первичный терригенный циркон этапа осадконакопления; циркон второй генерации отвечает этапу метаморфизма и гранитообразования; циркон третьей генерации, вероятно, связан с процессами послегранитизационного порфиробластеза.

В направлении от древней к молодым генерациям намечается тенденция к упрощению форм циркона. Размер кристаллов и отношение длины к ширине ( $c : a$ ) изменяются незакономерно.

## МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ

**Основные закономерности  
распространения метаморфических фаций**

Современный структурный план части Украинского щита, расположенной западнее Корсунь-Новомиргородского плутона, обусловлен последовательной сменой процессов первичного осадконакопления, регионального метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии, гранитообразования и блоковой тектоники.

Расположение пород разной степени метаморфизма в плане щита наглядно подтверждает вывод С. В. Обручева (1962, 1964) о том, что краевые части платформ сложены наиболее высокометаморфизованными породами и, следовательно, испытали наибольшие поднятия. Породы гранулитовой фации окаймляют юго-западный угол щита, к этому же углу (точнее, к южной его стороне) приурочены породы самой глубокой субфации — эклогитизированные metabазиты Завальевского блока (рис. 58). Интересно, что на Алданском щите, как показали А. А. Маракушев и В. И. Кицул, породы самой глубокой субфации также располагаются вдоль южной окранный щита. На Украинском щите область распространения пород гранулитовой фации образует асимметричную дугу; эклогитизированные породы находятся в месте ее перегиба. На концах «гранулитовой» дуги располагаются менее глубокие породы (амфиболитовая фация), причем направленность метаморфизма в них, возможно, имела прогрессивный характер (Лысянский блок и тетеревская толща). К концам дуги приурочены платформенные интрузии Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, внутри ее развиты гранитоиды амфиболитовой фации, среди которых находятся выступы или эрозионные окна пород гранулитовой фации (Володарская и Белоцерковская магнитные аномалии).

Породы гранулитовой фации слагают западную приподнятую часть Подольского блока, в котором выделяются блоки второго порядка — Бердичевский, Винницкий, Гайсинский и Завальевский.

Максимальный метаморфизм, отвечающий гиперстен-силлиманитовой фации А. А. Маракушева, проявился только в пределах Завальевского блока. Во всех других блоках степень метаморфизма пород, вскрытых современным эрозионным срезом, заметно ниже.

Метаморфизм пород Винницкого блока изучен В. П. Костюком (1955), а его Приднестровской части — В. М. Венедиктовым (1971). Особенностью Винницкого блока является чрезвычайно широкое

Распределение метаморфических фаций в пределах Подольского блока, несомненно, намного сложнее, чем это представляется по имеющимся данным. Сложное чередование минеральных фаций установлено при детальном метаморфическом картировании в Приднестровье В. М. Венидиктовым. В Бердичевском блоке известны более высокотемпературные парагенезисы, чем характерные для ханкайской фации. Например, С. М. Доброхотов (1968) для Бердичевского блока приводит следующий парагенезис, отвечающий сутамской субфации:  $Gr_{63} + Кор_{26-73} + Би_{34} + Пл + Ор + Кв$ . А. А. Маракушев (1973), на основании данных С. М. Доброхотова, считает, что в Бердичевском блоке, от с. Соломирки до г. Бердичева степень метаморфизма изменяется от фации VI — E до фации VI — D. Пока неясно, происходит ли смена фаций скачкообразно на границе Бердичевского и Винницкого блоков или метаморфическая зональность, секущая простирание структур, имеет здесь неблоковый характер. Необходимо также учитывать смену литологического состава пород: умеренно глиноземистые в Винницком блоке и более высокоглиноземистые — в Бердичевском.

Кроме Подольского блока, в западной половине УЩ известны метаморфические породы в районе Володарской и Белоцерковской аномалий, которые, по мнению многих геологов (А. И. Стрыгин, В. Н. Кобзарь, М. А. Ярощук, Т. А. Скаржинская и др.), образуют останцы мощностью в первые десятки метров среди поля гранитов-дов амфиболитовой фации. Останцы сложены переслаивающимися основными железисто-кремнистыми и карбонатными породами. Метаморфизм пород этих аномалий изучался М. А. Ярощук (1964, 1965, 1968).

Среди основных пород преобладают роговообманково-плагноклазовые амфиболиты с зеленой или синевато-зеленой роговой обманкой. Менее развиты пироксеновые кристаллические сланцы с парагенезисами  $Ги + Пл_{50-62}$ ,  $Ги + Ди + Пл$ ,  $Ги + Роg + Пл_{42-50}$ ,  $Ди + Роg + Пл$ . Среди наименее железистых двупироксеновых сланцев встречены редкие порфиробласты граната. Для пироксенов очень характерны скелетные зерна и пироксен-плагноклазовые симплектиты. Гиперстен замещается куммингтонитом. Роговая обманка в двупироксеновых сланцах зеленовато-бурая, содержание  $TiO_2 = 0,92-1,2\%$ . Железисто-кремнистые породы Володарской аномалии представлены кварцитами и сланцами с гранатом, пироксенами, оливином, куммингтонитом, биотитом. Железистость гиперстена в этих парагенезисах составляет 60—85%, граната — 75—93%, куммингтонита — 60—80%, оливина — 87% (в безрудных прослоях) и до 40% (в рудных). Карбонатные породы, по данным М. А. Ярощук, представлены шпинель-форстеритовыми кальцифирами и анхимономинеральными диоксидовыми породами. Метапелитовые породы, кроме редких пропластков биотит-гранатовых гнейсов, практически не встречаются; по-видимому, они полностью гранитизированы, на что указывает наличие гранатосодержащих гранитов вблизи сланцев.

Минеральные парагенезисы пород позволяют отнести толщи Волгодарской и Белоцерковской аномалий к гранулитовой фации. Особенностью этих толщ является тесная ассоциация пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, интенсивный диафторез и активная гранитизация. Останцы пород гранулитовой фации имеют здесь четко зональное строение: в центре останцов сохраняются парагенезисы гранулитовой фации, по периферии — амфиболитовая с последующей мигматизацией.

По мнению М. А. Ярошук (1965), процессы метаморфизма и гранитизации пород магнитных аномалий разорваны во времени: возраст метаморфизма гранулитовой фации 2660 млн. лет, амфиболитовой — 2480—2660 млн. лет, гранитизации — 2000—1900 млн. лет.

В северо-западной части щита образования гранулитовой фации известны среди пород рамы Коростенского плутона. Одно из таких образований в породах Ушомирского блока на западном экзоконтакте плутона детально изучено Е. К. Пискорской (1972). Продукты максимального метаморфизма на Ушомирском блоке представлены двупироксен-плагноклазовыми сланцами ( $\text{Gi} + \text{Di}_{39} + \text{Pog}_{42} + \text{Bi}_{58} + \text{Pl}$ ) и гиперстен-биотитовыми сланцами ( $\text{Gi}_{55} + \text{Bi}_{61} + \text{Pl}$ ). Слагающие его породы подверглись послеметаморфическому ороговикованию под воздействием интрузии Коростенского плутона. Подобные образования гранулитовой фации, по-видимому, не единичны и связаны с воздыманием мелких блоков при формировании Коростенского плутона.

Волынский блок сложен породами амфиболитовой фации и разделяется на четыре блока второго порядка: Тетеревский, Новоград-Вольнский, Осницкий и Коростенский. Опубликованных данных для оценки метаморфизма этого блока недостаточно.

Южная часть Волынского блока в бассейне Тетерева сложена полосой гнейсов субширотного простирания. До сих пор неясно, является ли эта полоса тектоническим блоком, ограниченным субширотными разломами, или она представляет собой естественное продолжение толщи метапелитов Бердичевского блока. Судя по карте А. Н. Козловской и др. (1965), контакт тетеревской толщи с Бердичевским блоком не тектонический. В районе г. Житомира простирание гнейсов тетеревской толщи субширотное в отличие от субмеридионального простирания пород прилегающей части Бердичевского блока. В западной части породы Бердичевского блока и тетеревской толщи имеют одинаковое простирание. На востоке тетеревская толща ограничена Брусиловским разломом (Шоцкий, 1967) — южным продолжением Звиздаль-Залесской зоны разломов.

Петрографические отличия пород Бердичевского блока и тетеревской толщи весьма существенны. Тетеревская толща характеризуется сравнительно низкой степенью гранитизации слагающих ее пород — преимущественно гнейсов метапелитового состава (биотитовых, биотит-плагноклазовых, редко гранат-биотитовых, еще реже силлиманит- и кордиеритсодержащих). Гранат, по сообщению Н. П. Щербака, имеет железистость 80—85%, биотит — 50—55%.

В. Б. Соллогуб и др. (1972) констатируют наличие на профиле трех утолщений земной коры, полагая, что последние соответствуют «корням гор» геосинклинальных зон. Однако, если Криворожско-Верховцевское и Ореховско-Днепропетровское утолщения по структуре действительно напоминают геосинклинали, то Голованевское существенно отличается от них ровной поверхностью раздела Мохо, малой мощностью «гранитного» слоя и физически гомогенным «базальтовым» слоем. Для Криворожско-Верховцевского утолщения и для «гранитного» слоя Ореховско-Днепропетровского утолщения характерно обилие отражающих и преломляющих границ, главной причиной которых является, по-видимому, разнообразие состава пород.

По данным ГСЗ, обнаруживается еще одно интересное обстоятельство: смещения слоев земной коры вдоль глубинных разломов далеко не так значительны, как предполагалось на основании изучения поверхностных структур. Наиболее заметны уступы поверхности Мохо, тогда как смещения «гранитного» слоя, за редкими исключениями, не превышают 1—2 км. В этом отношении уникальным является Тальновский разлом, вдоль которого поверхность Мохо смещена по вертикали почти на 15 км. В соответствии с геофизическими данными границу Кировоградского и Подольского блоков следовало бы проводить по линии Тальновского разлома. Петрографические материалы, как было показано выше, полностью согласуются с такой интерпретацией, но только для части Тальновского разлома, на отрезке между городами Голованевским и Тальным. Южнее Голованевска толщи пород, прилегающие к разлому, настолько похожи (например, толщи пород Завальевского блока и Луполовской синклинали), что их принадлежность к одной структуре не вызывает сомнения.

Профиль ГСЗ в северо-западной части щита интересен тем, что фиксирует большую мощность «гранитного» слоя амфиболитовой фации в пределах Новоград-Волынского блока — около 20—25 км. Коростенский интрузивный массив полностью находится в этом слое.

Структурой земной коры обусловлены, вероятно, закономерности проявления дайкового магматизма. Согласно исследованиям И. С. Усенко и Л. Г. Бернадской (1952, 1953, 1965 и др.), дайковые породы концентрируются в трех регионах Украинского щита — в Приазовье, Приднепровье и на Волыни. Дайковый магматизм Приазовья и Волыни с формированием щита не связан, так как, по мнению этих авторов, он обусловлен тектонической активностью в прилегающих к щиту районах — Волыно-Подольской плиты и Донбасса. Дайковые породы этих районов представлены почти всеми петрохимическими типами; их возраст — 1530 млн. лет и моложе. Единичные дайки известны в Винницком (г. мельник) и Голованевском блоках. Возраст даек г. Хмельника — 1200—1320 млн. лет.

С докембрийским этапом формирования щита связаны только дайки Приднепровья (1660—2700 млн. лет). Среди них следует

выделить дайки собственно Приднепровского блока и дайки бассейна Ингульца, относящиеся к Кировоградскому блоку.

В Приднепровье особенно насыщен дайками район р. Базавлука. Дайки представлены диабазами — как неизмененными, так и амфиболитизированными. И. С. Усенко отмечает наличие прожилков аплита в диабазах. Таким образом, дайки р. Базавлука, во-первых, испытали метаморфизм амфиболитовой фации и, во-вторых, внедрились до окончания гранитообразования в этой части щита. Поскольку дайки не рассланцованы и не деформированы, их метаморфизм можно связывать только с погружением всего блока в зону амфиболитовой фации метаморфизма. Дайки на р. Ингульце, в отличие от даек на р. Базавлуке, представлены неизмененными породами — диабазами и оливиновыми диабазами. Следовательно, эти дайки, если они не связаны с формированием Корсунь-Новомиргородского плутона, внедрились в полностью консолидированную область, находившуюся вне пределов зон метаморфизма.

А. И. Иванушко и др. (1970) описали проблематичный дайковый узел в районе с. Салькова. Если это действительно дайки, то они подверглись метаморфизму в условиях гранулитовой фации наравне с другими согласно залегающими метабазитами. Здесь наблюдается явление, аналогичное с наблюдающимся в бассейне Базавлука: региональную метаморфизацию испытало все складчатое сооружение, со всеми слагающими его элементами.

Сравнительное изучение дайковых комплексов позволяет сделать принципиально важные выводы. Независимо от возраста и состава дайки приурочены к областям развития пород амфиболитовой и более низкотемпературных фаций. Практически лишены даек области распространения пород гранулитовой фации. В связи с этим можно предположить, что магмы дайковых комплексов формировались в «гранулитовом» слое земной коры, что согласуется с петрографическим разнообразием и «сухим» характером магмы дайковых пород. Для формирования даек благоприятны зоны земной коры с признаками нисходящих движений (Приднепровский блок) или характеризующиеся «корнями гор» в подошве «базальтового» слоя. И в том, и в другом случаях необходимо плавление сиалического вещества и выдавливание магмы в верхние горизонты.

Региональный метаморфизм докембрийских толщ, по крайней мере после образования даек, — результат вертикальных перемещений тектонических блоков.

По отношению к дайковому магматизму в пределах Украинского щита можно выделить два типа областей. Первый тип объединяет блоки щита, в которых дайковые породы либо метаморфизованы совместно с вмещающей толщей (Приднепровский блок), либо вообще отсутствуют (области развития пород гранулитовой фации). Ко второму типу относятся крупные зоны щита, в которых дайковые породы не метаморфизованы.

Выражением блокового строения щита и блокового характера метаморфической зональности является карта распространения слюд

нулитовой фации УЩ характеризовались первоначально нисходящими движениями (частичное плавление метабазитов и эклогитизация), и только в позднедокембрийское время началось всеобщее воздымание этих блоков. В результате воздействия геотермического метаморфизма, связанного с вертикальными перемещениями блоков, признаки древнейшего метаморфизма были уничтожены. Наложение амфиболитовой фации на гранулитовую, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций на амфиболитовую (эпидотизация, хлоритизация) показывает, что в процессе воздымания блоков метаморфические породы проходили соответственно зоны амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Последовательность смены фаций доказывается и тем, что нигде, за исключением узких зон катаклаза, на породы гранулитовой фации не накладываются парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации. Регрессивный метаморфизм пород связан с интенсивным развитием процессов гранитообразования.

Области второго типа характеризуются признаками зональности и отсутствием проявлений геотермического метаморфизма. К ним относятся северо-западная часть щита и Кировоградский блок. Зональный характер метаморфизма в пределах Ингуло-Ингулецкого водораздела обоснован Р. Я. Белевцевым (1972). Степень метаморфизма пород этих областей — амфиболитовая фация, и только местами она достигала низкотемпературной части гранулитовой фации (по Р. Я. Белевцеву, Верблюжско-Боковьянский и Новоукраинский метаморфические максимумы). В областях прогрессивного метаморфизма на профилях ГСЗ «гранитный» слой имеет повышенную мощность. Кроме того, как было показано выше, эти области отличаются сходными значениями возрастов слюд, акцессориев и амфиболов, высокими величинами интенсивности термолюминесценции калишпатов и наличием неметаморфизованных дайковых пород.

Таким образом, ареальный метаморфизм представляет собой комбинацию трех процессов: метаморфизма подвижных зон в понимании Н. П. Семененко, геотермического метаморфизма (Б. Я. Хорева) и регрессивного преобразования метаморфических толщ под влиянием гранитообразования. В области зонального метаморфизма преобладают признаки метаморфизма подвижных зон. Влияние гранитообразования на метаморфические породы было как регрессивным, так и прогрессивным.

Важной задачей является определение признаков прогрессивного метаморфизма и регрессивной переработки, связанной с гранитообразованием. Для метабазитов амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма характерны такие признаки, как нематобластовые структуры амфиболитов и зеленая высокоглиноземистая роговая обманка с малыми углами оптических осей. Для метабазитов регрессивного метаморфизма свойственны упорядоченные гранобластовые структуры, голубовато-зеленая роговая обманка с малым содержанием глинозема. Роговые обманки метабазитов прогрессивного метаморфизма по своим свойствам близки к амфиблам гранули-

товой фации. Недостаточно четкое разделение двух типов метаморфизма — прогрессивного и регрессивного — является одной из причин появлений полей неопределенности на диаграммах, предназначенных для фациального расчленения этих минералов.

### **Некоторые вопросы генезиса и схема формационного расчленения раннедокембрийских гранитоидов**

Под ранним докембрием в настоящей работе условно понимаем период времени по средний протерозой включительно. В конце этого периода происходит кратонизация раннедокембрийской подвижной зоны и раннедокембрийский гранитный магматизм сменяется платформенным магматизмом этапа стабилизации молодых платформ.

Раннедокембрийский является, вероятно, синонимом понятия *геосинклинальный* (Усенко и др., 1973). Понятие *доплатформенный* менее приемлемо, так как наиболее молодой геосинклинальный магматизм осницкого комплекса развивался, по мнению А. Я. Хатунцевой (1972), одновременно с платформенным магматизмом формации габбро-анортозит-рапакиви.

Раннедокембрийский магматизм — это особая, как отмечает Ю. А. Кузнецов (1964), форма проявления гранитного магматизма, которую можно рассматривать как промежуточную между «истинным» магматизмом и метаморфизмом. А. Н. Заварицкий даже склонен был относить раннедокембрийские граниты к метаморфическим породам. Специфика раннедокембрийского гранитоидного магматизма была одной из причин недостаточной детальности схем, предложенных для расчленения древнейших гранитоидов.

В настоящей работе нет надобности всесторонне обсуждать проблему генезиса гранитов; она очень подробно рассмотрена в специальной литературе и обобщена в известной книге В. П. Петрова (1972). Благодаря экспериментам Таттла, Винклера и Платена, среди петрографов в последнее время резко увеличилось число сторонников гипотезы палингенности гранитов. Признавая убедительную обоснованность этой гипотезы, надо заметить, что некоторые факторы с нею не согласуются.

Сравнение состава автохтонных гранитов амфиболитовой фации показывает, что все они близки к составу расплава-минимума. Следовательно, можно предположить, что на месте существующих ныне гранитов располагалась огромная толща метаморфитов, состав которых строго отвечал составу гранитов. Такую однородность гранитов можно было бы объяснить отделением реститов, однако ксенолиты в гранитах представлены полосчатыми сланцеватыми породами, которые никак не могут рассматриваться в качестве реститов. К тому же эти породы относятся к биотитовым плагногнейсам, т. е. имеют состав, по мнению В. П. Петрова, наименее вероятный для реститов.

рии, положения гранитоидов в тектонической структуре, возраста и петрографического состава.

Проблема классификации гранитоидов Украинского щита имеет хорошие традиции, идущие от известной петрогенетической карты Н. И. Безбородько. Некоторые принципы и термины классификации («типологии») гранитоидов Н. И. Безбородько, взятые в их «зеркальном отражении», настолько созвучны современным представлениям о гранитообразовании, что с успехом могут быть использованы и сегодня.

Основу петрогенетической карты Н. И. Безбородько (1965) составляют типы гранитов, выделенные по признаку морфологической, минералогической и петрогенетической индивидуальности. Но только четыре (из 15) — коростенский, житомирский, кировоградский и днепровский — действительно отвечают категории «тип», так как применяются к гранитным породам вне своего стратотипического места залегания. Прочие типы гранитов и гранодиоритов имеют строго ограниченную территориальную привязку. В предлагаемой нами схеме классификации гранитоидов типы гранитов Н. И. Безбородько по объему примерно отвечают комплексам.

Особенно важным представляется предложенный Безбородько принцип территориальности, в соответствии с которым почти каждый тип гранита приурочен к своему петрогенетическому району. По Н. И. Безбородько, *петрогенетический район* — это область влияния батолита, а гнейсовая толща — лишь остатки его кровли. Ныне мы исходим из обратного соотношения: гранитные магмы рождаются гнейсовыми толщами и состав самих гранитов определяется составом этих толщ. Таким образом, термин Н. И. Безбородько *петрогенетический район* сохраняется, но уже в противоположном и более верно отражающем смысл этого слова значении. В этом и заключается «зеркальность» предлагаемой схемы по отношению к классификации Н. И. Безбородько. Петрогенетические районы Н. И. Безбородько по размерам сопоставимы, а иногда и совпадают с крупными тектоническими блоками щита. Сохраняя термин *петрогенетический район*, мы имеем в виду тектонически обособленный блок щита, к которому, однако, может быть приурочен больше, чем один тип гранита, в том случае, если литологический состав пород этого блока неодинаков. Следует также возродить термин Н. И. Безбородько *петрогенетическая карта* как более удачный и более отвечающий именно современным взглядам на генезис гранитоидов.

Принцип территориальности остается главенствующим во всех петрографических исследованиях и по сей день. Этот принцип, в частности, хорошо увязывается с представлениями о циклическом характере развития докембрия, в соответствии с которым внедрение гранитов в толщу осадочно-метаморфических пород замыкает каждый конкретный геосинклинальный цикл. Принцип территориальности последовательно проводится во всех крупных исследованиях докембрия Украинского щита: «Український кристалічний масив»

(1947), «Геология СССР», т. V (1958), «Стратиграфия УРСР», т. I (1972) и др.

Новый этап развития исследований в области формационного расчленения гранитоидов Украинского щита начинается в 1963—1966 гг. под влиянием работ Ю. А. Кузнецова (1964) и В. В. Белюсова (1965). Для предложенных в этот период схем характерно большое разнообразие основных принципов.

В первой классификации геологических формаций Украинского щита (Усенко, Каляев, Личак, Царовский, 1963) все граниты объединены в одну гранитоидную батолитовую формацию (по Ю. А. Кузнецову). В основу более поздней схемы (Личак, Усенко, Царовский, Щербаков, 1966, 1970; Усенко и др., 1969, 1970, 1972) положен принцип глубинности, в соответствии с предложенным Ю. А. Кузнецовым разделением гранитоидов докембрия на мигматиты амфиболитовой и гранулитовой фаций. Несомненным достоинством этих классификаций является признание автохтонного (литогенного) способа образования подавляющего большинства гранитоидов раннего докембрия и принципа изофизичности гранитоидов и вмещающих толщ. Классификация геологических формаций древних подвижных зон и платформ Э. Б. Наливкиной и В. В. Жданова (1966, 1970) построена по принципу возраста и положения в тектоно-магматическом цикле.

По мере упрочения представлений о генетической связи гранитоидов с вмещающими толщами как главнейшей специфической особенностью раннедокембрийского гранитообразования на первое место в классификации гранитоидов выступает их петроминералогический состав. В основу классификационной схемы И. С. Усенко, В. И. Орсы, А. Я. Хатунцевой, В. А. Цуканова, Н. П. Щербака и И. Б. Щербакова (1973) положены состав и возраст гранитоидов и как вспомогательный признак — *PT*-условия образования.

В последние годы появилось несколько схем регионального значения (Гречишников, Чистякова, 1972; Каляев, Комаров, 1972).

**О специфике раннедокембрийского гранитоидного магматизма.** Главнейшей особенностью раннедокембрийских (доплатформенных) гранитоидов Украинского щита является внутрикоровое образование их на месте и за счет осадочно-вулканогенных метаморфических толщ, как правило, без последующего передвижения в вышележащие горизонты. В настоящее время нам неизвестно никаких признаков, которые могли бы рассматриваться как доказательство образования гранитных магм в более глубоких горизонтах, чем «гранитный» слой. Кроме того, как полагают Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1969) «...ни для одного гранитоидного плутона нельзя доказать подкоровое или мантийное происхождение образовавшей его магмы».

Изучение геологического положения и вещественного состава гранитоидов убеждают нас в существовании тесной генетической связи гранитоидов и вмещающих толщ. Эта связь выражается решительно во всех геолого-петрографических аспектах — в наследо-

вании гранитоидами структурного плана вмещающих толщ, в пространственной приуроченности гранитов определенного состава и возраста к определенным литологическим толщам, в изофизичности гранитов и гнейсов, в подобии их петроминералогических, петрохимических и металлогенических особенностей. Существование тесной связи, которое постоянно подтверждается современным фактическим материалом, отрицает возможность ювенильного происхождения гранитоидов. В настоящее время наиболее вероятным представляется первичность метаморфитов и вторичность гранитоидов.

Раннедокембрийские гранитоиды, независимо от способа образования — путем анатектического плавления, изохимической перекристаллизации, метасоматоза или даже внедрения — пассивны по отношению к вмещающим толщам. В породах гранулитовой и амфиболитовой фаций отсутствуют какие-либо признаки механического воздействия гранитоидов на вмещающую толщу, равно как и признаки обмена энергией и массой. В раннедокембрийских гранитоидах не наблюдаются также такие явления, как дифференциация и многофазность — этих обязательных признаков «истинного» магматизма. Таким образом, если раннедокембрийские гранитоиды и прошли магматическую стадию развития, то это был специфический магматизм в зоне рождения магмы, равновесной с вмещающими породами без существенного перемещения в более высокие горизонты земной коры.

**Геологические условия залегания гранитоидов.** Главным критерием определения генезиса гранитоидов является их соотношение с вмещающими породами, т. е., как заметил Х. Рид (1950), генезис гранитов — это проблема полевой геологии.

Раннедокембрийские гранитоиды Украинского щита слагают массивы или поля с преобладающим развитием того или иного типа гранита, характеризующиеся сложными перистыми очертаниями, форма которых свидетельствует об отсутствии тектонического контроля и для многих гранитов практически ничем не отличается от формы полей, образуемых метаморфитами. Простую форму имеют сравнительно редкие массивы такие, как Новоукраинский (в западной части) и Токовский. Некоторые массивы частично ограничены дизъюнктивами. Контуры большинства массивов под разными углами секут линии простирающихся вмещающих толщ, а последние, в свою очередь, беспрепятственно пересекают границы массивов и продолжают внутри них как сквозные структуры. По мнению Ю. А. Кузнецова (1964), секущее положение контактов массивов относительно директивных структур вмещающих пород — признак неинтрузивного происхождения гранитоидов. Само по себе оконтуривание большинства массивов ввиду совершенно постепенных переходов от сравнительно однородных гранитов в мигматиты — крайне субъективно. Нередко одни и те же массивы на картах разных авторов имеют разную конфигурацию, переходят из разряда гранитов в мигматиты и обратно. И дело здесь, по-видимому, не столько

в накоплении фактического материала, сколько в объективных трудностях определения действительных границ массивов.

Внутреннее строение для большинства массивов раннедокембрийских гранитоидов мало характерно. Исследованиями В. И. Лучицкого, Л. Г. Ткачука, Ю. Ю. Юрка и других было показано, что некоторые массивы (Богуславский, Уманский, Житомирский и др.) имеют концентрически зональное строение, которое заключается в последовательной смене по направлению от центра к периферии порфиробластических гранитов равномернозернистыми и далее аплит-пегматоидными. Такая структура с прямой зональностью хорошо согласуется с представлениями о массивах раннедокембрийских гранитов как очагах гранитообразования и в лучшем случае может свидетельствовать о прохождении гранитами стадии плавления, но не внедрения. В последнее время геологи все чаще высказывают мнение об обратной зональности в строении массивов. К такому выводу пришел, в частности, Н. П. Щербак в отношении стратотипических житомирских гранитов, для которых ранее предполагалась типичная прямая зональность.

При картировании гранитных массивов геологами-съемщиками в последнее время намечаются две тенденции.

Первая из них заключается в том, что некоторые геологи на основании бурового и геофизического материала картируют граниты в виде пластовых тел. Заслуживает интерес в этом отношении структура брахискладки в районе с. Гребенки (бассейн Роси), где, по данным В. И. Шунько, житомирские граниты ставищанского комплекса вместе с гранодиорит-мигматитами пластообразно окаймляют амфиболиты и порфиробластические граниты, залегающие в ядре складки (см. рис. 30). Еще показательнее структура крайней северо-западной части Украинского щита (область распространения гранитоидов осницкого комплекса) в интерпретации А. Я. Хатунцевой (1967, 1972). Типично пластовая форма совместного залегания осницких гранитов и диоритов вировского типа (рис. 61) рассматривается автором как результат внедрения магмы осницких гранитов в толщу пород кератофир-спилитовой формации.

Вторая тенденция состоит в том, что крупные, и, казалось бы, вполне обособленные массивы гранитов при более детальном изуче-

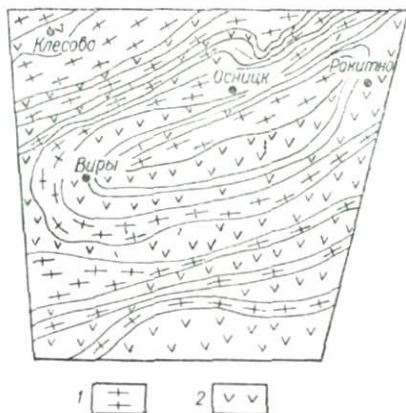


Рис. 61. Выкопировка из схематической геолого-петрографической карты северо-западной части Украинского щита (Хатунцева, 1967).

1 — области преимущественного развития осницких гранитов с заключенными в них клесовитами, 2 — диориты вировского типа и другие продукты метаморфизма диабазовых пород.

нии теряют свою индивидуальность, в них резко возрастает объем негранитных пород, массивы расчленяются на мелкие тела, и, в конечном счете, превращаются в поля мигматитов, в той или иной степени насыщенные гранитом.

Таким образом, надо признать, что наши представления о залегаии гранитов в форме «ясно очерченных массивов» (выражение А. Н. Заварицкого), в значительной мере унаследованы от прежних представлений об интрузивном механизме образования гранитов: «ясно очерченные массивы» среди раннедокембрийских гранитоидов являются весьма редким исключением.

На петрографических картах Украинского щита выделяются огромные размеры массивов одних гранитов и небольшие — других. Для их различия были предложены термины: граниты *ареального* (площадного) и *локального* распространения. Площадное распространение характерно для большинства комплексов — бердичевского, кировоградского, уманского, звенигородского, побужского и многих других, распространенность которых контролируется размерами блоков. К гранитам типично локального развития относятся такие, как антоновский, мокромосковский, салтычанский, частью житомирский, некоторые гранодиоритовые комплексы, размеры массивов которых измеряются первыми квадратными километрами. Можно заметить, что граниты ареального распространения чаще приурочены к областям развития фаций с относительно менее интенсивным гранитообразованием — гранулитовой и эпидот-амфиболитовой, а по составу — к толщам пород повышенной глиноземистости (бердичевские граниты) либо кальциевости (Приднепровский блок). Большинство известных массивов гранитов локального развития приурочено к амфиболитовой фации.

Роль гранитов локального распространения в докембрии в какой-то мере может быть сопоставлена с ролью малых интрузий фанерозоя. Среди них-то, по-видимому, и следует искать перемещенные интрузии, хотя вообще существование перемещенных интрузий среди гранитоидов раннего докембрия проблематично. Известны единичные массивы, для которых можно допустить аллохтонное образование.

По мнению В. И. Орсы (1973), аллохтонной интрузией является уже упоминавшийся Мокромосковский массив серых равномерно-зернистых гранитов. В. А. Цуканов и К. Е. Есипчук (1970) относят к аллохтонным образованиям Салтычанский массив Западного Приазовья. Аллохтонное происхождение допускается нами для Антоновского массива верховьев р. Горного Тикича (Щербаков, 1972). Интересно, что все три массива имеют специализацию на молибден независимо от состава самих гранитов. По-видимому, указанные массивы представляют тот редкий на Украинском щите случай, когда геохимическая специализация гранита определяется механизмом формирования. Все три перечисленных массива имеют простую, близкую к изометричной форму, но по *РТ*-условиям вполне изоморфны с вмещающими породами. Если эти граниты и являются

перемещенными, то масштаб перемещения был совершенно незначительным, т. е. их можно расценивать как параавтохтонные.

К разряду перемещенных гранитов раннего докембрия обычно относят жильные аплит-пегматоидные граниты. По мнению Н. П. Щербака, перемещенными являются розовые аплит-пегматоидные граниты побужского комплекса. Последние тесно связаны с чарнокитами как пространственно, так и по условиям метаморфизма. Такие граниты, перемещение которых не превышало пределов гранитогенирующего горизонта, также следует относить к параавтохтонным. Перемещенными гранитами, возможно, являются серые равномернозернистые граниты житомирского типа, секущие бердичевские граниты (Хатунцева, 1955; Щербак, 1972). К ним, вероятно, по составу близки островские граниты (Бухарев, 1973), секущие платформенные граниты Коростенского плутона, а также граниты Екатериновского, Стародубовского, Каменногильского и других аналогичных открытых в последнее время массивов, для которых предполагается среднепротерозойский возраст.

**Подобие вещественного состава гранитов и метаморфических пород.** При изучении гранитоидов поражает сходство главных особенностей их вещественного состава с составом метаморфических пород. Разумеется, о полном сходстве говорить нельзя: его можно сравнить скорее с геометрическим понятием подобия.

Петрографический фон докембрия создают метаморфические породы, которые в первом приближении можно разделить на две группы составов: богатые кальцием (метабазиты) и бедные кальцием породы (метапелиты). Между ними располагается обширная группа пород — биотитовые и биотит-плагноклазовые гнейсы — казалось бы неопределенного промежуточного состава. В действительности каждая толща, каждая конкретная проба биотитовых гнейсов несет вполне определенные минеральные признаки, по которым их можно отнести либо к метапелитам, либо к метабазитам. Такими признаками являются метабазитовые (роговая обманка, диопсид, сфен, магнетит, ортит) или метапелитовые (гранат, силлиманит, мусковит, монацит, графит) минералы. Появление любого из этих симптоматических минералов, даже в акцессорных количествах, вполне однозначно свидетельствует о принадлежности конкретного образца гнейса к тому или иному изохимическому ряду и предопределяет его геохимические, петрохимические, минералогические и металлогенические особенности. Объективными индикаторами принадлежности к метабазитовому или метапелитовому ряду являются химический состав и внешние признаки биотита. При рассмотрении состава толщи в целом вопрос о принадлежности ее к тому или иному изохимическому ряду приходится решать статистически, поскольку возможны отклонения в обе стороны. Влиянием на состав гранитов метаморфических пород железисто-кремнистого, известковистого и других рядов из-за их крайне незначительной роли можно пренебречь.

Если подобие составов гранитоидов и метаморфитов действительно существует, тогда следует ожидать, что среди гранитоидов будут прослеживаться те же два главных изохимических ряда, что и среди метаморфитов. Справедливость этого допущения подтверждается, в первую очередь, на примере натриевых гранитоидов — гранодиоритов и плагиогранитов. Из них только гранодиориты имеют свое определенное место на классификационных треугольниках, располагаясь между адамеллитами и тоналитами. Плагиограниты в классификационных схемах лишены индивидуальности — они отождествляются либо с гранодиоритами и тоналитами, либо с гранитами. По нашему мнению, плагиограниты представляют собой вполне обособленную группу гранитоидов.

Сравнение состава гранодиоритов и плагиогранитов разных комплексов Украинского щита по содержанию кварц-полевошпатовой составляющей (см. рис. 52) показывает, что они резко отличаются от нормальных гранитов низким содержанием калишпата, однако для их распознавания этот классификационный признак не годится. Главное отличие гранодиоритов и плагиогранитов состоит в том, что первые — амфиболсодержащие породы, вторые — существенно биотитовые и безамфиболовые. Роговая обманка (или диопсид в высокотемпературных гранитоидах) служит только внешним выражением более глубоких различий этих двух очень контрастных по вещественному составу пород.

Гранодиориты по сравнению с плагиогранитами содержат меньше  $\text{SiO}_2$  и значительно больше  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ , нередко —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; они более магнезиальны, чем плагиограниты (табл. 54).

Основность плагиоклаза в гранодиоритах этих же комплексов — 33—36, в плагиогранитах — 23—25. Железистость биотита в гранодиоритах — 41—45, в плагиогранитах — 50—57, причем в плагиогранитах биотит более титанистый и глиноземистый, т. е. типично метапелитовый. Гранодиориты содержат в два-три раза больше циркона, апатита и магнетита, чем плагиограниты. В плагиогранитах нередко содержится монацит и часто нет магнетита; в них сравнительно редок сфен. С некоторыми гранодиоритами, например обиточненского комплекса, связаны рудопроявления меди; плагио-

граниты практически стерильны. Гранодиориты часто образуют обособленные массивы, возможно, в силу контрастности их состава по сравнению с составом гранитов; плагиограниты чаще слагают поля с неясными очертаниями.

Приведенные данные, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют о том, что, во-первых, среди натриевых гранитоидов существуют две достаточно различные группы пород, и, во-вторых, что их составы подобны составам метаморфических пород — метабазитов и метапелитов.

В нормальных гранитах можно выделить две аналогичные линии составов и почти так же четко, как и среди натриевых гранитов. Более просто решается вопрос относительно глубинных гранитов: появление граната, силлиманита, кордиерита, красновато-бурого биотита позволяет однозначно относить их к гранитам метапелитовой линии. Так же уверенно можно отнести к метабазитовой линии амфибол- и ортитсодержащие граниты амфиболитовой фации, а к метапелитовой — двуслюдяные граниты. Сложнее обстоит дело с биотитовыми гранитами амфиболитовой фации. На примере уманских и росинских гранитов была показана принципиальная возможность выделения среди нормальных гранитов двух линий состава, аналогичных гранодиоритам и плагиогранитам.

Прямым признаком различия гранитов метабазитовой и метапелитовой линий являются симптоматические минералы (гранат, роговая обманка), которые могут содержаться в гранитах в акцессорных количествах. Акцессории гранитов метапелитовой линии представлены циркон-монацитовыми парагенезисами с ильменитом или циркон-апатитовыми парагенезисами с низким содержанием магнетита. В метабазитовых гранитах акцессорные парагенезисы циркон-апатит-магнетитовые со сфеном и ортитом. В метабазитовых гранитах в два раза больше циркона, почти в десять раз больше магнетита и совершенно нет монацита. Метапелитовые граниты, как правило, немагнитны.

Чутким индикатором состава гранитов является биотит, благодаря чему можно предложить «биотитовый метод» расчленения гранитов. Красноватый или ярко-коричневый биотит скорее всего

Таблица 54

Составы гранодиоритов и плагиогранитов, вес. %

Порода	Район	Автор	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$
Гранодиорит	Приазовье	В. А. Цуканов	60,5	0,58
Плагиогранит	»	»	70,7	0,23
Гранодиорит	Приднепровье	В. И. Орса	59,7	0,48
Плагиогранит	»	»	69,87	0,28
Гранодиорит	Росинско-Тикичский	И. Б. Щербаков	62,52	0,54
Плагиогранит	То же	»	69,14	0,14

$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	F
16,8	2,24	3,2	3,5	5,3	4,1	2,33	45
16,2	1,02	1,0	0,43	3,1	4,8	1,18	72
18,24	2,05	2,63	3,18	6,30	3,6	1,2	45
14,93	1,32	1,74	1,42	3,20	4,6	1,5	52
15,86	1,81	3,68	2,93	4,62	4,03	2,6	51
15,76	0,85	2,39	0,82	2,98	5,00	1,8	68

принадлежит граниту метапелитовой линии. Как было показано раньше (Усенко, Щербаков, Заяц, 1971), при превращении гнейсов в гранит состав биотита несколько меняется, но не настолько, чтобы потерять приметы своего изохимического ряда. На диаграмме  $Si - Ti - Al_{VI}$  биотиты как гнейсов, так и гранитов четко разделяются на два поля — метапелитов и метабазитов — даже и в тех случаях, когда все другие признаки вещественного состава гранитов не определены. В шлифах «метабазитовые» граниты распознаются по обилию сфена, эпидота, по зеленовато-бурой окраске биотита. Петрохимические различия гранитов не разработаны. В апелитовых гранитах содержание  $CaO$  обычно меньше 1,7—2,0%.

Можно предвидеть сомнения в надежности разделения гранитов на две линии составов.

Однако наш опыт позволяет утверждать, что такое разделение возможно, и при обработке собственного материала оно удавалось не менее, чем в 95% всех случаев. Главная трудность определения состава гранитов заключается в первичной, унаследованной от исходных пород, перемежаемости составов, которая наблюдается повсеместно как в отдельных обнажениях, так и в масштабах массивов. Изучение уманских и росинских гранитов показывает, что внешне одинаковые породы при детальном исследовании разделяются на «метабазитовые» и «метапелитовые». Нами сделана также попытка показать такую перемежаемость составов по принципу изоплет Э. У. Пейкerta (Peikert, 1963) на примере юго-восточной части Уманского массива (см. рис. 37). Железистость биотита нанесена по данным химических анализов. Несмотря на ограниченность материала, как видим, биотиты разной железистости, отвечающей базитовым и пелитовым составам, четко группируются в полосы, простирающие которых близко к простираанию полосчатости гранитов. В этом же, по-видимому, причина мозаичного строения магнитных полей некоторых гранитов, поскольку железистость биотита и содержание магнетита в породе взаимосвязаны (Усенко, Сухорада, Щербаков, 1973). Комплексы пестрого состава, подобные уманскому, росинскому, мухареvскому и другим, приходится либо относить к породам промежуточного состава, либо в каждом конкретном случае решать вопрос статистически по преобладанию проб того или иного состава.

Разделение гранитоидов по составу на два ряда — прием типично литологический, хотя применение к гранитам названий метаморфической терминологии — метабазиты и метапелиты — звучит диссонансом. Нами были предложены термины *апелитовые* и *апобазитовые* гранитоиды (Щербаков, 1971), которые также нельзя признать удачными. Называя граниты апобазитовыми или апелитовыми, мы никоим образом не хотим сказать, что эти граниты образовались на месте метабазитов или метапелитов: под этими терминами следует понимать только то, что вещественный состав апелитовых и апобазитовых гранитов отклоняется соответственно в сторону метапелитов или метабазитов. Иными словами, апелитовый можно

расшифровать как гранит с метапелитовой тенденцией вещественного состава.

Автор считает, что такое разделение нормальных гранитов на две группы — очень перспективный литологический прием, который может объяснить их многие геохимические и металлогенические особенности. С помощью этого приема, в частности, удастся расчлнить наиболее распространенные на Украинском щите граниты так называемого кировоградско-житомирского комплекса.

К аналогичным выводам независимо от нас пришел недавно Л. В. Махлаев (Махлаев, Коробова, 1972; Махлаев, 1974). В геологической обстановке, исключительно благоприятной для исследования (Таймыр), он проследил последовательное превращение слабо метаморфизованных осадков (начиная с фации зеленых сланцев) в граниты. Л. В. Махлаев имеет весьма веские основания для выделения среди гранитов четырех изолиогенных рядов, исходными породами которых являются метапелиты, граувакки, известковистые граувакки и андезиты. По этим породам возникают, соответственно высокоглиноземистые (двуслюдяные), щелочноземельные умеренно глиноземистые (биотитовые), щелочноземельные (биотит-амфиболовые) и субщелочные железистые (лепидомелан-гастингситовые) граниты.

**Связь составов гранитоидов и вмещающих пород. Петрогенетические районы.** Существует прямая связь составов метаморфических толщ и пространственно связанных с ними гранитоидов, которая выражается в повсеместной приуроченности апопелитовых гранитов к метапелитовым гнейсовым толщам, апобазитовых гранитов к толщам богатых СаО метаморфитов и гранитоидов промежуточного типа к толщам таких же метаморфитов. Эту замечательную особенность раннедокембрийских гранитоидов, несовместимую с представлениями об интрузивном магматизме, впервые подметил Н. И. Безбородько, отразив ее в принципе территориальности и идее петрогенетических районов. Петрографические провинции В. И. Лучицкого и Е. А. Кузнецова (1936) в современном понимании ближе к понятию магматической формации, поскольку рассматриваются независимо от вмещающей толщи. По современным представлениям петрографическая провинция — это более крупный геотектонический элемент ранга целой складчатой области или платформы (Харкевич, Москалева, 1969).

Под территориальностью Н. И. Безбородько понимал не только относительную распространенность, но и преимущественную приуроченность определенного типа гранита к географически вполне определенному петрогенетическому району. Термин *петрогенетический*, видимо, не вполне точно определяет суть явления, так как может относиться и к метаморфическим породам. Однако, желая сохранить преемственность сложившейся терминологии, в настоящей работе мы будем пользоваться этим термином, понимая под петрогенетическим районом геологически и петрографически обособленную часть щита.

та, в которой развиты гранитоиды и метаморфиты с близким вещественным составом, возрастом и *РТ*-условиями образования. Площадь петрогенетического района определяется развитием метаморфических толщ с близким литологическим составом и соизмерима с тектоническим блоком второго порядка. Петрогенетический район обычно сложен породами одной метаморфической фации или субфации, поэтому в петрогенетической карте Н. И. Безбородько заложена также идея метаморфического районирования Украинского щита. Отдельные петрогенетические районы объединяются, следуя терминологии Н. И. Безбородько, в укрупненные петрогенетические районы, отвечающие тектоническим блокам первого порядка. В западной части Украинского щита можно выделить пять укрупненных петрогенетических районов: Волынский, Подольский, Белоцерковский, Голованевский и Кировоградский (западная часть). С востока к ним последовательно примыкают Приднепровский и Приазовский укрупненные петрогенетические районы. Ниже кратко рассмотрены особенности состава гранитоидов и гнейсов отдельных петрогенетических районов западной части щита в той мере, в какой это необходимо для их типизации (рис. 62).



Рис. 62. Схема петрогенетического районирования западной половины Украинского щита. (Основа—структурно-петрографическая карта А. Н. Козловской, 1966):

1 — геосинклинальные гранитоиды локального развития; 2 — платформенные гранитоиды; 3 — границы петрогенетических районов; 4 — границы укрупненных петрогенетических районов.

кой это необходимо для их типизации (рис. 62).

Волынский укрупненный петрогенетический район совпадает с Волынским блоком первого порядка и включает три петрогенетических района — Тетеревский, Новоград-Волынский и Осницкий.

Тетеревский петрогенетический район охватывает широтную полосу тетеревских гнейсов с приуроченными к ним гранитами житомирского комплекса. Тетеревская толща сложена метапелитовыми гнейсами, биотит-плагиоклазовыми, биотитовыми, биотит-мусковитовыми иногда с гранатом, кордиеритом, силлиманитом и графитом, редко биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Житомирские граниты — типичные апелитовые, образуют в толще небольшие штокообразные тела и более крупные массивы — Житомирский, Миропольский, Каменнобродский и др. И гнейсы, и граниты практически немагнитны, нередко содержат монацит, отличаются

низкими содержаниями циркона и апатита. Н. П. Щербак указывает также на сходство в содержании и составе редких земель гнейсов тетереvской серии и порфиробластических гранитов житомирского комплекса.

Новоград-Волынский район ограничен с севера Суцано-Пержанской (Олевской) зоной разломов, с юга — тетереvской толщей, с востока — Коростенским плутоном. В литологическом отношении — это толща мигматитов, причем в западной части преобладают биотитовые и биотит-мусковитовые мигматиты, а в восточной — биотит-амфиболовые (Гречишникова, Чистякова, 1972). Южная часть Новоград-Волынского блока насыщена телами гнейсов, которые представляют собой северное продолжение тетереvской толщи. В направлении с юга на север метapelитовый состав толщи меняется на metabазитовый. Таким образом, гнейсово-мигматитовая толща Новоград-Волынского блока по составу имеет переходный характер от метapelитовой до metabазитовой и соответственно таков же состав образовавшихся в этой толще гранитоидов мухареvского и курчицкого комплексов.

Мухареvские граниты (Мухареvский, Барашевский и другие массивы) — порфиробластические, преобладают алобазитовые. В их составе нередко встречается роговая обманка, зеленоvато-бурый биотит, акцессории — апатит, сфен, эпидот. Концентрически зональные массивы курчицких гранитов (Курчицкий, Красногородский и др.) образуют субширотную полосу ближе к средней части Новоград-Волынского района. Курчицкие граниты алопелитовые, мусковитсодержащие, с бурым биотитом; акцессории — апатит, циркон, ильменит, редко монацит; *PT*-условия этого петрогенетического района — средняя, либо даже низкая амфиболитовая фация.

Осницкий петрогенетический район занимает крайний северо-западный угол щита и отделен от остальной его территории северо-восточным Олевским разломом. Район сложен породами осницкого комплекса, выделенного впервые Л. Г. Ткачуком (1947). По представлениям Л. Г. Ткачука и А. Я. Хатунцевой (1972), осницкий комплекс включает серию осадочно-вулканогенных пород (метадиабазы, метадиориты, кварцевые порфиры, апокератофиры, лептиты) и магматогенные породы (габбро, граниты, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты). Особенностью этого петрогенетического района является субширотное простирание директивных линий и частое переслаивание гранитов с исходными, по мнению авторов, осадочно-вулканогенными породами (см. рис. 2). Формация осницких гранитоидов образовалась в результате ассимиляции гранитной магмы главным образом основных эффузивов диабаз-кератофировой формации. Осницкие граниты слагают крупный Клесовско-Рокитнянский массив сложной пластовой структуры и несколько мелких массивов типа Брониславского.

Осницкие граниты преимущественно розовые, массивные, среднезернистые, с сиреневым округлым кварцем. Роговая обманка в

породообразующих количества обычно не встречается. Аксессуары — апатит, циркон, сфен, магнетит, пирит. По данным Гречишниковой и Чистяковой (1972), осницкие граниты, подобно апобазитовым гранитам Новоград-Вольнского района, отличаются повышенными содержаниями элементов группы железа. Особенностью осницкого района в целом является хорошая сохранность признаков первичноэффузивного происхождения в основных, средних и кислых породах субстрата, наличие диопсида в ксенолитах габбровых пород, что свидетельствует о слабой степени переработки их в процессе гранитообразования. По мнению А. Я. Хатушцевой (1967), осницкий петрогенетический район представляет собой наиболее молодую на Украинском щите геосинклинальную область. Как граниты, так и вся толща, за некоторыми исключениями, является типично апобазитовой.

Подольский укрупненный петрогенетический район отвечает Подольскому блоку. Его можно разделить на четыре петрогенетических района: Бердичевский, Винницкий, Гайворонский и Гайсинский.

Северная часть Подольского блока — Бердичевский петрогенетический район — это почти сплошное поле гранитов бердичевского комплекса площадью свыше 8000 км<sup>2</sup> с небольшими телами высокотемпературных гранитоидов — чарнокитов и побужских аплитовидных гранитов (Щербак, 1972). Породы гнейсовой толщи (подольская серия Н. П. Щербака) представлены многочисленными останцами высокотемпературных метapelитов — гранат-биотитовых, биотитовых, кордиерит-биотитовых, силлиманит-биотитовых, графит-биотитовых и биотит-гиперстеновых гнейсов, редко metabазитов и кальцифиоров. В восточной части района, по-видимому, в связи со ступенчатым сочленением Бердичевского блока и Белоцерковского укрупненного петрогенетического района, появляются небольшие тела равномернозернистых гранитов и мигматитов.

Бердичевские граниты представляют собой ярко выраженный арeальный тип гранитоидов, для которых характерна особенно тесная связь с гнейсами как по условиям залегания (согласные тела, постепенно переходящие в гнейсы), так и по составу минералов. По данным Н. П. Щербака (1972), состав фемических минералов бердичевских гранитов и гнейсов совершенно одинаковый: средняя железистость граната и биотита в тех и других равна соответственно 80 и 51,5%, кордиерита — до 45%. Бердичевские граниты темно-серые, преимущественно равномернозернистые, редко — неясно порфиробластические. Средний минеральный состав, по Н. П. Щербаку, следующий (в об. %): калишпат 11, плагиоклаз 40, кварц 27, гранат 11, биотит 11, повсеместно встречается кордиерит, реже — андалузит. Биотит в шлифе красновато-бурый, типично апопелитовый (Усенко и др., 1972, анализы 203—218), мусковитизирован. Аксессуары минералы — монацит, циркон, пирротин, апатит; магнетита нет. Н. П. Щербак (1972) подчеркивает одинаковый состав в гранитах и гнейсах редких земель и изотопов кислорода. По

соотношению калийных минералов бердичевские граниты отвечают гранодиоритам, на что указывал в свое время И. С. Усенко, однако имеют типично метапелитовый минеральный состав.

Винницкий петрогенетический район примыкает с юга к бердичевскому, а с северо-востока ограничен Верхнебугской зоной разломов. Район представляет собой сложное сочетание высокотемпературных апопелитовых гранитоидов бердичевского, побужского и чарнокитового комплексов с типично мигматитовыми породами — винничитами.

Побужский комплекс (Щербак, Рябоконт, 1972) сложен аплит-пегматоидными гранитами. Это — существенно ортоклазовые породы с оранжево-бурым биотитом ( $f = 41,5$ ), пироп-альмандиновым гранатом ( $f = 69$ ); аксессуарии — монацит, циркон, апатит.

Завальевский петрогенетический район занимает Среднее Побужье и Приднестровье. Большая часть района сложена чарнокитами и розовыми аплит-пегматоидными гранитами. Состав метаморфических пород сравнительно пестрый. Наряду с метапелитовыми гнейсами большое место занимают метабазиты — двупироксеновые сланцы и габброиды и их амфиболитовые разновидности. Крупные поля аплит-пегматоидных гранитов и чарнокитов приурочены к западной части этого района. Чарнокиты западной части района (Приднестровье) представлены преимущественно эндербитами (апопелитовыми), восточной (район Гайворона) — чарнокитами гайворонского типа (апобазитовыми).

Гайсинский петрогенетический район ограничен с северо-запада Белоцерковским разломом, с юго-запада — Верхнебугским, с востока — Звиздаль-Залесской зоной разломов.

Вся северная часть Гайсинского района сложена почти сплошным полем собитов (термин Чирвинского) с небольшими телами двупироксеновых гнейсов и амфиболитов. В южной части все эти породы залегают в виде ксенолитов в поле мигматитов аплит-пегматоидных гранитов. Комплекс собитов имеет много общих черт как с чарнокитами, так и с гранитами амфиболитовой фации типа уманских, росинских и др.

Собиты — это главным образом гранодиориты, с разным содержанием роговой обманки, калишпата и биотита, однако нередко состав их отклоняется как до гранитового, так и до диоритового и даже монцитового. Собиты вмещают ксенолиты основных пород, представленных двупироксеновыми гнейсами, амфиболитами, биотит-амфиболовыми гнейсами и сланцами. Беспироксеновые породы по структуре чрезвычайно близки к базитам гранулитовой фации — двупироксеновым сланцам, габброидам и амфиболитам. В шлифах наблюдается явное замещение пироксенов, главным образом клинопироксена, бледно-зеленой роговой обманкой.

Собиты можно рассматривать как субкальциевые мезократовые плагио-чарнокиты, диафорированные в условиях амфиболитовой фации. С чарнокитами их объединяет состав ксенолитов — несомненно диафоритов по метабазитам гранулитовой фации, а с гранито-

идами амфиболитовой фации — внешний вид, четкорешетчатый микроклин и «амфиболитовый», в сущности, минеральный состав. Состав собитов — ярко выраженный апобазитовый, даже в породах типично гранитового облика, хотя бы в аксессуарном количестве, всегда содержится роговая обманка.

Белоцерковский укрупненный петрогенетический район расчленяется на два петрогенетических района — Фастовский и Уманский.

Белоцерковский район в целом сложен разнообразными гранитоидами амфиболитовой фации. Толща метаморфитов представлена породами росинско-тикинской серии и по литолого-геохимическим особенностям сопоставляется нами с первичной мергелисто-глинистой флишовой формацией (Щербаков, 1972, 1973). Особенно это относится к Уманскому району.

Западная часть Уманского района сложена преимущественно мигматитами розовых аплит-пегматоидных гранитов, восточная часть — гранитами уманского, росинского, ставищанского комплексов, гранодиоритами тетиевского и плагиогранитами звенигородского комплексов.

Уманские граниты разделяются по составу на апопелитовые и апобазитовые; статистически преобладают последние.

Ставищанские граниты — типично апопелитовые (с мусковитом, монацитом, бурый биотитом).

Росинский комплекс принадлежит к числу тех, разделение которых по вещественному составу особенно затруднительно. Если в Богуславском массиве апопелитовые составы преобладают, то в Росинском количество апобазитовых и апопелитовых гранитов почти одинаково.

Толща метаморфических пород Белоцерковского района отличается от толщи Уманского района значительно более дифференцированным составом. Гранитоиды представлены гранитами Васильевского массива, которые по минеральному составу вполне аналогичны ставищанским апопелитовым гранитам. Апопелитовыми являются, вероятно, и корнинские порфиробластические граниты.

Голованевский укрупненный петрогенетический район совпадает с Голованевским блоком первого порядка. В его пределах можно выделить три петрогенетических района: Ятранский, Первомайско-Голованевский и Синюхинский. Ятранский район — область преимущественного развития натриевых чарнокитоидов — эндрбитов (чарнокиты ятранского типа), нередко массивных. В Первомайско-Голованевском районе преобладают чарнокиты токаревского типа — существенно калиевые лейкократовые породы с аксессуарным гиперстеном, которые можно сравнивать с розовыми аплит-пегматоидными гранитами побужского комплекса, по Н. П. Щербаку. Чарнокиты ятранского комплекса переслаиваются с гиперстен-биотитовыми гнейсами и по составу типично апопелитовые. Токаревские чарнокиты вмещают пестрый по составу комплекс пород тетерево-бугской серии. Среди них преобладают апопелитовые составы. Наконец, синюхинские граниты — несомненно апопелитовые.

Совершенно аналогичное расчленение на петрогенетические районы, характеризующиеся общностью состава метаморфитов и гранитов, можно было бы продолжить и восточнее рассмотренного региона.

Так, Кировоградский укрупненный петрогенетический район характеризуется преобладанием метапелитовых толщ, выделенных И. М. Этингофом (1973) в ингуло-ингулецкую серию, и субглиноземистых гранитов. Стратотипические кировоградские граниты в районе г. Кировограда — это порфиробластические породы с гранатом, красновато-бурым биотитом и монацитом. Этингоф показал, что каждой из свит ингуло-ингулецкой серии отвечают близкие к ним по составу граниты: к зеленовской свите метапелитового состава приурочены плагиограниты, к биотитовым гнейсам чечелевской свиты — равнозернистые граниты житомирского типа, к спассовскому комплексу пироксеновых и биотит-пироксеновых гнейсов — порфиробластические граниты переходного состава.

В Приднепровском районе преобладают толщи базитового состава, в меньшей мере развиты толщи переходного состава и почти нет типичных метапелитов. Связь состава гранитоидов и вмещающих пород в Среднем Приднепровье установлена В. И. Орсой (1973). Он показал, что днепропетровская толща (г. Днепропетровск) существенно базитового состава вмещает амфиболсодержащие гранодиориты и диориты, а с вольнянской толщей, отделенной от днепропетровской широтным Девладовским разломом и сложенной биотит-плагиоклазовыми гнейсами, связаны мусковит- и монацитсодержащие плагиограниты.

Исключение из всех рассмотренных районов составляет Приазовье. Здесь с лозоватской свитой существенно метабазитового состава связаны монацитовые граниты анадольского комплекса, а с корсак-шовкайской метапелитовой свитой — субкальциевые салтычанские граниты.

Таким образом, общность валового состава вмещающих толщ и гранитоидов вполне очевидна. Отсюда естественным казался бы вывод, что ксенолиты метаморфических пород, которыми насыщены все раннедокембрийские гранитоиды, являются переработанными останками (скиалитами) гранитного петрофонда. Этот вывод настолько часто и, надо отметить, убедительно обосновывается в работах многих авторов, что ныне поднялся до уровня достоверного факта. Считается вполне очевидным, что граниты могут образовываться на месте осадочно-метаморфических толщ любого состава, включая железисто-кремнистые карбонатные и, особенно, основные породы, путем выноса чуждых для гранита компонентов и привноса недостающих. Обсуждается вопрос о способе транспортировки нужных компонентов и их объеме. Значительно реже приводятся примеры комплементарности состава гранитов и вмещающих толщ.

Основаны такие представления на трех объективных фактах: 1) наличии зональных ксенолитов в гранитах, 2) существовании неравновесных метасоматических структур в гранитах и ксенолитах,

3) обедненности гранитов многими элементами по сравнению с вмещающими гнейсами. Однако биотитовые, амфиболовые, полевошпатовые оторочки вокруг ксенолитов основных пород свидетельствуют о метасоматической переработке ксенолитов в пределах первых сантиметров, но это еще не значит, что процесс непременно должен осуществляться и в более крупных масштабах. Иными словами, недопустимо на основании логических построений частное явление возводить в ранг всеобщего процесса.

То же самое относится и к метасоматическим структурам. Как справедливо отметил Н. Л. Добрецов, «...во многих случаях доказательства широко проявленного «метасоматоза» основываются на микроструктурных и микротекстурных наблюдениях» (Добрецов и др., 1970, с. 243). Достоверно лишь то, что метасоматические, энергетически неупорядоченные структуры существуют, поскольку при любой перестройке вещества необходимо хотя бы местное его перемещение. Это не означает, опять-таки, что такое частное явление составляет часть всеобщего процесса огромной по масштабам миграции вещества.

Наконец, обедненность докембрийских гранитоидов рудогенерирующими компонентами еще не значит, что все эти компоненты существовали в исходных породах и впоследствии были вынесены. Если для преобразования осадочных пород в метаморфические необходим привнос огромного количества тепловой энергии, то можно допустить и такой же по масштабу привнос гранитизирующей субстанции либо ювенильного происхождения, либо за счет дегранитизации глубинных горизонтов земной коры, словом, отнести их на счет тех источников, которые сегодня недоступны для нашего исследования. Непреодолимое препятствие для всех гипотез, связанных с привносом — выносом вещества заключается в другом: в отсутствии мест концентрации этого вынесенного вещества. Проявления «основного фронта», которые описаны и в работах украинских геологов, и в мировой литературе по своим масштабам ни в коей мере не сопоставимы с теми огромными концентрациями магмических компонентов, которые должны создаваться в процессе гранитизации. Нет этого фронта ни в породах докембрия, ни в более высоких структурных этажах; нет никаких геологических доказательств существенного выноса породообразующего вещества из зоны гранитизации.

Разумеется, было бы крайностью отрицать всякую миграцию вещества при гранитообразовании. Несомненно, в широких масштабах осуществляется выравнивание состава гранитизируемых толщ либо при местной перекристаллизации, либо при плавлении. Необходимо допустить хотя бы небольшой привнос щелочей (1—2%), чтобы объяснить процесс регионального порфиробластеза в гранитах. В обнажениях постоянно наблюдаются зоны порфиробластической микроклинизации, накладывающейся на породы практически любого состава. Повышенная кислотность и щелочность гранитоидов амфиболовой фации сравнительно с гранитами амфибли-

товой фации позволила многим петрографам высказаться в пользу соответствующего выноса вещества при осушении гранулитовой зоны. Такой источник вещества особенно вероятен для областей прогрессивного метаморфизма, опускающихся навстречу потоку флюидов, которые освобождаются из слабометаморфизованных пород. Перерастание метаморфизма в гранитообразование представляется вполне возможным для прогрессивно метаморфизованных толщ, подобных описанным Л. В. Махлаевым на Таймыре (Махлаев, Коробова, 1972). Наконец, нельзя отрицать обоснованность представлений о метаморфогенном способе мобилизации рудного вещества.

Таким образом, привнос некоторой части гранитизирующей субстанции необходим; имеются прямые признаки привноса, но доказательств выноса вещества нет. Приходится допускать, следовательно, что зона гранитообразования поглощает ювенильное вещество, не компенсируя очевидного привноса столь же очевидным выносом. Происходит «разбавление» пород гранитизирующими элементами со значительным увеличением объема, который может уменьшаться, вероятно, только при отжимании магмы в верхние горизонты. Если такое «разбавление» и происходит, то масштабы его не могут быть велики, так как для доведения, например метабазитов, до состава гранитов необходимо пятикратное разбавление относительно  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ , т. е. привнос вещества, превышающий по объему исходные породы.

Более правдоподобно допустить, что докембрийские гранитоиды образовались на месте и за счет метаморфических толщ, состав которых мало отличался от гранитов и был подготовлен к гранитизации в ходе осадочной дифференциации и последующего изохимического метаморфизма. Исходными осадками могли служить глины, граувакки и известковистые граувакки. Как отмечает Л. В. Махлаев (1972), термин *граувакка* потерял свое первичное значение (продукты разрушения основных пород). Под этим названием в современных работах описаны псаммито-пелитовые алевролиты, состоящие из кварца, плагиоклаза, серицита и хлорита. Такие породы использовались и в экспериментах по плавлению.

Насколько близок был состав гранитизированных пород к гранитному, видно из приведенного в главе III сопоставления химизма метаморфитов и гранитов. Было показано, что очень незначительное отклонение состава биотитовых гнейсов от гранита хотя бы по одному, причем любому из окислов, привело к тому, что гнейс оставался гнейсом в виде ксенолита в граните.

Ю. П. Мельник (1966) предложил термодинамическое обоснование, в соответствии с которым первичные глинистые осадки и некоторые обломочные породы подвергаются гранитизации активнее, чем хемогенные осадочные и основные магматические породы. П. Миш (Mish, 1949) описал пример «статической» гранитизации в Юго-Восточном Китае, где изохимической переработке с образованием нормальных гранитов подверглась толща мезозойских

аргиллитов и песчаников. Образованием гранитов без существенного привноса — выноса вещества можно объяснить: отсутствие метасоматической зональности как внутри массивов, так и вокруг них; отсутствие рудных концентраций, которые можно было бы связывать с архейским гранитообразованием; петрохимическое и геохимическое подобие гранитов и вмещающих толщ и многие другие явления, составляющие специфику гранитообразования раннего докембрия. Таким же образом можно объяснить контрастность состава ксенолитов и гранитов: состав ксенолитов указывает на состав не всей исходной толщи, а только той ее части, которая существенно от нее отличалась. Ксенолиты являются, таким образом, не останками гранитного петрофонда, а резисторами. Таковы ксенолиты амфиболитов в типичных субглиноземистых гранитах, чарнокитов — в бердичевских гранитах и собитах.

**Принципы формационного расчленения гранитоидов.** Дискуссия о возможности выделения наряду с осадочными и магматическими других типов формаций, в частности формаций метаморфических, ультраметаморфических и метасоматических, закончилась в основном на IV Всесоюзном петрографическом совещании в пользу последних. На Украине правомочность выделения таких формаций никогда не вызывала сомнений (Усенко и др., 1971, 1972; Наливкина, Жданов, 1970; Лазыко, 1971). Из этих же работ видно, что большинство украинских геологов поддерживает классификационные принципы Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Билибина и Ю. А. Кузнецова.

Своеобразие раннедокембрийских гранитоидов заключается в их промежуточном положении между породами осадочно-метаморфическими и истинно магматическими. Не являясь ни теми, ни другими, раннедокембрийские гранитоиды заслуживают выделения в особый тип геологических формаций под этим же названием.

Понятие «ультраметагенные формации», предложенное К. А. Шуркиным и Ф. П. Митрофановым (1969), соответствует мигматитовым формациям Ю. А. Кузнецова, т. е. охватывает как гранитоиды, так и мигматиты. По нашему мнению, мигматиты — это промежуточное звено в цепи геологических образований осадочная порода — гранит; их также следует выделять в особый тип геологических формаций.

Формации раннедокембрийских гранитоидов имеют многие признаки, положенные в основу понятия формации комиссией Петрографического комитета.

Принцип закономерной повторяемости подтверждается как в пространстве, так и во времени. Многие разновидности раннедокембрийских гранитоидов имеют свои аналоги не только в разных частях Украинского щита, но и в других регионах. Насколько можно судить по радиологическим данным, имеет место и повторяемость во времени гранитов близкого состава (Щербак и др., 1967).

Одной из особенностей формаций раннедокембрийских гранитоидов является однопородный состав комплексов, в связи с чем

отпадает требование «парагенетического единства всех членов общества». Вместо него как другая важная особенность выступает генетическая связь гранитоидов и материнских пород.

Преждевременны для классификации гранитоидов, на наш взгляд, пункты в) — единство структурно-геологического положения и г) — связь с единым этапом тектоно-магматической эволюции.

Определяя место и время проявления гранитоидного магматизма, большинство геологов переносят на докембрий схему развития геосинклиналей Г. Штилле, которая была разработана для фанерозоя и, как отмечает Ю. А. Кузнецов, в общем выдержала проверку временем. Некоторые положения схемы Г. Штилле подверглись серьезной критике на Всесоюзном совещании по проблемам связи тектоники и магматизма в январе 1967 г. Наиболее важным для нас выводом этого совещания является, во-первых, отрицание безусловной связи гранитоидного магматизма с геосинклинальными областями и, во-вторых, отрицание определяющей роли складчатости в гранитообразовании. Большинство ведущих тектонистов пришло к выводу, что «...всякое образование гранитоидов происходит только на фоне активных тектонических поднятий», образование гранитоидов связано не «...со складчатостью, а с интенсивными поднятиями безразлично к тектонической природе и форме поднятий» (Кузнецов, Яншин, 1969). Интересно, что эти выводы Кузнецов относит, по-видимому, только к молодым геосинклинальным областям: все гранитоиды докембрия, т. е. области генерации магмы, он по-прежнему считает синорогенными.

Дискуссионной представляется точка зрения, господствующая ныне среди петрографов, согласно которой гранитообразование во времени приурочено к этапу складкообразования (синкинематические, синитектонические или соскладчатые гранитоиды). Этому противоречит сама суть процесса гранитообразования, результатом которого является возникновение вещества менее плотного, чем исходные породы. Нельзя отрицать существования доорогенных и синорогенных гранитоидов. К доорогенным гранитам, по-видимому, относятся небольшие пластовые тела равномернозернистых гранитов, залегающие среди метаморфитов амфиболитовой фации, в том числе и среди карбонатных толщ. Тела таких гранитов, мощность которых измеряется первыми метрами, будинированы и обтекаются гнейсовым материалом. К синорогенным, по-видимому, относятся небольшие массивы гранитов житомирского комплекса в толще тетеревских гнейсов. По данным Н. П. Щербака, массивы этих гранитов четко приурочены к замковым частям складок; их образование возможно в результате локальной разрядки напряжений. Синорогенные граниты приурочиваются предпочтительно к толщам метаморфических пород, прогрессивно метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Что касается гранитоидов ареального развития, то их распространение в плане щита контролируется блоковой тектоникой. Возникновение таких гранитов более вероятно связывать с вертикальными движениями, в результате которых

регионально метаморфизованные толщи перемещаются в зону гранитообразования, причем в зависимости от знака вертикальных движений возможны два случая.

Для западной половины щита более характерно гранитообразование, связанное с восходящими движениями. При этом в зону гранитообразования перемещаются породы глубинных горизонтов, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Масштабы восходящих движений в разных блоках различные. Так, бердичевские граниты и чарнокиты образовались при сравнительно небольших восходящих движениях, в результате чего процесс гранитообразования осуществлялся в условиях гранулитовой фации. Эти гранитоиды имеют наименее «гранитный» облик. Граниты Белоцерковского и Уманского блоков образовались, по-видимому, за счет переработки в условиях амфиболитовой фации глубинных гранитоидов типа собитов или субкальциевых чарнокитов. Более высокометаморфизованные породы в таких гранитах сохраняются только в тех случаях, если размеры их тел достаточно велики. Примером могут служить метаморфические толщи Володарской и Белоцерковской аномалий. В огромном большинстве случаев породы в ксенолитах по степени метаморфизма отвечают вмещающим гранитам. Граниты амфиболитовой фации достигают интрузивной степени гомогенности. Таким образом, гранитообразование в условиях восходящих вертикальных движений является регрессивным в метаморфическом значении этого понятия. Такие граниты имеют существенно калиевый состав.

Второй случай — гранитообразование, связанное с нисходящими вертикальными движениями, — отвечает классическим представлениям о метаморфизирующей роли гранитов или о перерастании метаморфизма в гранитизацию. Такой тип процесса характерен для Приднепровского петрогенетического района.

По указанию Н. П. Семененко (1966), В. Л. Бойко (1965) и других исследователей, в отдельных складчатых структурах, сложенных осадочно-вулканогенными толщами (Верховцевская, Чертомлыкская, Конкская структуры) и залегающих в поле гранитов Большого Кривого Рога, устанавливается зональное повышение ступеней метаморфизма от зеленосланцевой в центре до амфиболитовой на периферии на контакте с гранитами. Горизонтальная зональность синклиналильных структур подтверждается и наличием вертикальной зональности. Как показали М. А. Ярошук и В. Л. Оноприенко, в синклиналильных структурах породы зеленосланцевой фации с глубиной повсеместно сменяются породами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Таким образом, при нисходящих блоковых движениях процесс гранитообразования по отношению к метаморфическим породам оказывается прогрессивным.

В обоих случаях — при нисходящих и восходящих блоковых движениях — процесс гранитообразования накладывается на породы, претерпевшие главный этап метаморфизма и смятые в складки.

Следовательно, гранитообразование представляется оторванным от метаморфизма как в пространстве, так и во времени. Разрыв во времени подтверждается также определениями изотопного возраста. По данным Н. П. Щербака (1972), чарнокитизация кристаллических сланцев Побужья происходила почти на 500 млн. лет позже, чем региональный метаморфизм этих же сланцев. Д. А. Михайлов, Э. К. Герлинг и др. (1973) показали, что возраст метаморфизма гранулитовой фации западной части Алданского щита древнее 3000 млн. лет, а возраст ультраметаморфизма — 2600—3000 млн. лет.

Приведенные краткие соображения показывают, таким образом, что определение этапа формирования гранитоидов является содержанием особой и крайне дискуссионной проблемы о соотношении метаморфизма и гранитизации, гранитизации и орогенеза. Состояние проблемы таково, что вряд ли целесообразно положить эти признаки в основу формационного расчленения гранитоидов.

Еще менее допустимо, по мнению автора, основываться при расчленении гранитоидов на каких-либо структурно-тектонических признаках. Схемы тектонического развития подвижной зоны базируются на стратиграфическом материале, который сам по себе субъективен и, в свою очередь, может быть основан как на радиологических, так и на геологических данных. Естественно, еще более субъективны тектонические схемы, базирующиеся на этом материале. Достаточно сказать, что главные тектонические схемы Украинского щита (Г. И. Каляев, И. С. Усенко, Я. Н. Белавцев, В. Г. Бондарчук, В. А. Рябенко, А. Н. Козловская, О. И. Слензак и др.) являются либо взаимно исключающими, либо существенно разнятся в интерпретации важнейших структурных элементов щита. В заключение приведем высказывание Ю. А. Кузнецова: «Если же выделение формаций производится... на основании заранее заданной схемы, то... любые вытекающие из изучения формаций геологические выводы не будут выходить за рамки именно этой схемы, что, конечно, не может способствовать прогрессу науки» (Кузнецов, 1964, с. 13).

Единственным объективным критерием для формационного расчленения гранитоидов является, по глубокому убеждению автора, комплекс признаков вещественного состава этих пород. Подобно тому, как осадочные формации, выражаясь словами Б. М. Келлера «мы видим в обнажении, изучаем с молотком в руках» (цитируется по Кузнецову, 1964), так и формации гранитоидов, выделенные по признаку вещественного состава, мы безошибочно распознаем с помощью микроскопа и других методов петроминералогического исследования вещества. Классификация раннедокембрийских гранитоидов — это, в первую очередь, задача петрографии так же, как выделение осадочных формаций — задача полевой геологии. В связи с этим невозможно понять высказывания некоторых авторов, что петрографическое направление мало перспективно, исчерпало себя, стало тормозить дальнейший прогресс в изучении докембрия и т. д. Так же, как петрографическая карта всегда будет первым и самым

объективным документом сравнительно со всеми другими геологическими картами, так и петрографические материалы должны быть основой любых геологических построений.

**Схема формационного расчленения раннедокембрийских гранитоидов.** Предлагаемая схема является петрографической и основана на специфических особенностях раннедокембрийского гранитоидного магматизма. Главные принципы классификации — состав, глубинность и возраст (табл. 55).

Вещественный состав — наиболее устойчивый и самый объективный признак гранитоидов. По этому признаку выделено пять формационных серий.

Натриевые гранитоиды образуют две самостоятельные формационные серии: гранодиоритовую и плагиигранитную, отвечающие натриевым гранитоидам субкальциевого (апобазитового) и субглиноземистого (апопелитового) составов. Различия между двумя сериями, как было показано выше, достаточно контрастны. По аналогии с этими двумя сериями расчленены и граниты нормального состава, характеризующиеся переменным, но в общем равным содержанием щелочей. Для серий нормальных гранитов предложены названия — субкальциевые и субглиноземистые или апобазитовые и апопелитовые. В названиях формационных серий отражается подобие вещественного состава гранитоидов и метаморфических пород; в определенном смысле формационные серии можно сравнивать с изохимическими рядами богатых и бедных кальцием метаморфических пород. Разумеется, различия между ними в значительной мере сгнелированы ввиду общего выравнивания составов при гранитообразовании. Своеобразие вещественного состава гранитоидов состоит в том, что на данном этапе можно выделить только два таких ряда. В самостоятельную формационную серию выделены лейкократовые граниты, слагающие отдельные массивы или поля. Состав лейкократовых гранитов также отражает влияние вмещающих пород, но признаки для их распознавания изучены недостаточно.

Признак глубинности учитывается в классификации на уровне субформаций. В каждой из формационных серий выделяется по две серии субформаций — глубинная и среднеглубинная, отвечающие соответственно формациям гранитоидов гранулитовой и амфиболитовой фаций Ю. А. Кузнецова. Признак глубинности, несомненно, более субъективный, чем признак вещественного состава, однако совершенствование термобарометрических методов позволяет надеяться, что его объективность возрастает.

К архей-нижнепротерозойскому формационному ряду, в соответствии с радиологическими данными Н. П. Щербака, отнесены гранитоиды бердичевского, побужского, чарнокитового и других комплексов, слагающие обширные площади в западной части щита. Возрастное положение гранитоидов этого формационного ряда вызывает наибольшие сомнения. Если геологические соотношения высокотемпературных гранитоидов с архейскими гранитами Приднепровья пока неизвестны из-за их территориальной разобщенности,

Схема формационного расчленения раннедокембрийских гранитоидов Украинского щита

Ряд формаций	Мегацикл	Субформация	Формационная серия, комплекс				
			Гранодиоритовая	Плагногранитная	Субглиноземистых гранитов	Субкальциевых гранитов	Лейкократовых гранитов
Нижне-средне-протерозойский	IV	Среднеглубинная	Осницкий	Осницкий		Осницкий	Осницкий
Нижнепротерозойский	III	Среднеглубинная	Обиточненский Тетиевский	Каратюковский Галещинский	Кировоградский Житомирский Ставищанский Курчицкий	Уманский Мухаревский Салтычанский	Анадольский Каратышский
		Глубинная	Звенигородский		Росинский		
			Собитовый Шепетовский		Новоукраинский Синюхинский Ставковский Трикратский	Верблюжско-Боковьянский	
Архей-нижне-протерозойский	II	Среднеглубинная	Табурищенский	Кременчугский			Днепровский
		Глубинная	Гайворонский чарнокитовый	Ятрапский чарнокитовый	Бердичевский		Побужский Токаревский чарнокитовый
Архейский	I	Среднеглубинная	Днепропетровский		Саксаганский Демурипский Мокромосковский	Верхнеросинский	Токовский

то вполне определенные суждения можно высказать о соотношениях чарнокитов и верхнеросинских мигматит-гранитов.

Росинская серия выделена Н. П. Щербаком, который определил возраст ее метаморфизма и гранитизации — 2500—2700 млн. лет. В последующих схемах классификации гранитоидов эта серия получила название верхнеросинской в отличие от росинско-тикичской по УРМСК. Граниты, ассоциирующие с метаморфитами верхнеросинской серии, очень близки к гранитам росинского (в нашем понимании) комплекса, но отличаются более ясно выраженным метабазитовым составом. Верхнеросинские мигматит-граниты также очень близки по составу к гранитным членам собитового комплекса, которые, в свою очередь, можно рассматривать как диафорированные чарнокиты. Таким образом, представляются более вероятными обратные возрастные соотношения: чарнокиты древнее верхнеросинских гранитов. Подобные соотношения установлены для гранулитовой и амфиболитовой фаций Алдана (Михайлов и др., 1973). Вполне возможно, что на изотопных отношениях отразились более высокотемпературные условия формирования чарнокитов. В предложенной схеме сохранены возрастные соотношения комплексов, принятые ранее коллективом авторов (Усенко и др., 1971, 1972) исключительно под давлением очень убедительных реперных датировок Н. П. Щербака.

Возрастной признак расчленения гранитоидов по сравнению с двумя предыдущими наиболее уязвим с точки зрения объективности, но в то же время он необходим как главный признак любого геологического объекта. Возрастное расчленение гранитоидов выполнено Н. П. Щербаком (Усенко и др., 1971, 1972, 1973) и основано, главным образом, на изотопных данных. Эти данные позволяют выделить среди раннедокембрийских гранитоидов Украинского щита четыре формационных ряда: архейский, архей-нижнепротерозойский, нижнепротерозойский и нижне-среднепротерозойский, которые отвечают докембрийским мегациклам Н. П. Семененко: докембрий I (2700—3500 млн. лет), докембрий II (2700—2000 млн. лет), докембрий III (2000—1700 млн. лет) и докембрий IV (1700—1200 млн. лет).

Древнейшие гранитоиды архейского формационного ряда, возраст которых хорошо обоснован изотопными данными (2600—2800 млн. лет), широко распространены в Среднем Приднепровье (плагнограниты и гранодиориты Днепровско-Запорожской зоны, саксаганские плагнограниты и др.). В западной части щита Н. П. Щербак относит к архейскому формационному ряду порфиروبластические граниты и мигматиты верховья Роси. Особенностью гранитов архейского формационного ряда являются относительно невысокие *РТ*-условия образования, отвечающие амфиболитовой фации, а также приуроченность к районам щита с наименьшей глубиной залегания поверхности Мохоровичича.

Максимально развиты в пределах щита гранитоиды нижнепротерозойского формационного ряда с изотопным возрастом 2100—

1700 млн. лет, известные под названием житомирских, уманских, богуславских и других гранитов.

Возрастное положение гранитоидов этого ряда геологически определяется вполне однозначно, так как они секут архей-нижнепротерозойские гранитоиды и содержат ксенолиты последних. По *РТ*-условиям нижнепротерозойские гранитоиды наиболее разнообразны. Среди них имеются граниты низкотемпературной части гранулитовой, высокотемпературной амфиболитовой, амфиболитовой и даже эпидот-амфиболитовой фаций.

Гранитоиды четвертой возрастной группы — ниже-среднепротерозойской — слагают крупный массив на крайнем северо-западе щита и южную часть Белорусского массива (осницкий комплекс). Согласно изотопным данным (1700—1450 млн. лет) и геологическим соотношениям, установленным А. Я. Хатунцевой, эти граниты образовались в среднепротерозойской геосинклинали одновременно с внедрением коростенских гранитов платформенного типа.

Вся классификация может быть представлена в виде простой матрицы (табл. 55), в которой конкретные формации образуют узлы на пересечении пяти формационных серий и четырех формационных рядов. Названия конкретных формаций и субформаций слагаются из названий соответствующих серий и рядов. Например, архейская формация среднеглубинных субкальциевых гранитов, протерозойская гранодиоритовая среднеглубинная формация и др. Формации и субформации состоят из комплексов.

Комплекс — основная ячейка классификации. Под комплексом понимается совокупность гранитоидных пород, объединяемая по признакам общности вещественного состава, территориальности, возраста и глубинности образования. В один комплекс объединяются совместно гранитоиды, нередко теневые мигматиты соответствующего состава, а также связанные с ними аплит-пегматоидные граниты и пегматиты. Следовательно, грань, отделяющая комплексы гранитоидов от вмещающей гнейсово-мигматитовой толщи, условна настолько, насколько вообще условна граница между гранитами и мигматитами. Комплекс может быть сложен одним или несколькими массивами. По мере возможности сохранены традиционные названия комплексов, принятые в украинской геологической литературе. Для корреляции разновозрастных комплексов удобно применять термин более широкого значения — тип гранита, который получает свое название по наиболее характерному комплексу. Так, украинские геологи издавна применяют определения — житомирский, бердичевский типы гранитов.

Структура и механизм формирования гранитов рассматриваются в качестве второстепенных признаков при распознавании комплексов внутри формации. Как показывает сравнение составов равнозернистых и порфиробластических гранитов Уманского массива (аналогичные данные Н. П. Щербака по северо-западу щита), петрохимические различия между ними незначительные. Следовательно, для образования порфиробластов калишпата в гранитоидах

нет необходимости в существенном привносе вещества. Специальное сравнение состава микроклина порфиروبластов и основной массы показало их полную идентичность как по химическому составу, так и по рентгеновской триклинности.

Трудности, с которыми пришлось столкнуться при попытках классификации конкретных комплексов, заключаются в следующем: не всегда можно оценить преобладающую тенденцию вещественного состава в конкретном массиве как нормальных гранитов, так и натриевых гранитоидов. Приходится поэтому временно рассматривать некоторые комплексы как промежуточные по составу, принадлежащие двум формационным сериям одновременно. Особенно это касается чарнокитов, поскольку из всех гранитоидов они наиболее близки к метаморфическим породам и обособленным массивам, в сущности, не образуют. Для чарнокитов наряду с составом важное классификационное значение приобретает механизм образования. Наконец, главная и непреходящая трудность состоит в определении возраста гранитоидов.

Для создания полноценной классификации раннедокембрийских гранитоидов необходим пересмотр их вещественного состава на основе предложенных признаков, оценка  $P-T$ -условий образования и геохимической специализации. Дальнейшее совершенствование схемы предполагается в виде создания единой системы, объединяющей все докембрийские формации. Основу такой схемы должны составить магмато-метаморфические комплексы. Первый опыт такой классификации уже имеется (Усенко и др., 1974).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Средняя часть щита (междуречье Рось — Юж. Буг — Собь — Синюха) в геолого-структурном отношении представляет восточную половину Бугско-Подольского мегаблока и сложена тектоническими блоками второго порядка с разными уровнями эрозионного среза. В южной части района обнажаются породы гранулитовой фации (Завальевский и Голованевский блоки), в центральной и северной — породы регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации (Белоцерковский и Уманский блоки), в которой выступают «эрозионные окна» — породы Володарской и Белоцерковской магнитных аномалий. К прогрессивной амфиболитовой фации отнесен комплекс пород Лысянского блока.

Среди основных пород гранулитовой фации выделено две генетических группы — метагабброиды и метаэффузивы (двупироксеновые сланцы), различающиеся по минеральному составу, особенностям породообразующих минералов, содержанию элементов-примесей и другим признакам. Структурные взаимоотношения минералов метабазитов показывают, что после метаморфизма в условиях гранулитовой фации и консолидации последовали блоковые погружения земной коры, вследствие чего основные породы в пределах Завальевского блока подверглись частичной эклогитизации. По химическому составу и габброиды, и двупироксеновые сланцы близки к океаническим базальтам и представляют собой, вероятно, метаморфизованные продукты древнейшего магматизма. Метаморфизм высокоглиноземистых метапелитов Завальевского блока достигал фации силлиманит-гиперстеновых гнейсов ( $P = 7-10$  кбар,  $T = 800-900^\circ\text{C}$ ).

Чарнокиты Завальевского блока — метаморфические породы, переслаивающиеся с породами осадочной толщи. На уровне более высокого эрозионного среза — в Голованевском блоке — появляются небольшие тела анатектических чарнокитов. Чарнокиты образуют единый ряд составов от безортотлазового эндербита до бесплагноклазового аляскит-чарнокита и объединяются в единую группу чарнокитондов. Предложена их классификация, составленная на основе диаграммы Кв — Пл — КПШ, выделены местные разновидности.

Среди метаморфических пород амфиболитовой фации выделены комплексы: росинский, лысянский, звенигородский, синюхинский.

Метаморфиты росинского комплекса представляют собой продукты регрессивного метаморфизма, связанного с гранитообразованием. Породы лысянского комплекса образовались в результате прогрессивного метаморфизма.

Гранитоиды амфиболитовой фации представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиигранитами и гранитами. Гранодиориты и плагииграниты представляют собой две самостоятельные серии, подобные соответственно метабазитам и метапелитам. Гранодиориты и плагииграниты четко различаются по минеральному и химическому составу, акцессорной минерализации, особенностям породообразующих минералов.

Среди гранитов выделены комплексы: уманский, росинский, ставищанский и синюхинский. Все они автохтонные. На примере этих комплексов показана возможность расчленения нормальных гранитов на две серии — апопелитовых и апобазитовых гранитов.

Размещение структурно-оптических типов калишпатов в плане щита согласуется с его блоковым строением. Ортоклазы приурочены к гранулитовой фации; микроклины — к амфиболитовой. По интенсивности термолюминесценции можно выделить блоки регрессивного и прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. По этой же характеристике намечается возможность определения глубинности становления и образования параавтохтонных гранитов.

Состав биотита в условиях гранитообразования оказывается сравнительно устойчивым. Биотит гранитоидов наследует некоторые признаки биотита метаморфических пород, на этом и основан биотитовый метод расчленения гранитов. Еще более устойчив при гранитообразовании состав роговой обманки. Среди акцессориев гранитов установлены три типа парагенезисов: титанит-цирконовый, апатит-цирконовый и монацит-цирконовый. Особенностью циркона является существование двух генетических форм — древней и молодой. Окатанных и нерегенерированных цирконов в гранитоидах нет.

Для интерпретации характера и последовательности метаморфизма, кроме карты метаморфических фаций, использованы данные ГСЗ, закономерности распределения слюд разных возрастов, структурно-оптических типов калишпатов и даек в плане щита. В соответствии с этими данными, в пределах щита можно выделить два типа областей: первый тип характеризуется монофациальным метаморфизмом, второй — близок к полифациальному. Структура областей монофациального метаморфизма полностью объясняется с помощью модели горизонтально-пластовой структуры земной коры. Выход самых глубинных фаций на уровень эрозионного среза оказался возможным вследствие утолщения «базальтового» слоя и всплывания отдельных блоков. Области второго типа характеризуются признаками метаморфической зональности, более мощным «гранитным» слоем и, вероятно, более молодым возрастом.

Раннедокембрийские (геосинклиналиные, доплатформенные) гранитоиды являются внутрикорвыми образованиями, возник-

шими на месте осадочных толщ близкого к гранитам состава без существенного привноса и, особенно выноса, породообразующих компонентов. Среди гранитоидов можно выделить две серии, которые по особенностям вещественного состава имеют некоторое сходство с метабазами («апобазитовые» граниты) и метапелитами («апопелитовые» граниты). Апобазитовые и апопелитовые составы выделяются как среди натриевых гранитоидов, так и среди нормальных гранитов.

Связь составов гранитоидов и вмещающих пород выражается в повсеместной приуроченности апопелитовых гранитов к существованию метапелитовым толщам, а апобазитовых гранитов — к районам развития основных пород. Подтверждается, таким образом, идея Н. И. Безбородько о петрогенетических районах.

Наиболее интенсивное гранитообразование происходит в условиях амфиболитовой фации, и в зависимости от направленности вертикальных движений можно выделить два типа гранитообразования — регрессивное и прогрессивное. Регрессивное гранитообразование свойственно областям монофациального метаморфизма, когда вследствие восходящих блоковых движений в зону гранитообразования перемещаются породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Признаком регрессивного гранитообразования является наличие ксенолитов с регрессивной зональностью (Володарская и Белоцерковская аномалии, Винницкий и Бердичевский блоки). Прогрессивное гранитообразование происходит при нисходящих блоковых движениях и характеризуется наличием ксенолитов метаморфических пород с прогрессивной зональностью (Приднепровский блок).

В основу схемы формационного расчленения гранитоидов положены данные о составе, возрасте и глубинности образования.

## ЛИТЕРАТУРА

- Б а б к о в Ю. Б. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита — «Геол. журн.», 1970, т. 30, вып. 4.
- Б а б ч у к Ф. Г. та ін. Тектонічна структура Українського щита (за геолого-геофізичними даними).— «Геол. журн.», 1966, т. 26, вип. 4.
- Б а т и е в а И. Д., Б е л ь к о в И. В., Ш у р к и н К. А. Гранитоидные формации восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология, формационный анализ, петрология Русской платформы. Воронеж, 1972.
- Б а т и е в с к и й Б. А. Геохимические критерии расчленения пород росинско-тикичской серии бассейна р. Рось.— «Докл. АН УССР», 1972, № 8.
- Б а т и е в с к и й Б. А., С к а р ж и н с к а я Т. А., Ш у н ь к о В. И. Об амфиболитизированных диабазовых порфиритах из кристаллических образований бассейна р. Рось.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 4.
- Б е з б о р о д ь к о М. І. Петрогенезис та петрогенетична карта кристалічної смуги України. Київ, вид-во АН УРСР, 1935.
- Б е л е в ц е в Р. Я. Региональная метаморфическая зональность центральной части Украинского щита.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 3.
- Б е л е в ц е в Я. Н., П р у с с А. К. Основные этапы геологического развития Украинского щита.— «Геол. журн.», 1962, т. 22, вып. 5.
- Б е л е в ц е в Я. Н., П р у с с А. К. Новые представления о формировании Украинского щита.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М., «Наука», 1964.
- Б е л е в ц е в Я. Н. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита.— «Геол. журн.», 1971, т. 31, вып. 2.
- Б е л о у с о в В. В. О коре и верхней мантии материков.— «Сов. геология», 1965, № 1.
- Б е р з е н и н Б. З., В а р а в к а А. И. Новые данные о купольных структурах докембрия Среднего Приднепровья.— «Геол. журн.», 1970, т. 30, вып. 6.
- Б е р н а д с к а я Л. Г., Л и ч а к И. Л., У с е н к о И. С., Ц а р о в с к и й И. Д., Щ е р б а к о в И. Б. Магматические формации Украинского щита.— В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Б р а у н У. Л. Кристаллографические аспекты поведения полевых шпатов при метаморфизме.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- Б у х а р е в В. П. К вопросу о положении островских гранитов в стратиграфической схеме Украинского щита.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 2.
- В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. Изменение состава биотитов и гранатов из разных метаморфических зон мамско-бодайбинской толщи.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1960, вып. 11.
- В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. М., «Наука», 1972.
- В е н и д и к т о в В. М. Докембрийские гранитоидные породы Приднестровья.— «Геол. журн.», 1970, т. 30, вып. 3.
- В е н и д и к т о в В. М. Метаморфизм и гранитизация в кристаллическом фундаменте Приднестровья. Автореф. канд. дис. Киев, 1971.
- В е р е м ь е в П. С. Структура докембрия Среднего Побужья, история и механизм ее возникновения.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 6.

- Виноградов А. П. Распределение элементов по основным типам пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7.
- Виноградов Г. Г. Про генезис пироксено-плагіоклазових гнейсів Середнього Побужжя.— «Геол. журн.», 1965, т. 25, № 3.
- Воробьева О. А., Ефремова С. В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород.— «Сов. геология», 1973, № 11.
- Галибин В. А., Байкова В. С., Седова И. С. Структурное состояние и состав полевых шпатов пород гранулитовой и амфиболитовой фаций (на примере центральной части Алданского щита и его обрамления).— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 3.
- Гинтов О. Б. Строение центральной части Голованевской структурной зоны по геолого-геофизическим данным.— «Геол. журн.», 1972, т. 29, вып. 3.
- Гинтов О. Б. О докембрийском разрезе Первомайско-Голованевского района Среднего Побужья.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 4.
- Гинтов О. Б. О трех зонах земной коры Украинского щита и принципе «выше или ниже главной зоны гранитизации».— «Геол. журн.», 1973, т. 33, вып. 4.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.
- Глебовицкий В. А. и др. Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1972.
- Глеваский Е. Б., Есипчук К. Е., Цуканов В. А. Пироксены метаморфических пород Приазовья.— «Геол. журн.», т. 33, вып. 1.
- Горошников Б. И. Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Гречишников З. М., Чистякова Т. А. Геохимические особенности гранитоидов северо-западной части Украинского щита.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 2.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклит и применение результатов этого изучения в петрологии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Димитров Г. Х. Петрофизическая характеристика и генезис силлиманит-содержащих пород Среднего Побужья.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Добрецов Н. Л. и др. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Парагенетические типы и зависимость состава метаморфических пироксенов от состава и условий образования вмещающих пород.— «Сов. геология», 1964, № 12.
- Добрецов Н. Л. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Доброхотов С. М. Особливості магнезіально-залізистих мінералів гранітоїдних порід Верхнього Побужжя.— «Геол. журн.», 1968, т. 28, вип. 1.
- Древин А. Я. Структура, стратиграфия докембрия Среднего Побужья и поисковые критерии на силикатный никель. Автореф. канд. дис. Киев, 1966.
- Другова Г. М. Метаморфизм гранулитовой фации архея Алданского щита.— «Труды XXII сессии МГК, проблема 13». М., «Наука», 1964.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., изд-во АН СССР, 1956.
- Закруткин В. В. Сравнительная характеристика амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита.— «Геол. и геофизика», 1961, № 9.
- Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1968, сер. 2, ч. 97.
- Иванушко А. С., Виноградов Г. Г., Зайцева А. Н. Состав и структурное положение даек беербахитов Хашчевато-Завальевского района (Украинский щит).— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970, № 11.
- Каденский А. А. Проблема образования чарнокитов.— «Уч. зап. Ленингр. Гос. пединститута им. Герцена», 1958, т. 132.
- Калаяев Г. И., Комаров А. Н. Раннепротерозойская формация существенно калиевых микроклиновых гранитов Украинского щита.— В кн.: Специфика докембрийского магматизма (тезисы докладов). Л., 1972.

- Каневский А. Я., Фомин А. Б. Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья.— «Сов. геология», 1973, № 12.
- Кицун В. И., Шкодзинский В. С., Зедгенизов А. Н. О физико-химических условиях образования и разложения граната в основных метаморфических породах.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 4.
- Климов Л. В., Равич М. Г., Соловьев Д. С. Чарнокиты Восточной Антарктиды.— «Труды XXII сессии МГК, проблема 13». М., «Наука», 1964.
- Коваль В. Б., Щербак И. Б. Хашуато-завальский комплекс Среднего Побужья.— В кн.: Стратиграфия УРСР, т. I. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Козловская А. Н. и др. Геолого-петрографическая карта кристаллического основания Украинского щита. Киев, 1965.
- Кононова М. М. и др. Состав пластинчатых вростков в пироксенах.— «Докл. АН УССР», 1972, № 2.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири.— «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1945, вып. 61.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.
- Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы. Киев, изд-во АН УССР, 1955.
- Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
- Кужелов Г. К. Геологична структура докембрію Середнього Побужжя.— «Геол. журн.», 1960, т. 20, № 2.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Лазебник К. А. Биотит как индикатор условий образования гранитов.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алдан. щита. М., «Наука», 1973.
- Лазько Е. М. Формационный анализ и его роль в изучении высокометаморфизованных толщ раннего докембрия.— В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О формациях высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия.— В кн.: Геология докембрия. М., «Наука», 1968.
- Лазько Е. М. и др. Геологические комплексы докембрия юго-западной части Украинского щита и принципы их выделения.— «Сов. геология», 1970, т. 6.
- Лепезин Г. Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов. М., «Наука», 1972.
- Литвин А. Л. О пироксенах из габбро-амфиболитов бассейна Горного Тикича.— В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. Киев, «Наукова думка», 1964.
- Литвин А. Л., Орсва В. И. Параметры элементарной ячейки роговых обманок из метаморфических пород некоторых районов Украинского щита.— В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев, «Наукова думка», 1970, вып. 4.
- Литвин А. Л. и др. Сравнительная характеристика структур роговых обманок из амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (Украинский щит).— В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев, «Наукова думка», 1972, вып. 6.
- Личак И. Л., Усенко И. С., Царовский И. Д., Щербак И. Б. Гранитоидные формации Украинского щита.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Лобач-Жученко С. Б., Яскевич Н. И. О составе биотитов из гранитов юго-западной Карелии как одном из критериев генезиса гранитов.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1966, № 6.
- Лобач-Жученко С. Б., Яскевич Н. И., Борисова К. Д. Гра-

- нитойды.— В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., «Наука», 1969.
- Лу т ц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964.
- Лу ч и ц к и й В. И. Петрография Украины. М., изд-во АН СССР, 1934.
- Л я х о в и ч В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967.
- Л я х о в и ч В. В. Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968.
- М а р а к у ш е в А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- М а р а к у ш е в А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., изд-во МГУ, 1973.
- М а р ф у н и н А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., изд-во АН СССР, 1962.
- М а р ф у н и н А. С., Б е р ш о в Л. В. Реальная структура и электронно-дырочные центры в минералах.— В кн.: Иден Е. С. Федорова в современной кристаллографии и минералогии. М., «Наука», 1970.
- М а х л а е в Л. В. Докембрийская гранитная серия Таймыра и генетические ряды в ее составе. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1974.
- М а х л а е в Л. В., К о р о б о в а Н. И. Генетические гранитоидные ряды Таймыра (метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование). Красноярское книжное издательство, 1972.
- М е л ь н и к Ю. П. Физико-химический анализ устойчивости горных пород в условиях ультраметаморфизма и гранитизации.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. Киев, «Наукова думка», 1966.
- М е л ь н и ч у к Э. В., С л ы н ь к о П. И. Некоторые вопросы литологии, метаморфизма и полезных ископаемых центральной и северо-восточной части Украинского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- М е н е р т К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971.
- М и х а й л о в Д. А., Г е р л и н г Э. К. Геохронология кристаллических комплексов Алданского массива.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., «Наука», 1973.
- М и щ е н к о В. С. Изучение и учет абсолютных и относительных потерь акцессорных минералов при получении искусственных шлихов.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968.
- Н а л и в к и н а Э. Б. Метасоматическая зональность и генезис сапфиринсодержащих пород Побужья.— «Минер. сб. Львовск. геол. о-ва», 1959, № 13.
- Н а л и в к и н а Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М., «Недра», 1964.
- Н а л и в к и н а Э. Б. Офиолитовые ассоциации докембрия Украины (в связи с глубинным строением земной коры). Автореф. докт. дис. Киев, 1973.
- Н а л и в к и н а Э. Б., Ж д а н о в В. В. Карты магматических формаций Балтийского щита и Украинского кристаллического массива, закономерности развития и распределение формаций.— В кн.: Петрологическое и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Н а л и в к и н а Э. Б., Ж д а н о в В. В. Магматические формации Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. Закономерности развития и распределения формаций.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Н и к и т и н а Л. П., З е в е л о в а Е. Е., М а р ч а к В. П. Изоморфизм железа и магния в сосуществующих железо-магнезиальных минералах основных гранулитов Восточного Саяна.— «Геохимия», 1967, № 8.
- Н и к и т и н а Л. П., Х и л ь т о в а В. Я. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород.— В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М., «Наука», 1964.
- О б р у ч е в С. В. Основные подразделения протерозоя в СССР.— «Труды ХХII сессии МГК, проблема 10». М., «Наука», 1964.

- Онищенко Р. І. Про поведінку силіманіту в корі вивітрювання силіманітового гнейсу Побужжя.— «Геол. журн.», 1967, т. 27, вип. 7.
- Орса В. І. Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я. Київ, «Наукова думка», 1973.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
- Петров В. П. Магма и генезис магматических пород. М., «Недра», 1972.
- Писковская Е. К. Петрография и метаморфизм докембрийских пород «Ушомирского блока» на Волини. Автореф. канд. дис. Киев, 1972.
- Платонов А. Н., Рокачук Т. А., Таращан А. Н., Щербак И. Б. О связи термолуминесцентных свойств полевых шпатов с их структурными особенностями.— «Геол. журн.», 1971, т. 31, вып. 2.
- Половинкина Ю. Ир. О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 4.
- Половинкина Ю. Ир. Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. Л., Госгеолтехиздат, 1959.
- Прусс А. К. Характеристика геотектонічних елементів Українського щита. Білоцерківсько-Одеське геосинклінальне відгалуження.— В кн.: Тектоніка Українського щита. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Равич С. Г. Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм кристаллических фундаментов Антарктической и других гондванских платформ.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968.
- Равич М. Г. Геохимия процессов гранитизации при образовании чарнокитов кристаллического фундамента Антарктической платформы.— В кн.: Международн. Геохим. Конгресс (тезисы докладов). М., 1971.
- Рид Х. Х. Гранитные серии в подвижных поясах.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Рокачук Т. А., Платонов А. Н., Таращан А. Н. О термолуминесценции полевых шпатов из гранитоидов Западного Забайкалья.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972, № 9.
- Рябенко В. А. Характеристика геотектонічних елементів Українського щита. Волино-Подільський блок.— В кн.: Тектоніка Українського щита. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.— «Труды XXII сессии МГК». М., «Недра», 1964.
- Семеновенко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Сидоренко А. В. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972.
- Сіроштан Р. І. Кристалічні вапняки Побужжя.— «Геол. журн.», 1950, т. 10, вип. 2.
- Сіроштан Р. І., Орса В. І., Щербак М. П. Аналіз складу співіснуючих біотитів та рогових обманок в породах Українського щита.— «Геол. журн.», 1965, т. 25, вип. 3.
- Слензак О. І. Петрогенезис чарнокітового комплексу придністровської частини Українського кристалічного щита. Київ, вид-во АН УРСР, 1958.
- Слензак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев, изд-во АН УРСР, 1960.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 4.
- Стригін О. І., Кобзар В. М. Метаморфічні породи Білоцерківсько-Одеської зони.— «Геол. журн.», 1966, т. 26, вип. 4.
- Стрыгин А. И., Кобзарь В. Н., Козаков Л. Р. О субстрате гнейсов Южного Побужья (бассейны рек Черный Ташлык — Мертвовод).—

- В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Стрыгин А. И., Кобзарь В. Н. Конгломераты в кристаллических породах центральной части Украинского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Ткачук Л. Г. Богуславський граніт і його взаємовідношення з оточуючими кристалічними породами.— «Геол. журн.», 1937, т. 4, вип. 1.
- Ткачук Л. Г. Гайворон-завальський комплекс чарнокіто-норитових порід та зв'язані з ними родовища хроміту. Київ, вид-во АН УРСР, 1940.
- Ткачук Л. Г. Петрография северо-западной части Украинского кристаллического массива. Львов, 1948.
- Ткачук Л. Г., Хатунцева А. Я. Осницький комплекс.— В кн.: Стратиграфія УРСР, т. 1. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Усенко И. С. О генезисе чарнокитов Украинского кристаллического щита.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 107, № 4.
- Усенко И. С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Киев, изд-во АН УССР, 1958.
- Усенко И. С. Ультраосновные и основные породы Западного Приазовья. Киев, «Наукова думка», 1960.
- Усенко И. С. и др. Классификация геологических формаций Украинского щита.— «Геол. журн.», 1974, т. 34, вып. 1.
- Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Сироштан Р. И., Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Карта метаморфических фаций Украинского щита.— В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, т. 1. Новосибирск, 1972.
- Усенко И. С., Есипчук К. Е., Цуканов В. А. Архейские геологические формации Приазовья.— «Докл. АН УССР», 1971, № 8.
- Усенко И. С. та ін. Формації Українського щита.— «Геол. журн.», 1963, т. 23, вип. 1.
- Усенко И. С., Орса В. И., Цуканов В. А., Щербаков И. Б. Геология, петрология и формационное расчленение гранитоидов раннего докембрия Украинского щита.— В кн.: Геология, формационный анализ Русской платформы. Воронеж, 1972.
- Усенко И. С., Орса В. И., Хатунцева А. Я., Цуканов В. А., Щербак Н. П., Щербаков И. Б. Геосинклинальные гранитоиды Украинского щита.— «Геол. журн.», 1973, т. 33, вып. 1.
- Усенко И. С. и др. Раннедокембрийские гранитоиды Украинского щита.— «Труды 2-го петрограф. совещ. по европ. части СССР», Воронеж, 1973.
- Усенко И. С., Сироштан Р. И., Щербаков И. Б., Хмарук Т. Г. О метаморфизме Украинского щита.— «Геол. журн.», 1971, т. 31, вып. 2.
- Усенко И. С., Сухорада А. В., Щербаков И. Б. Про розподіл заліза між біотитом і магнетитом в уманських гранітах.— «Доп. АН УРСР, сер. Б», 1973, № 7.
- Усенко И. С., Щербаков И. Б. Об эклогитоподобных породах Побужья.— В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Усенко И. С., Щербаков И. Б. Об эклогитизированных основных породах Украинского щита.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Усенко И. С., Щербаков И. Б., Заяц А. П. Об унаследованном характере состава биотитов гранитоидов и его петрогенетическом значении.— «Геол. журн.», 1971, т. 31, вып. 4.
- Усенко И. С., Щербаков И. Ю., Заяц А. П. Биотиты докембрия. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Устиев Е. К. и др. Некоторые основные понятия в учении о магматических формациях.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ. Баку, 1969.
- Ушакова Е. Н. О железистом гиперстене с Завалья на Среднем Побужье.— «Зап. Всесоюз. Минер. о-ва», 1958, сер. 2, ч. 87.
- Ушакова Е. Н. Минералогия и петрография метаморфических пород ха-

- шевато-завальевской свиты Побужья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1960.
- Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971.
- Феофилактов К. М. О кристаллических породах губерний Киевской, Вольнской и Подольской.— В кн.: Труды Комиссии, учрежденной при Университете св. Владимира. 1851.
- Ферштатер Г. Б. О полевшпатовых превращениях в гранитоидах и возможности использования геотермометра Т. Барта.— В кн.: Ежегодник — 1971. УНЦ АН СССР, Ин-т геологии и геохимии. Свердловск, 1972.
- Фомин А. Б. Геохимические особенности распределения элементов семейства железа в ультраосновных и основных породах Среднего Побужья. Автореф. канд. дис. Киев, 1968.
- Фомин О. Б. Титан, ванадій, хром, кобальт та нікель в ультраосновних і основних породах Середнього Побужья.— «Доп. АН УРСР», 1971, № 2.
- Фомин А. Б., Горлицкий Б. А., Каневский А. Я. Геохимический критерий расчленения основных пород metabазитовой и габбро-перидотитовой формаций Побужья.— «Докл. АН УССР», 1971, № 8.
- Хауи Р. А. Пироксены метаморфических пород.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Хатунцева А. Я. Метаморфизованные вулканогенные формации крайней северо-западной части Украинского щита.— В кн.: Проблемы осадочной литологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
- Хатунцева А. Я. Стратиграфия докембрия северо-западной части Украинского щита.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 1.
- Хитаров Н. И. и др. Оливиновый толейнит, его плавление и эволюция в *PT*-условиях эксперимента.— «Геохимия», 1972, № 12.
- Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Про точність визначення плагіоклазів федорівським методом.— «Геол. журн.», 1962, т. 22, вип. 6.
- Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Критерии расчленения основных пород чарнокитовой формации Украинского щита.— «Геол. журн.», 1970, т. 30, вып. 2.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и их место в процессе развития складчатых областей.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 5. М., «Недра», 1969.
- Царовський І. Д. Деякі питання стратиграфії докембрію та використання акцесорного циркону для кореляції вивержених порід УРСР.— «Геол. журн.», 1956, т. 16, вип. 4.
- Царовський І. Д. Применение изовариационных диаграмм для разграничения метасоматических и изверженных пород.— «Геохимия», 1963, № 4.
- Цуканов В. А., Есипчук К. Е. О докембрийской гранитоидной формации Приазовья.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Чекулаев В. П. Опыт реконструкции палеогеологии гранито-гнейсового комплекса юго-западной Карелии.— В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., «Наука», 1969.
- Чирвинський В. М. Геологія узбережжя Гірського Тікича на Київщині.— «Геол. журн.», 1939, т. 6, вип. 4.
- Шемякин В. М., Шуркин К. А. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
- Шоцкий И. И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетерево-бугской серии.— В кн.: Проблемы осадоч. геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири).— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Щербак М. П. Геологія і акцесорна мінералізація докембрію верхів'їв р. Тетерева. Київ, вид-во АН УРСР, 1961.

- Щербак Н. П. Опорные изотопно-геохронологические даты докембрия западной части Украинского щита.— «Геол. журн.», 1970, т. 30, вып. 5.
- Щербак М. П. Житомирські і коростишівські граніти.— В кн.: Стратиграфія УРСР, т. 1. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Щербак М. П. Бердичівські граніти.— В кн.: Стратиграфія УРСР, т. 1. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Щербак Н. П. и др. О двух этапах гранитизации и магматизма в Украинском щите.— В кн.: Проблемы осадочной литологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
- Щербак Н. П., Рябокони В. В. Докембрій району р. Роси.— В кн.: Геохронологія докембрія України. Київ, «Наукова думка», 1965.
- Щербак Н. П., Рябокони В. В. Корреляція докембрія западної і центральної частини Українського щита.— В кн.: Проблеми геології докембрія. Київ, «Наукова думка», 1971.
- Щербак М. П., Рябокони В. В. Апліто-пегматоїдні граніти Поділля.— В кн.: Стратиграфія УРСР, т. 1. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Щербаков И. Б. Турмалин села Хашеватое на Среднем Побужье.— «Минер. сб. Львовск. геол. о-ва», 1961, № 15.
- Щербаков И. Б. Про генезис анортозитів Середнього Побужжя.— «Геол. журн.», 1962, т. 22, вип. 4.
- Щербаков И. Б. Вапняки Середнього Побужжя.— В кн.: Матеріали з петрографії та мінералогії Укр. крист. щита. Київ, вид-во АН УРСР, 1963.
- Щербаков И. Б. Петрографія і генезис гнейсово-мигматитової товщі Середнього Побужжя. Автореф. канд. дис. Київ, 1963.
- Щербаков И. Б. О связи между глиноземистостью биотитов и титанистостью магнетитов в уманских гранитах.— В кн.: Третья конференция молодых геологов ИГН АН УССР (тезисы докладов). Киев, «Наукова думка», 1964.
- Щербаков И. Б. Про глиноземистість біотитів із метаморфічних порід.— «Геол. журн.», 1965, т. 25, вип. 1.
- Щербаков И. Б. О фаціальних особливостях породообразующих минералов Среднего Побужья.— В кн.: Конституция и свойства минералов, вып. 1. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Щербаков И. Б. К количественной характеристике акцессорного циркона уманских гранитов.— «Геол. журн.», 1968, т. 28, вып. 1.
- Щербаков И. Б. О времени метаморфизма и поднятия Среднего Побужья.— «Геол. журн.», 1969, т. 29, вып. 4.
- Щербаков И. Б. Об особенностях состава гранитоидов Украинского щита.— В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Щербаков И. Б. Сірі рівнозернисті граніти житомирського типу середньої частини щита.— В кн.: Стратиграфія УРСР, т. 1. Київ, «Наукова думка», 1972.
- Щербаков И. Б. О стратиграфическом положении росинско-тикичской серии.— «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 1.
- Щербаков И. Б. Литолого-геохимические особенности комплекса метаморфических пород Росинско-Тикичского района Украинского щита.— «Геохимия и рудообразование», 1973, вып. 2.
- Щербаков И. Б. и др. Термолюминесценция калишпатов некоторых гранитоидов Украинского щита.— «Геол. журн.», 1971, т. 31, вып. 4.
- Этингоф И. М. Метаморфические и ультраметаморфические породы Ингуло-Ингулецкого района. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1973.
- Юрк Ю. Ю. Петрология Уманского и Антоновского гранитных плутонов. Киев, изд-во АН УССР, 1953.
- Ярошук М. О. Геохронологія докембрійських порід району Володарських магнітних аномалій.— «Геол. журн.», 1965, т. 25, вип. 6.
- Ярошук М. О. Піроксен-плагіоклазові кристалічні сланці району Володарських магнітних аномалій.— «Геол. журн.», 1968, т. 28, вип. 5.
- Ярошук Э. А. Геологическое строение, геохронология и история развития докембрия Нижнего Побужья. Автореф. канд. дис. Киев, 1970.
- Althaus E. The triple point andalusite — sillimanite — kyanite.— «Contrib. Mineral. Petrol.», 1967, vol. 16, N. 1.

- Atherton M. P. The variation in garnet, biotite and chlorite in medium grade pelitic rocks from Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet.— «Contrib. Mineral. Petrol.», 1968, vol. 18, N. 4.
- Burns R. G. Origin of optical pleochroism in orthopyroxenes.— «Min. Mag.», 1966, vol. 35, N. 273.
- Choudhuri A. Hornblende-cumingtonite parageneses.— «Min. Mag.», 1970, vol. 37, N. 292.
- Essene E. J., Hensen B. J. Experimental study of amphibolite and eclogite stability.— «Phys. Earth and Planet. Inter.», 1970, N. 3.
- Evans B. W. Application of reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz.— «Amer. J. Sci.», 1965, vol. 263, N. 8.
- Fairbairn H. W., Ahrens L. H., Gorfinkle L. G. Minor element content of Ontario diabase.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1953, vol. 3.
- Frohlich F. Beitrag zur Geochemie des Chroms.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1960, vol. 20.
- Giraud P. Essai de classification modale des roches a caractere charnockitique.— «Bull. Bur. Rech. geol. min.», 1964, N. 4.
- Holland T. H. The charnockite series — a group of archean hypersthenic rocks in peninsular India.— «Mem. Geol. Survey of India», 1900, vol. 27, p. 2.
- Lapadu-Hargues P. Sur la composition chimique moyenne des amphibolites.— «Bull. Soc. Geol. France», 1953, t. 3, ser. 6.
- Leake B. E. The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites.— «J. Petrol.», vol. 2, N. 2.
- Manson V. Geochemistry of basaltic rocks; major elements. Basalts, Interscience Publishers, 1968.
- Marmo V. Orthoclase and microcline granites.— «Amer. J. Sci.», 1958, vol. 256.
- Mish P. Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Pt. I.— «Amer. J. Sci.», 1949, vol. 247, N. 4.
- Miyashiro A. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1953, vol. 4, N. 4.
- Nandi K. Garnets as indices of progressive regional metamorphism.— «Min. Mag.», 1968, vol. 36, N. 277.
- Peikert E. F. Biotite variation as a guide to petrogenesis of granitic rocks in the precambrian of northwestern Alberta.— «J. Geol.», 1963, vol. 4, N. 3.
- Philpotts A. P. Origin of the anorthosite-mangerite rocks in Quebec.— «J. Petrol.», 1966, N. 7.
- Prinz M. Geochemistry of basaltic rocks: trace elements. Basalts, Interscience publishers, 1967.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago Univ. Press, 1952.
- Ross M., Papike J. J., Shaw K. W. Exsolution textures in amphiboles as indicators of subsolidus thermal histories.— «Min. Soc. Am.», 1969, N. 2.
- Schürmann K. Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Teil I. Zur Stabilität des Cumingtonite.— «Neues Jahrbuch Mineral. Monatsh.», 1967, H 9/10.
- Sen S. K., Ray S. Breakdown reactions for natural hornblendes in granulite facies.— «Neues Jahrbuch. Mineral. Abh.», 1971, 114, N. 3.
- Spry A. Metamorphic textures. New York, Pergamon Press, 1969.
- Sturt B. A. The composition of garnet from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism.— «J. Petrol.», 1962, vol. 3, N. 2.
- Tobi A. C. The nomenclature of the charnockitic rocks suite.— «Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.», 1971, N. 5.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1961, vol. 72.
- Walker K. R. et al. Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesian sediments of the Precambrian of North-Western Queensland.— «J. Geol. Soc. Australia», 1960, vol. 6, p. 2.
- Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Scaergaard intrusions, east Greenland.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1951, vol. 1.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Глава I. Геологическое строение района . . . . .</i>	<i>5</i>
<i>Глава II. Породы гранулитовой фации . . . . .</i>	<i>13</i>
Основные породы . . . . .	17
Куммингтонитсодержащие породы . . . . .	52
Метапелиты . . . . .	60
Чарнокитоиды . . . . .	67
Граниты . . . . .	88
<i>Глава III. Породы амфиболитовой фации . . . . .</i>	<i>91</i>
Метаморфические породы . . . . .	91
Амфиболсодержащие метаморфические породы . . . . .	93
Гранатовые амфиболиты . . . . .	106
Высокоглиноземистые метапелиты . . . . .	107
Биотитовые, биотит-плагиоклазовые гнейсы и мигматиты . . . . .	112
Геохимические особенности метаморфических пород . . . . .	122
Химический состав метаморфических пород . . . . .	124
Гранитоиды . . . . .	128
Диориты и кварцевые диориты . . . . .	130
Гранодиориты и плагиограниты . . . . .	136
Граниты . . . . .	152
Химический состав гранитоидов . . . . .	184
<i>Глава IV. Эволюция минералов при метаморфизме и гранитооб-</i> <i>    разовании . . . . .</i>	<i>191</i>
Калинатровые полевые шпаты . . . . .	191
Биотит . . . . .	203
Роговая обманка . . . . .	213
Акцессорные минералы . . . . .	219
<i>Глава V. Метаморфизм и гранитообразование . . . . .</i>	<i>225</i>
Основные закономерности распространения метаморфических фаций . . . . .	225
Метаморфизм и глубинное строение щита . . . . .	230
Некоторые вопросы генезиса и схема формационного расчле- нения раннедокембрийских гранитоидов . . . . .	237
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>267</b>
<b>Литература . . . . .</b>	<b>270</b>

ЩЕРБАКОВ ИГОРЬ БОРИСОВИЧ

**Петрография докембрийских пород  
центральной части Украинского щита**

*Печатается по постановлению ученого совета  
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор *С. А. Сверлова*  
Художественный редактор *И. П. Антонюк*  
Оформление художника *К. Г. Лычаковского*  
Технический редактор *И. А. Ратнер*  
Корректоры *Г. И. Цыбенко, Л. Н. Регета*

Сдано в набор 10-VII-1974 г. Подписано к печати 28-III-1975 г. БФ 00153.  
Зак. № 4—2585. Изд. № 78. Тираж 700. Бумага № 1, 60x90<sup>1/16</sup>. Условных печ.  
листов 17,5. Учетно-изд. листов 19,99. Цена 2 руб. 24 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.

Отпечатано с матриц головного предприятия республиканского производст-  
венного объединения «Полиграфкинга» Госкомитета УССР в Нестеровской  
городской типографии Львовского облполиграфиздата, г. Нестеров, ул.  
Горького, 8, Зак. 4384.

1305

2 руб. 24 коп.

НАУКОВА ДУМКА