АКАДЕМИЯ НАУК СССР

В. И. Лучицкий
П. И. Лебедев

ПЕТРОГРАФИЯ УКРАИНЫ

Издательство Академии Наук СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

552
Л87.

ПЕТРОГРАФИЯ СССР

ПОД РЕДАКЦИЕЙ АКАД. Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

Серия I · **РЕГИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ** · Выпуск 3

В. И. ЛУЧИЦКИЙ и П. И. ЛЕБЕДЕВ

ПЕТРОГРАФИЯ УКРАИНЫ

ЛЕНИНГРАД · ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР · 1934

Библиотека

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Июнь 1934 г.

Непременный секретарь академик *В. Волин*

Редактор издания проф. П. И. Лебедев

Технический редактор Г. Стратановский — Ученый корректор М. И. Коровин

Сдано в набор 27 августа 1933 г. Подписано к печати 14 июня 1934 г.

324 стр. + 1 карта + 14 табл.

Формат бум. 72×110 см.—$10^{1}/_{8}$ бум. л. На бум. л. зн.—111652. $20^{1}/_{4}$ п. л.—Тираж 2675.

Ленгорлит № 11049.—АНИ № 251/90.—Зак. № 5514.

2-я типография Изд-ва Леноблисполкома и Совета. Ленинград. Ул. 3-го Июля, 55

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 5

В. И. ЛУЧИЦКИЙ. ЧАСТЬ I

Основная литература по петрографии Украины (по алфавиту авторов) . . . . . .

Список авторов главной литературы по годам 16

I. Схематический геологический очерк Украины 17

II. Кристаллические породы восточной части Днепровско-Бугского массива 24

A. Северный район (Искорость, Житомир, Фастов) 25

1. Глубинные породы (кроме габбровых пород) (25). 2. Излившиеся и дейковые породы северозападной части Украины (36). 3. Рапакиви Радомысльского массива (45). 4. Гранит Корнина (53). 5. Сводка (54).

B. Средняя часть восточной половины Днепровско-Бугского массива 57

1. Мигматиты и биотитовые граниты (57). 2. Граниты (69). 3. Рапакиви (73). 4. Чарнокитовые породы (90). 5. Дейковые породы (93).

C. Южная часть восточной половины Днепровско-Бугского массива 96

1. Мигматиты (96). 2. Чарнокитовые породы (100). 3. Плагиоклазовые граниты (101). 4. Диориты (102). 5. Породы группы габбро (103). 6. Дейковые породы (103). 7. Тальковые, хлоритовые, куммингтонитовые, щелочно-амфиболитовые сланцы (107). Итоги по южной части восточной половины Днепровско-Бугского массива (112).

D. Приазовский кристаллический массив 113

1. Западная часть массива: Мигматиты (113). Дейковые породы (115). Сводка (116). 2. Восточная часть массива: Щелочные граниты (118). Остальные граниты (119). Диориты (125). Габбро (126). Дейковые породы: Диабазы (128). Диабазовые порфириты (134). Баркевикитовые порфириты и авгититы (135). Авгититы (136). Базальты (137). Авгитовые порфириты (ч. волыниты) (138). Андезиты (140). Андезитотрахиты и трахиты (143). Микрогранитовые порфиры (144).

E. Восточная окраина Приазовского массива 148

Южная окраина Донбасса: Изверженные породы Крынки (151). Изверженные породы Тузлова (153). Изверженные породы Большого Несветая (154). Изверженные породы Малого Несветая и балки Улюк (155). Изверженные породы р. Аюта (155). Заключительная глава (156).

П. И. ЛЕБЕДЕВ. ЧАСТЬ II

Стр.

Габбро-анортозито-чарнокитовый комплекс Волыни 165

I. Кислая серия. Красные гранофировые граниты 166

II. Средняя серия. Чарнокитовые породы 175
1. Средняя группа чернокитовой серии (177). 2. Основная группа чарнокитовой серии (калиевые нориты) (181). 3. Кислая группа чарнокитовой серии (182).

III. Основная серия. Габбро-лабрадоритовые породы 187
Анортозиты (лабрадориты) (190). Габбро-нориты (195). Пегматиты габбро-анортозитового комплекса (200).

V. Химическая характеристика норито-чарнокито-гранофирового комплекса 201

V. Генетические взаимоотношения породы волынского комплекса 205
Проблема анортозитов (209). *Проблема сиенитовой (чарнокитовой)* серии (211). Проблема гранофировых красных гранитов (215): 1) Разновременны ли габровые и гранитные интрузии (216). 2) Возможность явлений палингенезиса гранитов (217). 3) Явления диференциации (220).

Литература 243

Изверженные породы приазовской кристаллической полосы . . . 246

I. Комплекс пород основной магмы 246
Габбро-пироксенито-перидотитовая серия (247). Чарнокитовая габбро-сиенитовая серия (251). Габбровая жильная серия (261).

II. Комплекс пород щелочной магмы. 266
1. Щелочные и кварцево-щелочные сиениты (267): а) Нордмаркиты северного района (268). б) Щелочные сиениты северного района (268). в) Кварцевые щелочные сиениты (нордмаркиты) южного района (270). г) Жильные микронордмаркиты (274). 2. Нефелиновые сиениты (фойяиты) (276). 3. Мариуполиты (283). 4. Цветные компоненты мариуполитов (284). 5. Щелочные пегматиты (291). 6. Ультра-щелочные пегматиты (мариуполитовые) (294). 7. Апатито-флюоритовые пневматолиты (296). 8. Грорудит-сельвсбергитовая серия (297). 9. Жильная формация р. Крынки (мончикиты, камптониты) (299). 10. Жильная формация р. Кальчика и Грузского Еланчика (302): мончикиты (304), камптониты (305).

III. Петрогенетические взаимоотношения пород района . . 309

VI. К геохимической характеристике западной и восточной частей украинской кристаллической полосы 314
Титан и железо (314). Марганец (317). Фосфор (317). Фтор, литий, берилий (318). Золото и серебро (320). Редкие элементы (320). Редкие земли (321).

Литература 322

ПРЕДИСЛОВИЕ

Обзор кристаллических пород Украины составлен двумя авторами, проф. П. И. Лебедевым и проф. В. И. Лучицким, на основании как тех материалов, которые имелись у них в результате многолетней работы по изучению кристаллических пород Украины, так и на основании того опубликованного обширного материала, который получился в результате работы в течение ряда десятилетий в области петрографии Украины многочисленных исследователей ее; эти материалы рассеяны в разнообразных изданиях со времени начала изучения Украинской кристаллической полосы.

Кроме того, был использован тот материал, который был любезно предоставлен для дополнительного и сравнительного изучения рядом лиц, в том числе Б. Л. Личковым.

Две группы материалов—самих авторов и тех, которые были опубликованы ранее,—конечно, не могут считаться вполне аналогичными; не всегда те выводы, к которым приходят авторы ранее опубликованных работ, могли быть полностью использованы авторами данного труда. В ряде случаев приходится приходить к выводам частью совершенно противоположным или не вполне сходным с теми, которые были сделаны ими. Кроме того, в ряде случаев, в связи с малой изученностью кристаллических пород Украины, в связи также с тем, что выходы кристаллических пород на территории Украины обычно в значительной степени прикрыты более юными образованиями, ряд вопросов, относящихся к стратиграфии, тектонике и генезису кристаллических пород Украины, остается и по настоящий день далеким от окончательного разрешения. Более того, ряд вопросов, в особенности относящихся к генезису отдельных групп и типов кристаллических пород, остается не только окончательно неразрешенным, но и спорным, иногда остро спорным. Из этого, конечно, не следует, что не прав тот или иной автор-исследователь; следует скорее сделать тот вывод, что по ряду вопросов до настоящего времени не удалось собрать такого фактического материала, который мог бы лечь в основу полного разрешения этих спорных вопросов и приблизиться к окончательному решению вопросов о действительном происхождении тех или иных горных пород. К таким спорным вопросам относятся, например, вопросы генезиса ряда своеобразных кристаллических пород Украины: чарнокитовых (гиперстеновобиотитовых) гранитов и тесно связанных с ними родственных

им пород, далее так называемых „гранатовых гранитов" (гранатово кордиеритовые породы), вопросы генезиса железных руд и вмещающих их пород в районе Кривого Рога и т. д. Только недавно начали намечать в общих чертах стратиграфию Украинского кристаллического массива, устанавливать возрастные отношения между разнообразными изверженными породами, входящими в состав кристаллической полосы или выступающими также и поблизости от нее за ее пределами; если для некоторых частей Украины удается приходить к более или менее определенным выводам относительно возрастных отношений горных пород—осадочных и изверженных, то для других, в связи с крупными метаморфическими процессами, охватившими кристаллические породы украинского докембрия, чрезвычайно трудно проводить параллель между ними и аналогичными породами Фенноскандии и тем более Северной Америки (например, Верхнего озера); последнее становится очевидным при сравнении обобщений, сделанных, с одной стороны, В. И. Лучицким (68) для всей Украины, с другой,—Н. И. Свитальским (112) для района Криворожского железнорудного бассейна. Следует отметить также и разногласия в отношении взглядов на вопросы генезиса различных полезных ископаемых, находящихся среди докембрийских пород Украины, например, в отношении решения вопроса генезиса железных руд Кривого Рога, графитов Украины и т. д., что также связано со сложностью вопросов тектоники, петрографии, стратиграфии, генезиса горных пород украинского докембрия.

В данной нашей общей работе мы попытались подвести итоги результатам исследования петрографии кристаллических пород по преимуществу украинского докембрия, не оставляя в стороне также и более юных изверженных пород Украины, выступающих за пределами Украинской кристаллической полосы, например, в пределах развития каменноугольных пород Донбасса, в районе Полтавщины и др.

Авторы не претендуют на то, что в этом труде охвачены и отражены все горные породы, которые когда-либо были описаны исследователями Украины. Авторами обращалось внимание, главным образом, на те горные породы, которые изучены в настоящее время особенно полно, на те, которые приобретают особенно большое значение при разрешении вопросов петрогенезиса кристаллических пород Украины, генезиса вообще, их практического значения, наличия или возможности содержания ценных полезных ископаемых в них.

Следует однако отметить, что этот труд является неполным в отношении полного знания петрографии кристаллических пород Украины на данный момент, сравнительно с изученностью кристаллических пород отдельных участков Украины отдельными лицами или группами лиц. Причина заключается в том, что в настоящее время закончена геологическая съемка в трехверстном масштабе Украинской кристаллической полосы, проведенная Украинским

Геолкомом, позже Украинским РГУ, в данное время Украинским Геологоразведочным трестом. В этой работе, как и в других петрографических исследованиях Украины, принимал участие ряд петрографов, в том числе и один из авторов данного труда (В. И. Лучицкий). Этими петрографами, В. Чирвинским, Безбородько, Дубяго, Половинкиной, Милаем, Фрейвальдом, Козловской, Танатаром, Пятницким, Свитальским и другими, проведена огромная петрографическая работа по полевому исследованию горных пород Украины, проведена несомненно также и большая, хотя в ряде случаев только частичная, обработка материала по изученным в поле кристаллическим породам. Следует выразить глубокое сожаление по поводу того, что, хотя и проделана огромная петрографическая работа, результаты ее за немногими исключениями совершенно не опубликовывались и остаются в лучшем случае лежать в архивах, главным образом Украинского ГРТ. Лишь частично опубликованы работы отдельных лиц, в том числе Безбородько, Свитальского, Лучицкого, В. Чирвинского, Танатара, Половинкиной, Пятницкого и немногих других, причем часть опубликована только в виде кратких отчетов. Но и опубликованные работы, использованные в данном труде, по большей части носят характер предварительных сообщений, скорее выводов, без фактического материала. Исключение составляет капитальный труд Свитальского и его сотрудников по Кривому Рогу (112). Огромная часть проделанной работы остается недоступной. Недоступен также и картографический материал по петрографической съемке или доступен только тем, кто может пользоваться архивами Украинского ГРТ. Огромная часть проделанной петрографической работы остается *недоступной для геолого-петрографической общественности* СССР, не исключая и УССР.

В. И. ЛУЧИЦКИЙ

ПЕТРОГРАФИЯ УКРАИНЫ

ЧАСТЬ I

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА ПО ПЕТРОГРАФИИ УКРАИНЫ

1. Абрамович Ю. Про корисні копалини Коростенщини. Изд. Корост. муз. краев., 1930.

2. Айнберг Л. Ф. Роговые обманки Мариупольского щелочного массива. Изв. ГГРУ, 49, № 5, стр. 75—102, 1930.

3. — Железнорудное месторождение окрестностей с. Сретенки. Там же, 37, 1931.

4. — Приазовский щелочной массив. Труды СГР, вып. 196, 1933.

5. Алексеев А. М. Петрографическое исследование некоторых пород Мариупольского округа. Зап. Днепровск. каф. геол., 1927.

6. Армашевский П. Я. Геологические исследования в области Днепра и Дона. Тр. Геол. ком., XV, 1903.

7. Барбот де Марни. Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию в 1865 г. Зап. Мин. общ., 1867.

8. — Геологическое исследование, произведенное в губерниях Киевской, Подольской и Волынской. Там же, VII 1872.

9. — Геологические исследования в Волынской губ. Научн. сб. Горн. инст., 93—127, 1873.

10. Безбородько Н. И. Основные стяжения в граните окрестностей Чигирина Киевской губ. Изв. Дон. пол. инст., 82, 1912.

11. Безбородько Н. И. Контактовые взаимоотношения гранитов и гнейсов в связи с изучением этих пород вдоль побережья Днепра (Новогеоргиевск, Никополь, Лубны). 1918.

12. — Явления ассимиляции и инъекционного метаморфизма на Подолии. Изв. Ур. пол. инст., т. IV, 107—148, 1924—1925.

13. — Кристалічні породи Київщини у Поділля узбережжів Дніпра и Буга. Наук. зап. Орган Київ. Наук. досл. катедр., т. III, вып. 2. Геологічний, 164—185, 1926.

14. Безбородько Н. И. Кристаллические породы окрестностей Винницы. II Всесоюзный съезд геологов. Геологический путеводитель, 1926.

15. — К геологии полевых шпатов Украины. Мат. сов. по полевым шпатам, КЕПС, 1927.

16. — Главные типы месторождений полевых шпатов Волыни. Мат. сов. по полевым шпатам. Изд. Геол. ком.,1928.

17. — Досліджения польових скалинців Правобережжя. Бюлл. Укр. ГРУ, №№ 1—2, 1928.

18. — Отчет об исследовании кристаллических пород близ линии Бобринская-Голта летом 1919 г. Изв. Укр. отд. Геолкома, вып. II, 1928.

19. — Гранатовые мигматиты Подолии и гибридизированные граниты юга Волыни. Зап. Киевск. общ. ест., XXVIII, вып. 3, 78—117, Полемическая заметка, 1928.

20. — К статье Половинкиной „К стратиграфии Украинского докембрия". Изв. Геол. ком., 162, 1929.

21. — Досліджения польовоскалинцевої сировини Українськоі кристаллічної смуги в літку 1929 г. Бюл. Укр. РГРУ, № 3—4, 1929.

22. — Значение ассимиляции для образования некоторых типов петрографических провинций. Тр. Минер. муз. АН СССР, 1930.

23. — Граниты Волыни и их пегматиты. Изв. Укр. геол. ком., вып. 13, 27—45, 1930.

24. — Попередній звіт польово скалинцевої партії про работу в літку 1928 р. Укр. РГРУ. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. VII, 1930.

25. Безбородько Н. Дінамограніти, схістограніти, теніограніти та споріднені новоутворення. Тр. Укр. Наук. досл. кат. Геол. инст., т. IV, 1930.

26. — Разведка полезных ископаемых в Донбассе. Хозяйство Украины, 1931.

27. Бельский С. В. К петрографии Волыни. Тр. Общ. иссл. Волыни, 1910.

28. — Труды Волынской геологической партии 1925.

29. Борисов П. А. О некоторых наблюдениях над выветриванием хлоритовых сланцев Кривого Рога. Тр. СПб. общ. ест., 36, 1905.

30. Борисяк. Записки о кристаллических породах по близости Днепровских порогов. Киев. ун. изв., стр. 25, 1862.

31. Брио. Химические исследования гранитов Старых Кайдаков. Тр. Хар. общ. исп. прир., V, 1872.

32. Гинзберг А. С. К петрографии Приазовской кристаллической полосы. Изв. СПб. пол. инст., XXV, 1916.

33. Голубев П. Н. Материалы по геологии и гидрогеологии. Побужья 1, р. Буг. Изд. Укр. геол. ком., 1929.

34. Гуров А. В. Геологический очерк кристаллических пород в Мариупольском и Бердянском уездах. Тр. Общ. исп. прир. при Харьков. унив., XIV, 1880.

35. — К геологии Екатеринославской и Харьковской губ., Харьков, 1882.

36. — Геологическое описание Полтавской губ. Харьков, 1888.

37. — Гидрогеологическое исследование Павлоградского и Бахмутского уездов Екатеринославской губ. Харьков, 1893.

38. Двойченко П. А. Геологические наблюдения и обследования месторождений полезных ископаемых Таврии в области Украинской кристаллической полосы летом 1923 г., Изв. Укр. отд. Геол. ком., вып. 5, 1925.

39. Домгер. Геологические исследования западной части кристаллической полосы в Новороссии. Горн. журн., II, 280, 1876.

40. — О кристаллических породах юга и юго-запада Европейской России. Горн. журн., 1, 419.

41. — Предварительный отчет о геологических исследованиях, проведенных летом 1883 г. Изв. Геол. ком., III, 185, 1884.

42. — Геологическое исследование, произведенное на Юге России. Тр. Геол. ком., XI, вып. 1, 1901.

43. Дуброва Б. С. Железистые кварциты и руды западной части Мелитопольского уездного округа УССР. Изв. Геол. ком., 48, № 7, 1929.

44. Дубяго Ю. Г. Геологические исследования в листе 12-м ряда XXVI 3 км. карты Украины. Изв. Геол. ком., 46, 93—111, 1929.

45. — Дослідження графітових родовищ Криворіжжя. Бюлл. Укр. геол. ком., № 1—2, 1929.

46. — Геолого-розшукові работи графітових партій на Криворіжжі влітку 1929 р. Бюлл. Укр. РГРУ, № 3—4, 1929.

47. Закревская. Отчет по листу X—7. Бюлл. Укр. РГРУ, №№ 3—4, 1929.

48. Клемм. Отчет о геологических исследованиях на площади между Самарой, Днепром, Конкой, Кальмиусом и Торцом. Тр. Общ. исп. прир. при Харьк. унив., VIII, 1874.

49. — Исследования над кристаллическими породами между Днепром и Кальмиусом. Там же, 1875.

50. — Геологические исследования между Саксаганью и Кальмиусом. Там же, 1875.

51. Козловская А. Н. До петрографії кристалічних порід околиць м. Хощевої на Поділлі. Наук. зап. орг. досл. кат. т. III, Геологічний, вып. 2, 88—99, 1928.

52. Кристалічні породи околиць Немірова на Поділлі. Тр. Укр. Наук. досл. инст., II, 1928.

53. Конткевич. Геологическое описание окрестностей Кривого Рога. Горн. журн., I, 1880.

54. Крыжановская Л. А. Волынит.

55. Кучинский. Геологические исследования по Днепру, Суле, Грушевке, Бузулуку, Соленой и Томаковке. Там же, II, 1876.

56. Лаврович и Гуляева. Прибугский графитоносный район Минер. сырье, 794, 1929.

57. Лаврович Н. С. Кошары Александровское месторождение графита. Минер. сырье, 57—68, 1929.

58. Лагорио А. Е. О некоторых гиперстеновых породах. Прот. Варш. общ. ест., 1890.

59. Ласкарев В. Д. Заметка по вопросу о тектонике Южно-русской кристаллической полосы. Изв. Геол. ком. XXIV, 235—284.

60. — Геологические исследования в югозападной России. Тр. Геол. ком., Н.с., № 77, 1914.

61. Леваковский. О выступах кристаллических пород по Днепру. Тр. Общ. исп. прир. при Харьков. унив., 1871

62. Лещенко М. К вопросу о распространении ортитов в Приднепровском кристаллическом массиве. Инж. Раб., № 11, 41—43, 1925.

63. — Об урановых минералах из Лоцманской Каменки близ Днепропетровска и хутора Головина близ Житомира и их радиоактивность. Изв. Ек. горн. инст., XIV, 171—175, 1925.

64. Личков Б. Л. Некоторые данные о рельефе и тектонике Украинской кристаллической полосы. Изв. Укр. геол. ком., вып. 5, 1924.

65. — О тектонических движения Украинской кристаллической полосы. Там же, вып. 6, 115—141, 1925.

66. — Отчет о работах в 1925 г Изв. Геол. ком., 45, 1926,

67. — Українский кристаллічний массів та курська магнітна аномалія. „Погода і життя", IV, № 8—9, 1927.

68. Лучицкий В. И. К вопросу о происхождении гранитов юга России. Варш. общ. ест., 1919.

69. — Рапакиви и породы, его сопровождающие. Тр. Варш. полит. инст., 1912.

70. — Новый выход изверженной породы в Полтавской губ. Там же, 1913.

71. — Новая область развития гранулитов на юге Киевской губернии 1913.

72. — Кристаллічні лупаки та вапняки Київщини та контакт іх с гранітами Изв. Укр. геолком., вып. I, 1919.

73. — Отчет о геологических исследованиях фосфоритовых месторождений Киевской губ. Тр. Ком. Моск. сельхоз. инст. по исследованию фосфоритов, 1914.

74. — Отчет о работах в 1924 г. Изв. Геол. ком., 44, 304—305, 1925.

75. — Отчет о геологических исследованиях в Киевской губ. Изв. Укр. отд. Геол. ком., вып. 7, 16, 1926.

76. — Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинцигиты северной части Украины. Зап. Киевск. общ. ест., 1927.

77. — 3-верстове здіймання в Волноваському районі. Бюлл. Укр. РГРУ, № 3—4, 1929.

78. — Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., 1930.

79. — О всесоюзном геологическом съезде в Киеве. Научн. раб., 1927.

80. Малковский. Rozmieszczenie i warunki występowania basaltow w dorzeczy. Horynia. Sprawozd. Polk. Inst. Geol., t. III, 3—4, 1926.

81. — O budowie geologiczney polnolzno zachodaego naroza masywu krystallicznego Walynska Ukrainskiego. Ibid., IV, 1—2, 1—69.

82. Михлуха-Маклай. Геологические исследования Новоград-Волынского и Житомирского уездов. Зап. Минер. общ., XIV, 1890.

83. Милай. 3-километрове здіймання в Маріупіль-Бердянському районі, Харьк. XXX—14, влітку 1919 р., Бюлл. Укр. РГРУ, № 3—4, 1929.

84. Михайловский. Историческая геология. 1913.

85. Морозевич. К петрографии Волыни. Варш. Унив. изв., IV—VIII, 1893.

86. — О литологическом составе южно-русской кристаллической площади. Изв. Геол. ком., XVII, 160, 1898.

87. — Геологические исследования, произведенные в Мариупольском уезде летом 1898 г. Там же, XVIII, 287—295, 1899.

88. — Там же, VIII, 373, 1900.

89. — Геологические наблюдения, произведенные в Александровском уезде и Таганрогском округе летом 1901 г. Там же, XX, 555—574, 1901.

90. Морозевич. Геологическое строение Исачковского холма. Геол. ком., Н. с., вып. 7, 1903.

91. — О некоторых жильных породах Таганрогского округа. Там же, вып. 8, 1903.

92. — Über Beckelith, ein Cero-Lanthano—Didymo-Silikat. Tsch. Min u. Petr. Mitteil., Bd. XXIV, 120—127, 1905.

93. — Über einige Eisenalkaliamphibole. Там же. Bd. XXXVIII.

93-a. — Mariupolit i jego krewniaki. Prace Polsk., 1925. Inst. Geol., t. II. Warzsawa.

94. — Mariupolite und seine Verwandte. Tsch. Min u. Petr. Mitteil., 1930.

95. Ожегова М. И. Несколько слов о рапакиви, из Малина. Изв. Укр. геол. ком., вып. 11, 1927.

96. — Геологічні досліди на Коростенщині та в районі. Побожжя. Бюлл. Укр. РГРУ, № 1—2, 1927.

97. — 3-кілометрове геологічне здімання в районі Побожжя. Там же, № 3—4, 1929.

98. Павлов А. В. Краткий отчет о работах по исследованию кристаллических пород в Александровском уезде Екатеринославской губ. 1912.

99. Половинкина Ю. Н. О некоторых интересных амфиболах из пород Кривого Рога. Зап. Минер. общ., вып. 53, 1924.

100. — К вопросу о строении и составе южнорусской кристаллической полосы. Изв. Геол. ком., 45, № 7, 1926.

101. — Два новых месторождения чарнокитовых пород Украины. Тр. ГГРУ, вып. 94, 1931.

102. — К стратиграфии украинского докембрия. Вестн. Геол. ком., № 9, 1—6, 1928.

103. — Материал к характеристике графитового месторождения балки Власовой. Мат. общ. и прикл. геол., вып. 134, 1929.

104. — Отчет о работах 1924 г. Изв. Геол. ком., 134, 1925.

105. — Отчет о работах в 1925 г. Там же, 94—95, 149 -161, 1926.

106. Попов Б. А. О южно-русском рапакиви. Тр. СПб. общ. ест., XXI, вып. 5, 1903.

107. Попов И. Спессартит из Кривого Рога. Ежег. для мин. и геол. России, XVI, вып. 7—8.

108. Прендель Р. А. Исследования кристаллических пород, развитых в бассейне р. Базавлука и верховьях Саксагани. Одесса, 1882.

109. Пятницкий П. П. Исследования кристаллических пород степной полосы Юга России. Тр. Общ. исп. прир. Харьков. унив., XXXII, 1898.

109 а. Пясковский Б. В. Габбро в порожистой части Днепра. Изв. ВСТРО, LI, вып. 38, 583—590, 1932.

110. — Генетические отношения криворожских рудных месторождений. Тр. Инст. прикл. минер., № 9, 1924.

111. — Железные руды Кривого Рога и их генезис. Там же, 1924.

111 а. — Габбро в порожистой части Днепра. Изв. ВСТРО, I, вып. 38,583—590, 1932.

112. Радзишевский Р. Opis'mikroscopo-petrografiezny skal krystallicznych wolynskich na paludnie od rz. Slucz. Straw. Polsk. Inst. Geol., III, 1—2.

113. Романовский. О некоторых месторождениях железных руд западной части Донецкой кристаллической и Азовской гранитогнейсовой полосы. Горн. журн., III, 1882.

114. Савич-Заблоцкий К. М. Геолого-розвідкові роботи на лосняк Маріпольщини. Бюлл. Укр. РГРУ, № 1—2, 1929.

115. Соболев Д. Н. Эскиз плана и архитектоники кристаллического фундамента Скандороссии. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., 1926.

116. Свитальский Н. И. Железнорудное месторождение Кривого Рога и генезис его руд. Изв. Геол. ком., 43, 17—37, 1924.

117.—Отчеты о работах в 1924 г. Изв. Геол. ком., 44, 138—131, 1925.

118. — Алмазная скважина. Вестн. Геол. ком., № 6, 21, 1927.

119. — Эгирин с р. Желтой. Там же, № 8—9, 38—40, 1927.

120. — Сидерит в рудах Кривого Рога. Там же, № 5, 1928.

121. — Железнорудные месторождения Кривого Рога. Тр. СГР, вып. 153, 1932.

122. Сельский В. А. Химико-петрографическое исследование гранитов окрестностей Гнивани. Ежег. минер. и геол. России, 1912.

123. Сердюченко Д. П. Старокрымское месторождение графита. Минер. сырье, 248—255, 1927.

124. Соболев Н. Н. О некоторых гранитах Подольской губ. Варш. унив. изв., V, 1892.

125. Соколов Н. И. Общая геологическая карта Европейской части России. Л., 48, Тр. Геол. ком., IX, I, 1898.

126. — Геологические исследования в северной части Криворожского района и по р. Желтой. Изв. Геол. ком., XV, 1896.

127. Сущинский П. П. О включении гранита в андезит. Изв. Дон. полит. инст., III, вып. 1, 1914.

128. Танатар И. И. К вопросу о генезисе криворожских руд железных кварцитов. Южн. инж., IX—X, 1917.

129. — Геологический очерк Криворожского железнорудного бассейна. Сб. „Руда", ч. 1, 1922.

130. — Горный журнал, 1923.

131. — К вопросу о происхождении криворожских железных руд и вмещающих кварцитов. Инж. раб., 1924.

132. — 1924.

133. — Новые данные о генезисе криворожских железных руд и вмещающих кварцитов. 1925.

134. — Новые горные породы Криворожского рудного бассейна. Инж. раб., 1925.

135. — Новые горные породы Криворожского железнорудного бассейна. Зап. Екат. Научно-иссл. каф. геол., 1926.

136. — Новейшие взгляды на происхождение слоистых кварцитов и т. д. Там же, № 1, 1926.

137. — Новые данные по петрографии Криворожского железнорудного бассейна. Там же, 189, 212, 1927.

138. — Метаморфизованный глинистый сланец (дистеновый сланец?) из Криворожского бассейна. Инж. раб., 1927.

139. — Геологические исследования Криворожского железнорудного бассейна. Инж. раб., 1927.

140. Тарасенко В. Е. О горных породах семейства габбро из Житомирского и Радомысльского уездов Киевской и Волынской губ. Зап. Киев. общ. ест., 1895.

141. — Об эффузивной горной породе из Липовецкого уезда Киевской губ., Там же, 1898.

142. — Материалы для суждения о химическом составе плагиоклазов. Там же, 1899.

143. — О магнетитовой породе из Михайловки Винницкого уезда Подольской губ. Там же, 1901.

144. — Новая область вулканических горных пород в Волынской губ. Там же, 1902.

145. — Несколько слов о горной породе из с. Булаев Киевской губ. Там же, 1903.

146. — Об куммингтонитовых роговых обманках из Тимашевой балки к югу от Кривого Рога. Изв. Геол. ком., XXII, 1903.

147. — О зернистом известняке из окрестностей Гнивани. Минер. и геол. России, XV, № 7, 1913.

148. — О гранитовых и диоритовых горных породах Криворожского района. Тр. Геол. ком., вып. 90, 1914.

149. — Об изверженных горных породах южной части Киевской губ. Юрьев, 1916.

150. — О некоторых кристаллических сланцах Криворожского железнорудного бассейна. Юрьев, 1923.

151. — Материалы по петрографии кристаллических пород Южно-русского горста. Тр. Юр. унив., I, и II, 1925.

152. Тетяев М. М. К тектонике Украины. Изв. Укр. геол. ком., вып. 9, 1922.

152а. Ткачук Л. Т. Кристалличні породи околиць м. Бух на Гуманщині. Там же, вып. 14, 132—143, 1929.

153. Тутковский П. А. Побережье р. Норина в Овручском уезде Тр. Общ. исп. прир., 59, 220, 1911.

154. — Славечаньско Овруцький кряж та узбережжя р. Славечно. Физ.-мат. отд. Укр. Акад. Наук, 1913.

155. — Мякаловицький кряж Овруцького пусковика. Наук. зап. Т. III, Геологічний, вып. I, 54—57, 1925.

156. Тутковский, П. А. Будівельні матеріали Київшини. Укр. Акад. Наук, 1—112, 1925.

157. — Узбережжя р. Уборті. 1—222, 1925.

158. — Узбережжя р. Жерева. Укр. Акад. Наук, 1925.

159. — Нові геологічні спостереження на Овручині. Там же, 1925.

160. — Узбережжя р. Вужа. Науч. зап. укр. Акад. Наук. 1926.

161. — Путеводитель по Волыни. 1926.

162. Фельдман. Материалы по петрографии Криворожского железнорудного бассейна. Науч. зап. Днепропетр. научн.-иссл. каф. по геол., 1927.

163. Фрейвальд, Ю. И. 3-кілометрове геологічне здіймання на Дніпропетровщини. Бюлл. Укр. РГРУ, № 3—4, 1929.

164. — Отчет о работах в 1926 г. Изв. Геол. ком., 45, 155, 1925.

165. — Отчет о работах в 1924 г. Там же, 44, 309, 1925.

166. Чирвинский В. Н. Киевский гранито-гнейс. Киев, 1922.

167. — Отчет о работах в 1924 г. Изв. Геол. ком., 1926.

168. — Отчет о работах в 1925 г. Там же, 45, 155, 1926.

169. — Краткие сведения о работах в 1925—1926 г. Отчет Геол. ком., 155—156 1927.

170. — Отчет о работах в 1924—1925 г. Вестн. Укр. геол. ком., вып. 7, 1926.

171. — Новый массив рапакиви на юге Киевской губ. Вестн. Геол. ком., вып. 8—9, 35—37, 1927.

172. — О некоторых эффузивных породах Волыни. Вестн. Укр. геол. ком., вып. 13, 1928.

173. — Про долини, що прорізують вододіл Бугу и Дніпра в верхівьях Гірського Тікічу. Вестн. Укр. геол. ком., вып. 8, 1929.

174. — О связи между высотой залегания кристаллических пород и рельефом в районе Умань-Звенигородска. Изв. Укр. отд. Геол. ком., вып. II, 167—176, 1928.

175. — Ксенолиты, эруптивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах Киевской губ. и прилегающих частях Подольской. Там же, вып. 14, 1930.

176. Чирвинский П. Н. Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины. Изв. Укр. отд, Геол. ком., вып. 6, 1—24, 1925.

177. — Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в юго-западном крае.

178. Шапиро И. А. Месторождение гранита у с. Троицкого Бердянского района. Там же, 69—94, 1929.

СПИСОК АВТОРОВ ГЛАВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГОДАМ

1851. 151 а. Феофилактов.

1862. 30. Борисяк.

1867. 7. Барбот де Марни.

1871. 61. Леваковский.

1872. 8. Барбот де Марни; 27. Брио.

1873. 9. Барбот де Марни.

1874. 48. Клемм.

1875. 49, 51. Клемм.

1876. 45. Домгер; 55. Кучинский.

1880. 34. Гуров; 54. Конткевич.

1881. 40. Домгер.

1882. 35. Гуров; 108, Прендель; 113. Романовский.

1884. 41. Домгер.

1888. 36. Гуров.

1890. 58. Лагорио; 82. Миклуха-Маклай.

1892. 124. Соболев.

1893. 37. Гуров; 85. Морозевич.

1895. 140. Тарасенко.

1896. 126. Соколов.

1898. 86. Морозевич; 109. Пятницкий; 125. Соколов; 141. Тарасенко.

1899. 87. Морозевич, 142. Тарасенко.

1900. 88. Морозевич.

1901. 42. Домгер; 89. Морозевич; 143. Тарасенко.

1902. 92. Морозевич; 144. Тарасенко.

1903. 6. Армашевский; 90, 91. Морозевич; 106. Б. Попов; 145, 146. Тарасенко.

1905. 30. Борисов; 59. Ласкарев.

1910. 68. Лучицкий.

1911. 153. Тутковский.

1912. 10. Безбородько; 68. Лучицкий, 98. А. В. Павлов; 123. Сельский.

1913. 70, 71. Лучицкий; 84. Михайловский.

1914. 60. Ласкарев; 73. Лучицкий; 127. Сущинский; 147, 148. Тарасенко.

1916. 32. Гинзберг; 149. Тарасенко.

1917. 128. Танатар.

1918. 10. Безбородько.

1919. 27. Бельский; 72. Лучицкий; 154. Тутковский.

1922. 112. Радзишевский; 129. Танатар; 152. Петяев. 165. Н. Чирвинский.

1923. 130 Танатар; 150. Тарасенко.

1924. 11. Безбородько; 64. Личков; 99. Половинкина; 110, 111. Пятницкий; 117. Свитальский; 131, 132. Танатар.

1925. 28. Бельский; 62. Лещенко; 63, 65. Личков; 74. Лучицкий; 104. Половинкина; 118. Свитальский; 133, 134. Танатар; 151. Тарасенко; 163, 164. Фрейвальд; 176. П. Чирвинский; 38. Двойченко; 155—159. Тутковский.

1926. 13, 14. Безбородько; 51. Козловская; 66. Личков; 75. Лучицкий; 80. Малковский; 100, 105. Половинкина; 115. Д. Соболев; 135, 136. Танатар; 160, 161. Тутковский; 167, 168, 170. В. Чирвинский.

1927. 5. А. Алексеев; 14. Безбородько; 67. Личков; 76, 79. Лучицкий; 81. Малковский; 85, 86. Ожегова; 119, 120. Свитальский; 137—139. Танатар; 169, 171. В. Чирвинский; 123 Сердюченко.

1928. 15, 16. Безбородько; 52. Козловская; 102. Половинкина; 121. Свитальский; 161. Фельдман; 172, 174. В. Чирвинский.

1929. 19—21. Безбородько; 33. Голубев; 43. Дуброва; 44—46. Дубяга; 48. Закревская; 77. Лучицкий; 93. Морозевич; 97. Ожегова; 103. Половинкина; 114. Савич-Заблоцкий; 152 а. Ткачук; 162. Фрейвальд; 174. В. Чирвинский; 56, 57. Лаврович; 78. Шапиро.

1930. 20—25. Безбородько; 78. Лучицкий; 94. Морозевич; 175. В. Чирвинский; 2. Л. Ф. Айнберг; 1. Ю. Абрамович.

1931. 101. Половинкина; 26. Безбородько; 3. Л. Ф. Айнберг.

1932. 121. Свитальский.

1933. 4. Л. Ф. Айнберг.

I. СХЕМАТИЧЕСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК УКРАИНЫ

Схематический очерк геологии Украины охватывает, главным образом, пределы Украинской кристаллической полосы и прилегающих к ней мест.

То, что накладывает характерный отпечаток на изучение докембрийских кристаллических пород Украины, заключается в том, что эти породы после своего образования были в значительной степени денудированы; от них по большей части сохранились только самые глубокие части их массивов и других форм залегания. В результате поверхность кристаллических пород, доступных нашему исследованию, приобрела в общем волнистый, довольно ровный характер пенеплена с более или менее глубоко врезавшимися в него долинами рек, имеющими иногда характер неглубоких каньонов.

Поверхность кристаллических пород на территории Украины особенно высоко подымается в северозападной части ее, в районе, прилегающем к городам Умани и Липовцу, где высоты достигают 300 м и более. Отсюда по всем направлениям, и в особенности к юго-востоку, поверхность кристаллических пород понижается, достигая наименьших высот в нижней части порогов и ниже их, также по долинам рек, по южной окраине Украинской кристаллической полосы.

Библиотека

Площадь развития кристаллических докембрийских пород мы можем разделить на две части: большую северозападную, по преимуществу правобережную в отношении Днепра, которую правильнее всего было бы назвать Днепровско-Бугским массивом, и меньшую — Приазовский массив, полностью левобережный; первый массив лишь частично ниже Кременчуга и до конца порогов уходит и на левый берег Днепра.

Эти два массива разделены довольно глубоким грабеном, заполненным мощной свитой осадочных отложений, по которому соединяются мульды северо-украинская (киево-харьковская) и южная (украинско-крымская).

Вопросы общего характера поверхности Украинской кристаллической полосы в связи со сводками Личкова (64) в значительной степени ясны. Несколько иначе обстоит дело с краевыми районами этой полосы. Ласкарев (59) указывает на то, что эти края носят сбросовый характер. По мнению других исследователей, в том числе Личкова, сбросовый характер в значительной степени неясен. Поверхность кристаллического массива постепенно понижается в разные стороны, независимо от сбросовых явлений, скрываясь под все более и более юными осадочными породами.

Что понижение происходит довольно медленно, сомнений для большей части площади нет. Однако, следует иметь в виду, что характер тектоники этих краев также в значительной степени ясен (78).

Края массива на северо-востоке и юго-западе на большей части их продолжения имеют вполне определенное направление, именно СЗ—ЮВ, в явной связи с преобладающим направлением тех тектонических линий, которые резко проявляются на поверхности массива, аналогично тому, что наблюдается в районе Фенноскандии, Кольского п-ова и других. Уже это говорит в пользу того, что сбросовые трещины должны были играть крупную роль в формировании тех очертаний украинского массива, которые мы наблюдаем в нем в настоящее время.

В 1922 г. мной был сделан доклад в Украинской Академии Наук по поводу того, что сбросовый тектонический характер Украинского докембрийского массива совершенно отчетливо проявляются в направлении долин, ряда рек, протекающих по его территории или в непосредственной близости к нему. Наиболее яркими примерами являются Днепр, Буг, Рось и ее притоки и ряд других рек. В. Чирвинский (172) детализировал этот вопрос в применении к долинам рек в южной части б. Киевской и части б. Подольской губ. (Горный Тикич, Гнилой Тикич и др.), мной (78) сделано то же для всей территории Украины.

В этом отношении вне сомнения характер поверхности украинского докембрия чрезвычайно сходен с характером поверхности фенноскандинавского докембрия Кольского п-ова, Карелии. Различие по существу заключается только в том, что тектонические трещины

Украинского массива в значительной степени скрыты от наблюдения и проявляются сколько-нибудь отчетливо только в отдельных местах по большей части там, где кристаллические породы покрыты только четвертичными отложениями или продуктами своего разрушения.

Из того, что тектонические линии Украинского массива отражаются на течении рек, направлении их долин, можно сделать заключение, что самые тектонические движения происходили не только в докембрийское время, но и значительно позже, частью также и в третичное время. Имеются основания считать, что мнение, высказанное Лозовским относительно признаков передвижки кристаллических пород в долинах рек с образованием каньонов, и позже высказанное предположение Ризниченко относительно части четвертичного возраста каневской дислокации имеют некоторую почву под собой. Это подтверждается также изучением результатов бурения в районе среднего и нижнего Днепра, мощности аллювиальных отложений и условий их залегания, также прорывом Днепра в районе порогов.

Наличие тектонических процессов частью сбросового характера, происходивших, главным образом, в докембрийское время, дает возможность судить и о характере распределения изверженных горных пород—гипабиссальных и эффузивных, приуроченных, главным образом, к тем местам, где в особенности проявляются тектонические процессы и передвижки, именно к юговосточному концу массива (восточная часть Приазовского массива с его дейками диабазов, волынитов, базальтов и других пород), к средней части (район Кривого Рога с дейками и покровами диабазовых пород, вероятно, также и других изверженных пород) и к северозападному концу (Волынский район с многочисленными выходами и дейками основных и кислых изверженных пород).

Если прибавить к этому то, что крупный разлом отделяет Днепровско-Бугский массив от Приазовского и что на самых незначительных расстояниях от Приазовского массива, в северной его части, как и в западной, буровые скважины тотчас за пределами его на значительных глубинах не достигали поверхности кристаллических пород, подтверждает огромное влияние сбросовых процессов на тектонику и генезис геоморфологии Украинского кристаллического массива, и тем самым на передвижки магмы.

Одновременно в ряде мест, прилегающих к массиву, имеются также выходы разнообразных изверженных пород в большинстве случаев в виде дейк—диабазы и порфириты в Исачках и Тахтайке, базальты в Берестовце (Польская Украина), андезиты и иные породы в Донбассе и т. д.

Одновременно имеются признаки тектонических процессов совершенно иного вида, именно складчатых, по времени своего проявления относящихся к различным периодам докембрия с преобладанием, как и

в случае сбросовых процессов, северозападного направления, реже северовосточного и еще реже меридионального.

Спорным и не вполне решенным является вопрос о времени образования различных направлений простирания складок; можно думать, что наиболее древними являются складки с северовосточным простиранием, более поздними—северозападным и наиболее юными, относящимися к концу докембрия,—с меридиональным простиранием (послесаксаганское время).

Кристаллические породы выходят на поверхность территории Украины в районе водоразделов почти исключительно: 1) на северо-западе Украины, на Волыни и севере Киевщины, главным образом в районе Коростышева, 2) на юго-востоке, в пределах Приазовского массива на всем почти его протяжении; здесь кристаллические породы выступают на поверхности земли, часто ничем не прикрытые, местами образуя в степи так называемые „могилы", т. е. видимые издали довольно высокие возвышенности, одиноко стоящие, образованные с трудом поддающимися разрушению породами,—Куксунгур, Корсак-Могила и др. Иногда они тянутся в степи в виде валов (полуразмытые дейки восточной части массива).

Площади, на которых обнажаются кристаллические породы в виде более или менее свежих масс, в области водоразделов, обычно невелики.

По большей части кристаллические породы прикрыты более юными осадочными образованиями, крайне разнообразными и по петрографическому характеру и по возрасту, обладающими часто общей значительной мощностью. В связи с этим обнажения кристаллических пород видны, главным образом, по долинам рек, в основании их склонов и по дну рек, в русле их, очень часто в виде отдельных выходов, непосредственно не связанных друг с другом. В зависимости оттого, насколько та или иная порода противостоит выветриванию и размыву, при усиленном размыве в обнажениях сохраняются только наиболее стойкие породы (граниты, пегматиты, кварциты и др.), в то время как наиболее легко выветривающиеся породы (например, гнейсы) в обнажениях не видны и прикрыты наносами. Этим самым до крайности затрудняется производство исследований кристаллических пород Украины и установление взаимоотношений между ними.

Не вдаваясь в какие бы то ни было детали геологического строения Украины, даже в пределах развития кристаллических пород, мы приводим далее по существу самую краткую схему геологии Украины.

1. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Докембрийские породы выступают, начинаясь на северо-западе от Волынских болот и далее на юго-восток, лишь немного не достигая берегов Азовского моря у Бердняска и Мариуполя, полосой шириной до 600 км и длиной до 900 км.

В состав этого массива входят изверженные кристаллические породы, разнообразные по своему составу, структуре и генезису,—глубинные, гипабиссальные, излившиеся кислые и основные, образующие разнообразные формы залегания.

Не менее разнообразны также породы метаморфические, представленные, главным образом, биотитовыми, биотитово-роговообманковыми и иными гнейсами, амфиболитами и пироксеновыми породами, реже также различного рода слюдяными сланцами, филлитами, глинистыми сланцами, кварцитами, местами также кристаллическими, нередко силикатными, известняками.

Гнейсы и связанные с ними другие метаморфические породы в ряде случаев представлены тремя генетическими типами гнейсов, именно ортогнейсами, парагнейсами и микстогнейсами (мигматитами). Наблюдается присутствие всех типов парагнейсов, начиная от продуктов преобразования глинистых пород до кварцевых и известняковых (мергелистых), переходящих в гранитовидные породы. Особенно видную роль играют разнообразные типы мигматитов, занимающие часто огромные территории.

В ряде случаев докембрийские породы Украины очень сходны с фенноскандинавскими; к числу таких пород относятся прежде всего граниты типа рапакиви и породы, их сопровождающие.

В то же время имеется ряд таких пород, которые характерны только для украинского докембрия, как, например, гранатово-кордиеритовые породы (гранатовые граниты), гиперстеново-биотитовые (чарнокитовые) породы, своеобразные ортоклазовые габбро- и габбро-сиениты и т. д.

Поэтому в ряде случаев встречаются затруднения в проведении параллелизации между породами Украины и Фенноскандии, в последние десятилетия особенно хорошо изученными.

Пока удается наметить ориентировочную схему деления горных пород украинского докембрия на отдельные группы, которые установлены были мной (78). Схема эта следующая:

Иотнийская группа

Породы почти совершенно не затронуты метаморфизующими процессами. Габбронориты, габбро-сиениты Киево-Волынского и Черкасско-Новомиргородского массивов.

Рапакиви и рапакивидные граниты. Осницкие граниты и родственные им породы. Щелочные породы Мариупольского массива (быть может более юные).

Овручские кварциты и пирофиллитовые сланцы.

Перерыв

Саксаганская группа

Криворожская свита с железистыми кварцитами и железными рудами.

Перерыв

Извержения гранитов, аплитов, пегматитов, пород, образующих дейки.

Тетерево-Бугская группа

Гиперстеново-биотитовые (чарнокитовые) граниты и родственные им породы. Коростышевский, антоновский граниты.

Осадочная свита парагнейсов, кристаллических, частью силикатных известняков, слюдяных сланцев окрестностей Коростышева.

Осадочная свита парагнейсов, графитовых гнейсов, кристаллических известняков, частью силикатных и графитоносных, иногда офитовых, Побужья.

Осадочная свита парагнейсов, графитовых гнейсов, кварцитовых, кристаллических, частью офитовых известняков Криворожского района.

Осадочная свита парагнейсов, графитовых гнейсов, пироксенороговообманковых пород Мариуполь-Бердянского района. Бердянские железистые кварциты и сопровождающие их метаморфические осадочные породы.

Бердичевская подгруппа

Гранитово-кордиеритовые породы („гранатовые граниты"). Ингулецкий гнейс.

Перерыв

Инъекция.

Днепровская группа

Мигматиты, инъецированные гнейсы, метабазиты.

2. ПАЛЕОЗОЙ

В отличие от докембрия даже наиболее древние из палеозойских отложений, также и находящиеся вблизи области развития докембрия, совершенно неметаморфизованы; находятся они почти в нормальном положении, за немногими исключениями (главным образом, район Донбасса), но и в тектонически нарушенных областях они мало отличаются от первично-осадочных пород.

1) Кембрийские отложения на Украине пока не известны.

2) Силурийские отложения, наиболее древние из палеозойских, выступают на северо-западе Украины в Приднестровьи, к западу от кристаллического массива, где они представлены песчаниками, глинистыми сланцами с первичными фосфоритами и известняками, плотными и мало кристалличными. Эти породы частью налегают непосредственно на кристаллические породы.

3) Девонские отложения развиты в двух районах. На северо-западе в Приднестровьи, к западу от кристаллических пород, девонские породы выступают только изредка островками (известняки, песчаники). Более широкие площади занимают они на юго-востоке Украины, в западной части Донбасса, где они представлены песчаниками, частью конгломератовидными, содержащими чешуйки каолинита, иногда гранитоподобными аркозовыми песчаниками, различного рода пестроокрашенными сланцами и известняками. Имеются также прослои вулканических туфов, прорезываемых изверженными породами.

Девонские породы здесь непосредственно налегают на кристаллический докембрий.

4) Каменноугольные отложения, представленные песчаниками, глинистыми сланцами и известняками с прослоями разнообраз-

ных каменных углей и антрацитов, развиты только в районе Донбасса и по всем признакам продолжаются на северо-запад в пределы б. Полтавской губ., быть может, до Ромен и Лубен. Породы сильно дислоцированы, в особенности в области так называемого главного антиклинала, с многочисленными сбросо-сдвигами, прорезывающими каменноугольные отложения по различным направлениям.

На кристаллические породы каменноугольные слои не налегают: характерным является непосредственное налегание их на девонские отложения (западная часть Донбасса), огромная мощность до 12 км, и залегание в нижней части каменноугольной толщи мощных, в несколько километров общей мощности, нижнекаменноугольных известняков.

5) Каменноугольные отложения покрываются и сменяются пермскими слоями, представленными в нижней части переходными песчаниками, глинистыми сланцами и известняками пермокарбона; выше чередуются слои, представленные мергелистыми породами, гипсами, ангидритами, каменной солью, глинами, доломитами и др.

3. МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

1) В основании мезозойских пород в районе Донбасса залегают триасовые и песчаноглинистые отложения, известняки, часто пестроокрашенные, повидимому, ниже поверхности земли продолжавшиеся до Киева, судя по данным бурения в Киеве.

2) На триас налегают юрские отложения, в Донбассе представленные частью известняками и песчаноглинистыми слоями, за пределами Донбасса к востоку от кристаллического массива—мощной свитой из белых водоносных песков, в основании толщи прикрытых черными пластичными глинами, иногда значительной мощности до 100 м и более. Местами в западной части своего распространения юрские слои непосредственно налегают на кристаллические породы (буровая скважина г. Василькова около Киева).

Выклиниваясь около Киева, к западу от него, на востоке юрские породы быстро утолщаются, падая под небольшим углом. Явления дислокации их наблюдаются только в районе г. Канева.

К югу и северу, а также к востоку от кристаллической полосы выходы юрских отложений отсутствуют.

3) Меловые отложения пользуются на Украине очень широким распространением, занимая значительно большие пространства, чем юрские; в то же время в ряде мест они обладают значительной мощностью. По мере удаления от кристаллического массива как к западу, так и к востоку, мощность меловых отложений увеличивается, достигая, например, около Харькова до 1 км. Представлены они мелом и меловым мергелем чисто белого цвета; иногда (окрестности Славянска) мел обладает исключительной чистотой. Крупные массы мела выступают в бассейне Северного Донца и его притоков. Под мелом залегают обычно

зеленые или почти белые водоносные пески. В пределах кристаллического массива меловые отложения почти совершенно отсутствуют; они здесь выклиниваются и сохраняются только в виде как бы небольших островков.

4) Третичные отложения представлены как нижне-третичными породами (пески глауконитовые и белые, песчаники, мергеля, мергелистые глины, глины), так и верхне-третичными отложениями (песчано-глинистые слои, известняки, в особенности ракушечные).

Нижне-третичные отложения развиты в сущности по всей территории Украины, за немногими исключениями, между прочим на более высоких частях кристаллического массива и в большей части Донбасса.

5) Четвертичные породы покрывают почти всю территорию Украины и отсутствуют только в редких случаях и на незначительных протяжениях. Четвертичные отложения представлены в основании обычно коричневыми глинами, частью очень пластичными (горшечные глины), доледниковыми желтыми суглинками и песками, ледниковыми отложениями—валунными суглинками, валунными глинами, галечниками (флювиогляциальными отложениями).

Граница распространения собственно ледниковых отложений валунного суглинка спускается несколько ниже Кременчуга.

В верхней части залегают послеледниковые слои, представленные главным образом светложелтым лёссом, также глинами и песками и аллювиальными отложениями, по преимуществу песчанистыми.

Данная схема достаточна для того, чтобы видеть, что кристаллические породы по большей части более древние, чем палеозой. Некоторое сомнение имеется относительно щелочных пород юго-востока Украины (Мариупольский район). Некоторое количество излившихся и гипабиссальных пород несомненно обладает также более юным возрастом, чем докембрий: они в ряде мест пересекают и залегают среди каменноугольных отложений Донбасса, но не прорывают меловых отложений и, следовательно, более древни, чем они. Вероятнее всего внедрение их происходило после окончания герцинской складчатости или во время ее.

II. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-БУГСКОГО МАССИВА

В данном обзоре мы рассмотрим кристаллические породы, главным образом, западной части Украинского кристаллического массива и выступающие за его пределы излившиеся и гипабиссальные породы более юные, чем докембрий, причем будем рассматривать их в следующем порядке:

А. Северная часть, как область мощного развития разнообразных типов гранитов, в том числе рапакиви и сопровождающих их пород

также габбро-норитового массива. Район начинается в северной части Украины и простирается до местности, расположенной тотчас к северу от водораздела бассейнов р. Роси и р. Ирпеня (линии железной дороги Киев—Казатин).

B. Средняя часть—область развития мигматитов и рапакиви корсунского и черкасского типов, связанных с габбро-норитовыми массивами Городища и Новомиргорода. Район начинается несколько севернее линии железной дороги Киев—Казатин и р. Ирпеня и доходит до линии железной дороги Кременчуг—Зиновьевск.

C. Южная часть—Криворожская, включая область порогов, область развития мигматитов, гранитов, разнообразных основных и гипабиссальных пород, образующих дейки.

D. Западная (Бердянская) часть Приазовского массива—области развития мигматитов, частью гранитов и пород, образующих дейки.

E. Восточная (Мариупольская) часть—область развития щелочных пород, разнообразных гранитов, диоритов, сиенитов, также гипабиссальных пород—диабазов, также и вулканических пород (базальтов, андезитов), различного рода порфиритов, трахитов и др. Здесь можно различать типичный щелочный район бассейна р. Кальчика, например, на западе, и смешанный район бассейна р. Кальмиуса и далее р. Еланчика.

A. СЕВЕРНЫЙ РАЙОН (Искорость, Житомир, Коростышев, Фастов)

1. Глубинные породы (кроме габбровых пород)

Северный район характеризуется мощным развитием гранитов, по преимуществу биотитовых, двух основных типов: 1) биотитовые граниты, чаще всего окрашенные в светлосерые и серые цвета, реже красноватые и 2) роговообманково-биотитовые граниты, красноватые и зеленовато-серые, обычно довольно темноокрашенные; среди последних характерным типом является рапакиви. На юге этого района, на берегах р. Ирпеня и Унавы, начинается развитие мигматитов.

В некоторых местах можно видеть прорыв изверженными породами, главным образом серыми биотитовыми гранитами метаморфизованных осадочных пород Тетерево-Бугской группы. Гранит прорезывает здесь также и известняки (дейки биотитового гранита около Радомысля у с. Марьяновки); глубоко метаморфизованный ранее известняк в контакте почти совершенно не изменяется.

Граниты этого района были изучены мной (68, 72) и Безбородько (23, 25).

Один из самых крупных и севернее других находящийся массив коростеньского гранита располагается в окрестностях Коростеня; обладает розоватой окраской, частью беловатой. Он однородный, отличается присутствием не особенно ясно оконтуренных вкрапленников калиевого полевого шпата, до 1 см в поперечнике (ортоклаз и микроклин).

Состоят граниты, главным образом, согласно Безбородько (23), из ортоклаза и микроклина, плагиоклаза и биотита, в небольшом количестве присутствует плавиковый шпат. Наблюдается гранофировая структура и одновременно мирмекитовая. Ортоклаз и ортоклаз-пертит преобладают над плагиоклазом. Состав плагиоклаза, согласно непосредственному определению его (модальный) № 28, при колебаниях от № 23 до № 35, нормативный, вычисленный из химического анализа № 10. Можно думать, что плагиоклаз определен как слишком основной. Ортоклаз характеризуется очень тонкой пертитовой структурой, иногда крупной, в последнем случае пертитовые вростки образуют

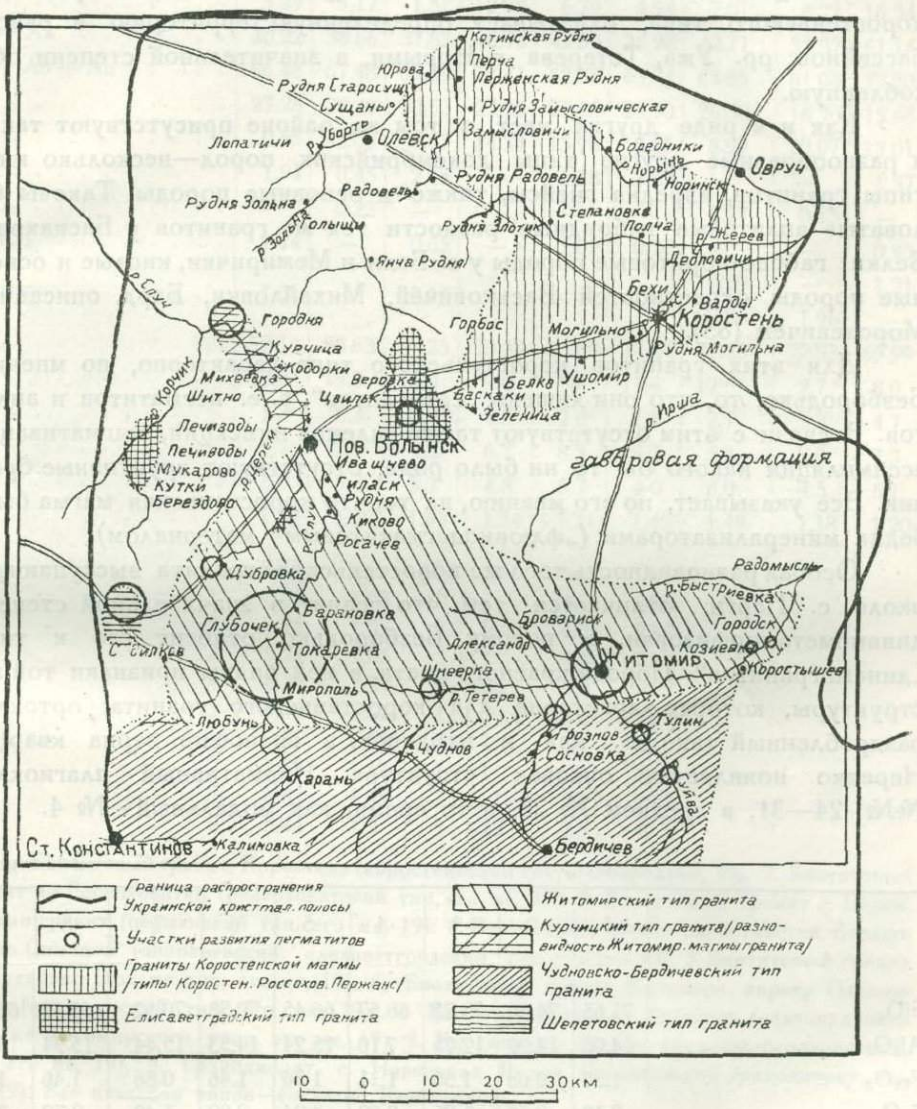
Фиг. 1. Серый лабрадорит. Н. Бобрик. Волынь.

до 50% минерала. Иногда наблюдается гранитпорфировая структура; фемические минералы—почти исключительно темнокоричневый биотит, иногда присутствует также, но редко, зеленая роговая обманка в незначительном количестве.

Аналогичные равномернозернистые или порфировидные биотитовые гранофировые граниты встречаются также около Папирни, Норинска, где их описывает Морозевич (85), отмечающий для них также характерную микропегматитовую структуру.

К тому же коростеньскому типу гранита Безбородько относит граниты, выступающие в районе с. Россоховатки по р. Ужу, также и по р. Жереву, отличающиеся тем, что они очень сходны с рапакиви. Сходство, по существу отдаленное, и заключается в том, что идиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата, часто шестиугольной формы с округлыми углами, переходят в овоидальные образования. В них

также наблюдается характерная для рапакиви гранофировая структура, особенно отчетливо выраженная вокруг овоидальных вкрапленников. Также и в этих породах состав нормативного и модального плагиокла-



Фиг. 2. Карта распространения гранитов Волыни (по Н. И. Безбородько).

зов не вполне одинаков; для модального на основании 12 измерений, Безбородько дает №№ 25—31, в среднем № 26, для нормативного—№ 13, что более соответствует действительности.

В гранитах Лугин и Рудни присутствует также и зеленая роговая обманка.

Граниты того же типа с несколько округленными очертаниями вкрапленников калиевого полевого шпата присутствуют в районе Гамарни, Межирички, Игнатполя, Лугин и др.

В общем, согласно Безбородько, площадь, занимаемая гранитами коростеньского типа, охватывает определенную территорию в районе бассейнов рр. Ужа, Тетерева и Норыми, в значительной степени обособленную.

Как и в ряде других мест, в том же районе присутствуют также и разнообразные другие типы докембрийских пород—несколько иные типы гранитов, изредка гнейсы, также и основные породы. Таковы беловатые аплитовые гибридные разности тех же гранитов у Баскаков и Белки, габбро-норитовые породы у с. Бехи и Межирички, кислые и основные породы окрестностей Васьковичей, Михайловки, Бард, описанные Морозевичем (85).

Для этих гранитов коростеньского типа характерно, по мнению Безбородько, то, что они лишены „сателлитов", т. е. пегматитов и аплитов. В связи с этим отсутствуют также явления инъекции, мигматизации ассимиляции какого бы то ни было рода, отсутствуют эруптивные брекчии. Все указывает, по его мнению, на то, что коростеньская магма была бедна минерализаторами („флювиопегматитовым" материалом).

Особая разновидность того же коростеньского гранита выступающая около с. Перги, отличается тем, что гранит в значительной степени динамометаморфизован, и потому Безбородько относит его к типу „динамогранитов". Порода красного цвета, в ней видны признаки той же структуры, которая характерна для коростеньского гранита; ортоклаз раздробленный так же, как и входящие в гранофир зерна кварца. Нередко появляется очковая структура. Нормативный плагиоклаз №№ 24—31, в среднем № 28, в то время, как модальный—№ 4.

Таблица 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	71.65	74.46	73.75	66.57	66.45	70.38	70.52	65.48	61.98
Al_2O_3	14.08	14.00	12.75	17.10	15.24	14.33	15.44	15.94	19.05
Fe_2O_3	1.37	0.68	1.50	1.11	1.86	1.46	0.86	1.46	1.77
FeO	2.18	0.50	1.06	2.09	3.24	2.00	1.49	2.72	3.12
MgO	0.08	0.19	0.06	1.30	3.34	0.78	0.81	1.83	1.16
CaO	0.66	1.05	0.31	2.91	1.45	1.06	1,46	1.99	3.34
Na_2O	3.15	3.96	4.15	3.23	4.07	2.86	4.22	3.53	4.11
K_2O	6.12	5.10	4.80	5.25	4.66	6.63	4.32	6.48	3.88
H_2O	0.84	0.50	0.94	0.76	1.33	0.55	0.98	0.95	0.88
Or	36.26	29.15	28.65	23.67	20.79	34.96	21.14	27.72	16.66
Ab	26.93	33.49	35.76	26.86	34.89	24.04	35.70	29.06	34.80

(*Продолжение*)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
An	3.29	5.17	1.57	13.88	6.79	4.94	7.01	4.27	16.34
Ab + An	30.22	38.66	37.83	40.74	41.59	28.98	42.71	33.32	61.14
Or + Ab + An	66.48	67.48	65.89	74.41	62.38	63.94	63 85	61.04	77.80
Q	27.28	29.49	30.53	21.25	21.25	25.90	26.30	16.70	15.68
Bi	0.55	2.02	0.67	14.34	13.98	8.65	8.99	20.07	13.01
Mt	1.94	0.45	2.16	—	1.38	1.29	—	—	1.37
Fe_2O_3	—	0.23	—	—	—	—	0.27	0.13	—
$FeSiO_3$	2.74	—	0.65	—	1.00	0.22	—	—	0.93
Избыток	1.01	—	0.10	—	—	—	0.59 $CaSiO_3$	— 1.96	1.21 —
SiO_2	79.14	80.83	81.25	73.35	73.88	77.44	77.40	72.93	69 99
a	13.0	15.0	15.0	9.0	9.7	11.4	12.0	9.7	8.0
c	1.3	2.3	0.7	4.3	2.0	1.9	2.7	2.3	4.7
f	5.7	2.7	4.3	6.7	8.3	6.7	5.3	8.0	7.3
n	5.0	5.3	5.7	4.8	5.7	4.0	6.0	4.5	6.1
K	1.59	1.62	1.63	1.34	1.31	1.45	1.49	1.18	1.20

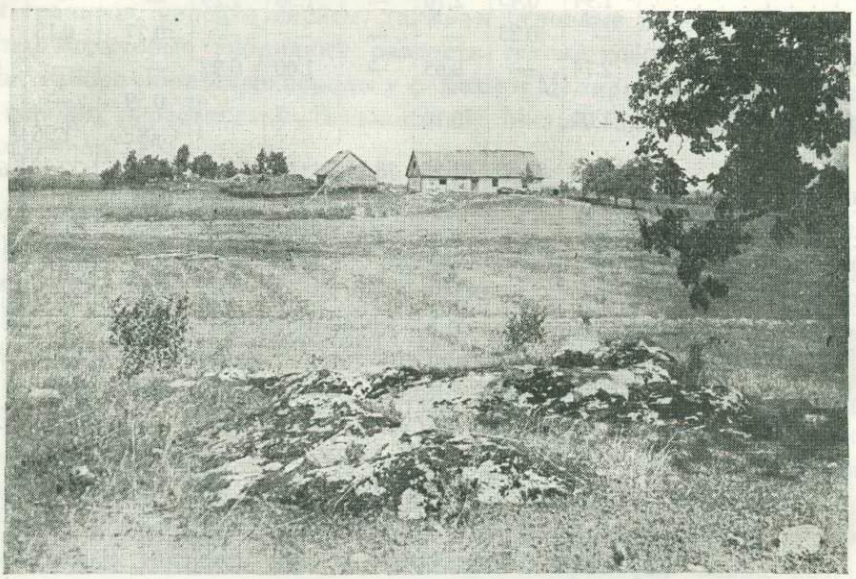
	SiO_2	$\overline{RO}$	$R_2O : RO$	α	β
1	8.90	1.08	2.2 : 1	4.0	25.6
2	8.75	1.03	3.8 : 1	4.3	23.2
3	9.21	1.05	5.4 : 1	4.4	22.2
4	6.37	1.27	1 : 1.05	3.0	35.7
5	6.80	1.67	1 : 1.3	2.9	38.9
6	7.81	1.19	1.9 : 1	3.7	28.0
7	7.52	1.17	1.7 : 1	3.6	28.8
8	6.61	1.48	1.06 : 1	2.9	38.1
9	5.44	1.2	1 : 1.23	2.5	42.1

1. Биотитовый гранит, Коростень (коростеньский тип, Безбородько, 19). 2. Биотитовый гранит из Россоховатки (россоховатский тип, его же, 19). 3. Биотитовый гранит с. Перги, динамо-гранит (пержанский тип, его же, 19). 4. Биотитовый гранит окрестностей Бараши около Симонов (зиновьевский, елизаветградский тип, его же, 19). 5. Биотитовый гранит с. Мухарово (тот же тип, его же, 19). 6. Биотитовый гранит Житомира, карьер Павловского (житомирский тип, его же, 19). 7. Биотитовый гранит Курчины (разновидность того же житомирского типа, его же, 19). 8. Биотитовый гранит (чудново-бердичевский, тип, его же, 19), 9. Гранодиорит, с. Новенькая Рудня (шепетовский гранодиорит, его же, 19). Все названия типов—согласно Безбородько.

Второй тип—названный мной (69,72) коростышевским вполне соответствует типу зиновьевскому или елизаветградскому Безбородько; он порфировидный, обычно крупнозернистый, с отдельными кристаллами микролина, достигающими размера 3—4 см, с довольно большим содержанием биотита; окраска породы иногда красноватая (район Новоград-Волынска), обычно же серая. Изредка наблюдается флюидальная структура. Гранит пользуется широким распростране-

нием к югу от района Коростеня, именно в окрестностях Коростышева, где он образует крупный массив. Он же присутствует и около Корнина и Бышева далее на юг, где окраска его мясокрасная. Аналогичный гранит выступает и на юге Украины—Зиновьевск, Трикраты, Долинская.

В отличие от других гранитов основная масса его содержит значительное количество плагиоклаза; ортоклаз почти совершенно отсутствует. Плагиоклаз образует довольно отчетливые табличатые кристаллики, по данным Безбородько состава нормативного № 30, модального №№ 23—29,



Фиг. 3. Выходы гранита. Яблонка. Волынь.

в среднем около № 25; по моим данным № 20, т. е. значительно более кислый. Нередко наблюдается слабо выраженная зонарная структура. Кварца меньше, чем в предыдущем типе, он часто динамометаморфизован. Присутствует из числа фемических минералов почти исключительно темнокоричневый биотит; нередко первичный мусковит, частью в параллельном срастании с биотитом, частью независимыми пластинками, редко зеленая роговая обманка. Безбородько относит этот гранит к породам, близким к гранодиоритам, по Шенду $Or : Pg = 1 : 3$, что не соответствует действительности ввиду обилия микроклина.

Гранит коростышевского типа распространен пятнами, отдельными массивами. Довольно крупный массив находится между Гербовым и Симонами (Симоны, Бараши, Андреевичи, Мокляки, Нараевка, Вербка, Яблонец), причем в этой части присутствуют также и аплито-пегматитовые разновидности его. Здесь же наблюдается присутствие ксенолитов биотитового гнейса, явления инъекции, он же развит около Радовеля.

Аналогичный тип гранита развит по р. Смолке, притоке р. Случ, около Солдырева и др., также на западе по р. Корчику (Мухарово, Тростянец). В этих гранитах имеются и некоторые особые признаки: именно в них попадаются небольшие количества силлиманита и кордиерита (Мухарово), что явно указывает на ассимиляцию глинистых осадочных пород, далее плавиковый шпат (Татаровка).

Следующий тип биотитового гранита северной части Украины—а н т о н о в с к и й. Безбородько (19, 23), недостаточно ознакомившись с рабо-

Фиг. 4. Карьер в граните у Житомира (Соколова гора).

той Феофилактова, назвал этот тип гранита житомирским типом. Между тем, в этой работе Феофилактов говорит о житомирском граните, как о граните, содержащем гранат: „Житомирские граниты содержат довольно много додекаэдрических кристаллов граната", т. е. он имел в виду тот тип, который был назван мной (76) гранато-кордиеритовыми породами.

Характерным для антоновского гранита является то, что в контакте с другими породами, например, биотитовыми гнейсами, кристаллическими и силикатными известняками, он инъецирует их жилами различной мощности: в районе развития тетерево-бугской свиты около Радомысля, ксенолиты в окрестностях Житомира (Соколова гора), с. Марьяновки и др. Аналогичный гранит в районе Антоновки на Горном Тикиче (юг Киевской области) содержит значительное число ксенолитов, местами образует артериты, жилковатые гнейсы и др.

Гранит антоновского типа от мелкозернистого до довольно крупнозернистого. Так, в районе Соколовой горы в Житомире в главных карьерах он среднезернистый, довольно богат биотитом, в другом карьере у Житомира (Коршня) он более крупнозернистый и в то же время более

беден биотитом. Он особенно мелкозернистый на краю массива в окрестностях Радомысля (с. Марьяновка). Окраска его светлосерая; полевой шпат в нем чисто-белый, порода однородная и массивная. Лишь иногда в нем проявляется слабая сланцеватость (окрестности Городска).

Развит в районе Житомира, Прясево, Кониевки, Городска, Марьяновки, Полонного, Новоград-Волынска, Суслы, Киянки, Гильска, Олевска, Бронников, Каменного Майдана и других мест. Состав его характеризуется присутствием микроклина, часто с пертитовой структурой. Плагиоклаз несколько более идиоморфен, чем микроклин. Он иногда сери-

Фиг. 5. Карьер гранита антоновского типа. 1-й Соколовский карьер. Житомир.

цитизирован, причем более сильно внутри зерен, чем снаружи. Состав плагиоклаза по моим определениям близок к № 20. Безбородько определяет его в среднем как № 23 с колебаниями от № 10 до № 31; нормативный состав—№ 15. Часты мелкие зерна мирмекита, располагающиеся на границе между микроклином и плагиоклазом. Биотита обычно мало, листочки его до 0.3 мм, редко больше. Изредка присутствуют мелкие листочки мусковита, в особенно большом количестве в граните Суслов и Новоград-Волынска. Некоторые граниты этого типа (динамограниты Полонного, Рудни у Ивашковски) содержат особенно много мусковита, и тогда, согласно Безбородько, их можно было бы назвать „мусковитовыми эпигранитами"; на самом деле это двуслюдяные граниты.

В контакте с кристаллическими и силикатными известняками гранит не претерпевает почти никаких изменений, становится лишь несколько более мелкозернистым и более аплитовым; одновременно в нем несколько

увеличивается содержание плагиоклаза, преобладающего над микроклином, и несколько более основного, чем в нормальном граните—№ 24. Одновременно появляется небольшое количество светлозеленой роговой обманки, титанита. В непосредственном контакте с известняками—также небольшое количество эпидота, клиноцоизита, роговой обманки, клинопироксена; порода приближается к аплитовому диориту. Курчицкий тип гранита Безбородько—по существу крупнозернистая разность антоновского типа, и нет основания к выделению его в особый тип.

Двуслюдяной гранит Тесновки, Старосельцев, Папирни и пор. Свинолужке и Мыке представляет собою серовато-белую, массивную, среднезернистую, непорфировую породу, состоящую, главным образом, из кварца, микроклина, плагиоклаза №№ 20—22, биотита и мусковита; листочки последнего не уступают в количественном отношении биотиту и часто находятся в параллельном срастании с ними; все говорит в пользу первичного происхождения мусковита, что решительно расходится с мнением Безбородько относительно того, что мусковит в гранитах северозападной части Украины вторичный. В полевых шпатах присутствуют гранулитовые зерна кварца. Характер гранитов близок к тем же антоновским гранитам.

Особняком стоят горные породы, которые Безбородько (23) называет „чудновско-бердичевским типом". Эти породы развиты частью и в районе северозападной части Украины, прилегающем к области развития тех гранитов, которые описаны были выше (коростышевских и антоновских гранитов). Эти породы представляют собой, согласно Безбородько, биотитовый гранит, довольно крупнозернистый, окрашенный в светлые до темноватосерых цветов, массивный или неправильно полосатый. Зерна полевого шпата достигают в нем иногда в поперечнике до 7 см с характерными резко выраженными очертаниями в виде прямоугольников (микролин по преимуществу) и шестиугольников (плагиоклаз) до 4 см в поперечнике. Эта петрографическая характеристика, данная Безбородько, недостаточна для того, чтобы судить об этом граните как об особом типе, так как под эту же характеристику подходят и другие типы гранитов. Что касается указания Безбородько на то, что этот гранит развит в районе Бердичева, Красноселовки и других мест, то в данном случае имеет место какое-то недоразумение, так как в районе Бердичева развит особый тип гранатовых гранитовидных пород; Феофилактов, на что обычно ссылается Безбородько, характеризует их так: „Додекаэдрчиеские кристаллы граната составляют также существенную примесь бердического видоизменения серого гранита". Как показали мои исследования (76), эти породы содержат, наряду с большим количеством граната, также иногда значительные количества кордиерита, что дало мне основание выделить их в особые

гранатово-кордиеритовые породы, судя и по условиям залегания и по структуре, значительно отличающиеся от нормальных типов гранатов, *тем более серых биотитовых гранатов северозападной части Украины*, и выделить их в кинцигитоподобные породы, предположив, что они представляют собою осадочные глубоко метаморфизованные и в значительной степени мигматизированные осадочные мергелистые горные породы. Это мое мнение подтверждается также и исследованиями Козловской (55). Вопрос в том, чего в этой породе больше—осадочной или изверженной—пока остается открытым; требуются дальнейшие систематические исследования этих чрезвычайно любопытных пород.

В этом же районе играют некоторую, но вполне второстепенную роль также и более основные глубинные горные породы, именно диориты, образующие отдельные небольших размеров массивы или выступающие среди биотитовых гранитов. Как пример можно привести биотитово-роговообманковые диориты и биотитовые гранодиориты, выступающие вблизи Радомысля.

Здесь, вблизи области развития тетерево-бугской свиты и выходов кристаллического известняка на р. Тетереве, недалеко от с. Козиевки, выступает довольно крупнозернистый желтовато-серый биотитовый гранодиорит, большей частью равномернозернистый, частью порфировидный, как и окружающие его коростышевские граниты.

Состоит он главным образом из кварца, небольшого количества микроклина, значительного—плагиоклаза №№ 20—22 и многочисленных листочков коричневого биотита. Микроклин с мелкими пертитовыми вростками; плагиоклаз в значительной степени идиоморфный. Биотит с многочисленными мелкими плеохроичными оболочками. Довольно многочисленны гранулитовые зерна кварца; порода частью сильно дробленая, в особенности кварц, и иногда переходит в милонит.

Роговообманковый диорит выступает на берегах р. Свинолужки между сс. Тесновка и Старосельцы. Порода темносерая, массивная, состоит из аггрегата прозрачного плагиоклаза и большого числа зерен темнозеленой почти черной роговой обманки с небольшой примесью *листочков темнокоричневого биотита. Иногда наблюдается порфировидная* структура, обусловленная выделениями до 0.5 см в поперечнике белого плагиоклаза.

Плагиоклаз, играющий в отношении роговой обманки второстепенную роль, в среднем № 40; часто с заметной зонарной структурой. Роговая обманка темнозеленая, с буроватым оттенком с нормальным плеохроизмом: γ—темно- зеленовато-бурый, β—синевато-зеленный, α—бледно-синевато-желтый и зеленоватый; по β иногда почти синий. Много апатита, обычно в виде призматических кристалликов с округлыми концами.

Аналогичные породы, согласно Безбородько (23), выступают в районе Шепетовки и *ее окрестностей; для них он приводит данные химического*

анализа эту породу он называет шепетовским гранодиоритом. Порода иногда, благодаря неравномерному распределению биотита, пятнистая; микроклин и плагиоклаз присутствуют почти в равных количествах; размеры их около 2—4 мм; плагиоклаз резко идиоморфный. В убывающем количестве минералы идут в следующем порядке: плагиоклаз, микроклин, ортоклаз, кварц, биотит, реже роговая обманка и другие. Средний модальный состав плагиоклаза (12 определений) № 25, с колебаниями от № 21 до № 28; нормативный плагиоклаз № 30. Шепетовский гранодиорит богат ксенолитами, обычно малых размеров. Так как роговая обманка присутствует обычно вблизи мест, обогащенных биотитом, то Безбородько полагает, что она образовалась за счет процессов ассимиляции. Ксенолиты обычно угловатые, реже округлые, по составу своему приближаются к тем гнейсам, которые выступают между прочим в окрестностях Шепетовки. Иногда гранит благодаря этому приобретает гибридный характер. Среди ксенолитов преобладают биотитовые над роговообманковыми, подчиненную роль играют пироксеновые ксенолиты.

Главная область распространения гранодиоритов около Шепетовки и к востоку от нее в районе с. с. Судилково, Новенькая Рудня, Клементовичи; они как бы образуют краевую основную фацию биотитово-гранитового массива.

Все граниты, описанные только-что, за исключением коростеньского типа, характеризуются общими чертами как минералогического, так и химического состава и условий залегания. Считать их различными типами затруднительно; они все, несомненно, являются комагматическими, производными одной и той же магмы; в зависимости от условий ее залегания, передвижек в земной коре, эта магма могла только частично изменяться, в одних случаях, благодаря процессам ассимиляции горных пород разнообразного состава, в других—в связи с неравномерным распределением минерализаторов—летучих компонентов. Самые граниты затвердели до того, как закончились крупные тектонические передвижения земной коры, вызвавшие явления динамометаморфизма и образование милонитов в этих гранитах после их затвердения.

Эти же серые, по большей части биотитовые, граниты с теми же особенностями минералогического состава и структуры широко распространены в ряде других районов Украины вплоть до южных частей ее.

Те же граниты, например, выступают также километров на 200 южнее массивов района Коростышева около Корнина и Дым, вблизи Бышева на р. Унаве. Уже на севере Украины площадь распространения этих гранитов доходит до 24 000 км^2, однако распространение гранитов не сплошное, но в виде отдельных площадей, вне сомнения связанных друг с другом на больших глубинах; далее к югу от р. Унавы и р. Ирпеня площади распространения этих же гранитов обладают меньшими размерами каждая в отдельности; размеры площадей их распростра-

нения снова увеличиваются у южного края Днепровско-Бугского кристаллического массива. Местами на северо-западе массива, как и далее на юг, эти граниты сменяются неоднократно также гранитами иных типов, например, гранитами типа рапакиви и родственных ему пород, местами также габбро-норитовыми массами.

Таким образом, на всей почти территории Днепровско-Бугского массива развиты определенные типы гранитов, прорезанные, с одной стороны, рапакиви и родственными им породами, с другой, также и габбро-норитовыми породами.

К сожалению, пока нет возможности оконтурить действительную площадь развития этих гранитов, так как слишком мало обнажений; карты, опубликованные, например, Безбородько (23), которому Украинским Геолкомом было поручено систематическое изучение гранитов Украины в связи с содержанием в них пегматитов, кроме схематичности страдают в значительной степени неточностью, что связано, с одной стороны, с доведенной до крайности схематичностью карт, с другой—слишком большой спешностью проведения полевых работ, обработки материала и составления карт. Иначе трудно объяснить неестественные, несоответствующие действительности границы, которые проведены, например, между гранитами коростышевского типа на севере и гранатово-кордиеритовыми породами (неудачно обозначаемыми Безбородько как чудновско-бердичевский тип) на юге.

Необходима дальнейшая более точная и систематическая работа по изучению распространения этих гранитов, по составлению минералого-петрографических характеристик и выявлению взаимоотношений гранитов друг с другом и окружающими породами.

2. Излившиеся и дейковые породы северозападной части Украины

В северозападной части Украины, в области развития описанных выше гранитов, наблюдается широкое развитие разнообразных других изверженных пород—гипабиссальных и излившихся. По характеру залегания большую часть их следует отнести к породам гипабиссальным. Там, где обнажения их достаточно ясны, можно видеть, что они образуют дейки, тянущиеся по определенным направлениям, по большей части в направлении СЗ. Одна из таких прекрасно выраженных дейк была прослежена мной на расстоянии свыше 3 км в районе Яблонца (дейка волынита), при мощности около 2 м.

Эти породы частично были описаны Тарасенко (144), позже В. Чирвинским (172), частично также Крыжановским (54). Характеристика ряда этих пород была передана мной после изучения соответствующего материала из области 16-го листа 10-верстной карты П. А. Тутковскому.

Эти породы развиты по берегам рек Уборти, Ужа и Риши и в районе водоразделов между этими реками.

Среди этих пород имеются крайне разнообразные типы, начиная от кислых (микрограниты) до основных (диабазы и базальты); все эти породы носят характер щелочноземельных пород.

Относительно этих пород надо отметить следующее: если в петрографическом отношении они изучены более или менее полно, то в геологическом—очень плохо, сплошь и рядом совершенно неясны условия их залегания, или же описание условий их нахождения внушает сомнения.

Микрограниты выступают на СВ от Новоград-Волынска около с. Чмеля недалеко от м. Емальчина, находящегося на расстоянии около 27 км от Новоград-Волынска. Порода однородная, сероватого цвета, почти плотная. В основной массе рассеяны мелкие вкрапленники полевого шпата и почти черные мелкие участки, как бы включения. Диаметр зерен полевого шпата около 1 мм, редко до 3 мм, размер темных пятен до 1.5 см.

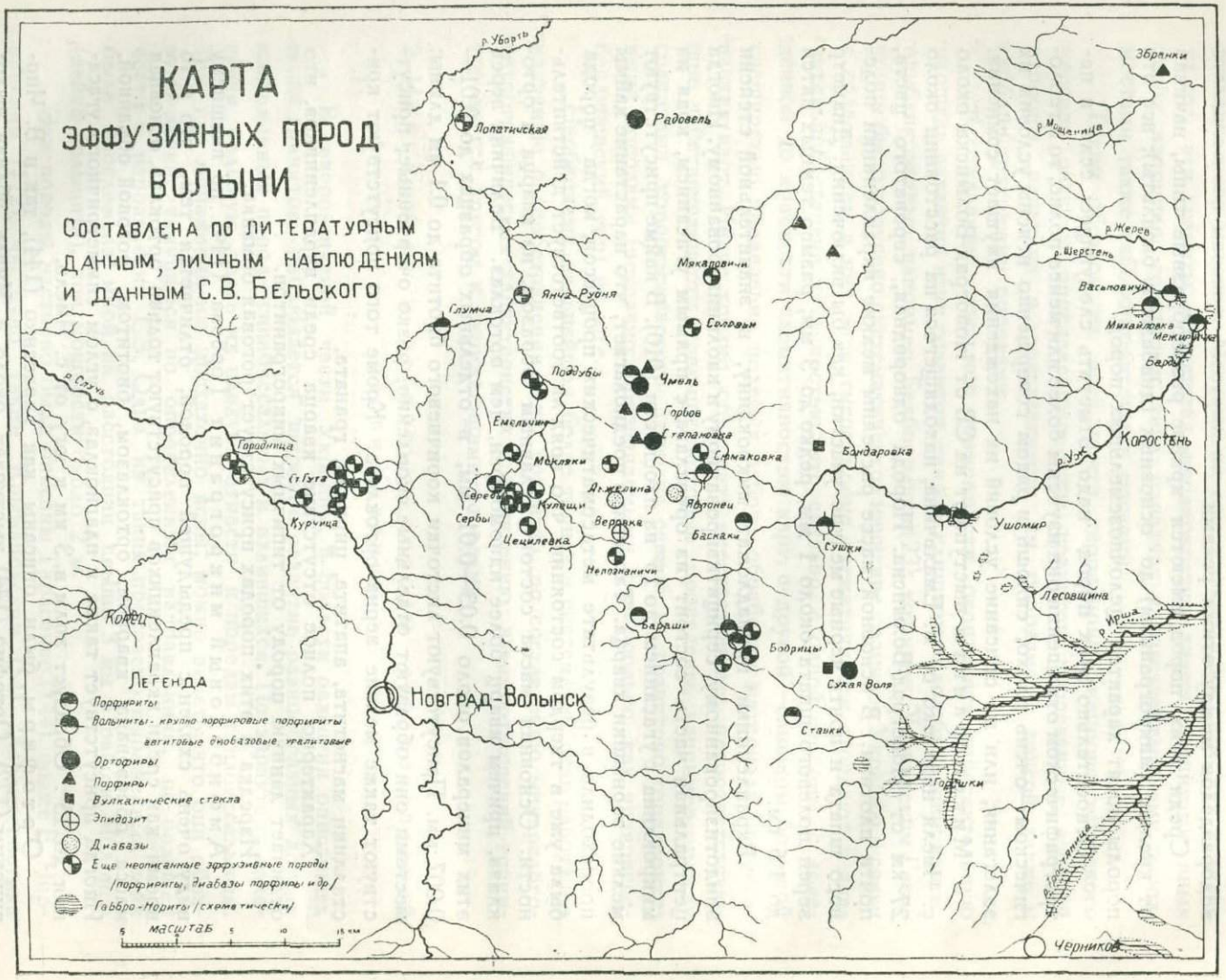
Вкрапленники принадлежат микроклину, в значительной степени эпидотизированному, серицитизированному и каолинизированному. Иногда центральная часть состоит из ортоклаза с прямым угасанием, края из микроклина с угасанием до 15° на плоскости (010). В кайме присутствуют мелкие зернышки кварца. Тарасенко предполагает, что нарастание каймы происходило в результате метасоматических процессов, когда порода была уже в твердом состоянии, что вряд ли соответствует действительности. Основная масса состоит, главным образом, из кварца и ортоклаза, причем кварц более идиоморфен, чем ортоклаз. Величина зерен этих минералов около 0.03—0.01 мм, в отдельных образцах до 0.01—0.007 мм. Присутствуют листочки коричневого биотита до 0.1 мм длины; местами они образуют отдельные скопления, резко очерченные; присутствуют также мелкие зерна ортоклаза. Кроме того присутствуют кристаллики магнетита, апатита, циркона, граната.

Характерно полное отсутствие кварца среди вкрапленников, что отличает данную породу от типичных микрогранитов.

Изредка в этих породах присутствует роговая обманка.

Амфиболовый микрогранит Горбова (144) по внешнему виду очень сходен с предыдущей породой; отличается тем, что в то время как среди вкрапленников присутствуют только ортоклаз, основная масса образована кварцем, ортоклазом, биотитом, роговой обманкой. Иногда присутствует также и плагиоклаз, с углом симметричного угасания до 15°. Образует холм в 3 км к югу от с. Чмель.

Ортофиры были описаны как Тарасенко (144), так и В. Чирвинским (172). Ортофир (144) выступает около с. Чмель, вблизи выходов, описанных выше микрогранитов. Представляет собой темносерую плотную роговикового характера, горную породу с рассеянными в ней мелкими кристалликами полевого шпата. Вкрапленники полевого шпата


КАРТА
ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД
ВОЛЫНИ
Составлена по литературным данным, личным наблюдениям и данным С.В. Бельского
р. Уборть
Збрянки
Лопатинская
Радовель
р. Мощаница
р. Жерев
р. Шерстень
Васьковичи
Михайловка
Межиричи
Барашевка
Мякаровичи
Глумча
Янув-Рудня
Соловьи
р. Случь
Поддубы
Чмель
Горбов
Емельчин
Степановка
Городница
Ст. Гута
Курчица
Меклаки
Середа
Сербы
Кулещи
Цецилевка
Веровка
Дьяковина
Яворовец
Баскаки
Смаковка
Бондаровка
Сушки
Ушомир
р. Уж
Коростень
Непогоничи
Корец
Барыши
Новград-Волынск
Лесовщина
р. Ирша
Бодрицы
Сухая Воля
Ставки
Горошки
р. Тростяница
Черников
Легенда
Порфириты
Волыниты - крупно порфировые порфириты авгитовые диабазовые, уралитовые
Ортофиры
Порфиры
Вулканические стекла
Эпидозит
Диабазы
Еще неописанные эффузивные породы /порфириты, диабазы порфиры и др/
Габбро-Нориты /схематически/
масштаб
5
10
15 км

Фиг. 6.

частью сильно разрушены, редко свежие, идиоморфные; среди них имеются как ортоклаз, так и плагиоклаз с углом симметричного угасания 15°. Основная масса из ортоклаза, кварца и биотита, с аллотриоморфно-зернистой структурой. Иногда полевой шпат образует зерна не изометричные, но вытянутые микролиты, и структура таких участков очень сходна с трахитовой. В некоторых случаях микролиты располагаются радиально лучисто, образуя как бы небольшие сферолиты. Местами довольно резко проявляется флюидальная структура.

В то время как ортофир Чмеля очень близок к микрограниту, от которого отличается, главным образом, микролитовой и флюидальной структурой, ортофир Сухой Воли (172) к СЗ от Горошек состоит из плотной почти черной основной массы с мелкими вкрапленниками красного калиевого полевого шпата до 1 см в поперечнике, резко идиоморфных, то свежих, то каолинизированных.

Основная масса состоит как из ортоклаза, так и из плагиоклаза с примесью роговой обманки, окрашенной в зеленый цвет, с угасанием 12—15°, частью в виде очень мелких зерен. Изредка присутствуют мелкие чешуйки коричневого биотита, зерна кварца, апатита. Темный цвет обусловлен присутствием очень мелких кристалликов магнитита, биотита и роговой обманки.

В некоторых местах в окрестностях Чмеля (144) имеются также выходы ортофира несколько иного вида, именно особенно обогащенного роговой обманкой часто в виде удлиненных кристаллов до 0.14 мм длины при толщине всего 0.0046 мм. Этот амфиболовый ортофир имеет довольно значительное сходство с волынитом, отличаясь от последнего присутствием ортоклаза, и представляет переходный член от биотитового ортофира к волыниту.

В этом же районе встречаются и другие полевошпатовые породы, собранные Тутковским. Им было установлено присутствие микрогранитов, отличающихся от описанных выше особенно большим количеством вкрапленников ортоклаза, реже плагиоклаза, с основной массой из ортоклаза и кварца с незначительной примесью плагиоклаза и биотита. Структура микрогранитовая, в то же время приближающаяся к гранофировой.

Здесь выступают породы, которые Тарасенко относит к гранофирам. Состав их такой же, как и микрогранитов, от которых они отличаются только гранофировой структурой, резко выраженной. В некоторых участках имеется также и микропегматитовая структура.

Здесь же встречен Тарасенко амфиболовый гранофир, очень сходный с такими же породами района габбро-норитового массива (140). Вкрапленники образованы ортоклазом и плагиоклазом. По краям полевошпатовых кристаллов часто видны микропегматитовые прорастания их кварцем. Основная масса состоит из ортоклаза, плагиоклаза, биотита и роговой обманки.

Можно не сомневаться в том, что эти породы, находящиеся на расстоянии до 20 км от Горбова и Чмеля, составляют вместе с амфиболовыми гранофирами Кропивни одну вулканическую область.

Кварцевый порфир выступает в окрестностях с. Баскаки, на левом берегу р. Ужа выше Ушомира, к СВ от Новоград-Волынска в виде афанитовой зеленовато-серой горной породы с мелкими вкрапленниками в значительной степени разрушенного полевого шпата. Основная масса из полевого шпата и небольшого количества мелких зерен кварца также в значительной степени разрушена, с примесью многочисленных мелких листочков хлорита (сотые доли миллиметра), бурых листочков биотита, зеленоватых кристалликов роговой обманки, очень большого количества рудного минерала в виде мелких зернышек (0.01—0.05 мм). По всей вероятности, как предполагает В. Чирвинский (172), эту породу можно отнести к кварцевому порфиру. Повидимому, он также очень близок к описанным выше амфиболовым ортофирам. Кварцевые порфиры выступают также в окрестностях Овруча.

Волыниты. Эти своеобразные горные породы были впервые описаны Оссовским в б. Овручском уезде и названы им волынитами. Позже аналогичную породу из окрестностей Ушомира описал Тарасенко (140, стр. 200), еще позже волыниты окрестностей Глумчи описаны Тарасенко (144), и наконец эти породы описаны были В. Чирвинским (172).*Их* же описывал ряд других авторов—Мушкетов, Хрущов, Армашевский, Морозевич (185), Ласкарев (60), Бельский (27), Крыжановский (54).

К этим породам относятся своеобразные типы авгитовых и диабазовых порфиритов, отличающихся тем, что в темноокрашенной основной массе рассеяны крупные кристаллы белого или изредка водянопрозрачного плагиоклаза. Такого рода породы пользуются довольно широким распространением на территории Украины, в области развития дейковых пород. К числу мест нахождения их на северо-западе Украины относятся такие места, как Бобрица, Симаковка, Сушки, Михайловка, Васьковичи, Межиричка, Пугачевка, Глумча, Яблонец и другие.

У Бобрицы волынит по Крыжановскому (54) образует либо покров, либо поток.

Породы различных мест, упомянутых выше, не обладают вполне одинаковым минералогическим составом.

Описывая ушомирский волынит (140), Тарасенко указывает на то, что белые вкрапленники плагиоклаза в нем достигают до 7 см, основная масса состоит, главным образом, из плагиоклаза в виде кристаллов с отношением длины к толщине 1:6—1:7 (0.7 м длины и при 0.05 м толщины). Плагиоклаз по большей части сильно разрушен. Судя по углу наибольшего симметричного угасания, принадлежит к № 53 [угасание на (010) равно 11.5°]. Одновременно присутствует зеленая волокнистая роговая обманка, волокна которой располагаются

крайне разнообразно, иногда пучками, часто радиально-лучисто, с угасанием 11—14°; *они часто в большей или меньшей степени превращены* в хлорит. Кроме того присутствует моноклинический пироксен в виде шестоватых неделимых, с угасанием до 42°. Пироксен менее идиоморфен, чем плагиоклаз. По всем признакам авгит преобразуется в волокнистую роговую обманку. Встречаются также зерна оливина, ильменита, редко кварцевые зерна.

В районе Бобровцы общий характер породы остается почти без изменения. Присутствуют также и тут крупные кристаллы белого плагиоклаза с отношением толщины к длине 1 : 5—1 : 7. Судя по углам угасания, он лежит между андезином и лабрадором. Вкрапленники образованы лабрадором, по Крыжановскому—андезином. Присутствуют также зерна авгита, аллотриоморфные по отношению к плагиоклазу. Обычно авгит окрашен в буроватый цвет (TiO_2). В этом отношении волынит данного района отличается от волынита Михайловки, где согласно Морозевичу (75, стр. 156, 160) присутствует вместо авгита гиперстен, но зато сходен с волынитом Ушомира. Роговая обманка волокнистая, зеленая, с углами угасания $c : \gamma = 14 — 15°$. Довольно много ильменита и апатита.

Аналогичная порода выступает около Сушки (172), где отдельные кристаллы плагиоклаза, согласно Ожеговой, достигают 6 мм; принадлежит плагиоклазу состава № 56. Основная масса образована светло-окрашенным авгитом с примесью роговой обманки, выполняющей вместе с авгитом промежутки между идиоморфными кристаллами плагиоклаза, в результате чего получается типичная диабазовая структура.

В волынитах Бобровицы установлено присутствие также и микродиабазовой структуры с крупными зернами авгита, в которых вкраплено большое количество более мелких резко идиоморфных кристалликов плагиоклаза, принадлежащего по моим определениям андезину № 40.

Близки к волыниту также и авгитовые порфириты, отличающиеся темносерой серовато-черной окраской, почти базальтовидным характером, почти или полностью без вкрапленников плагиоклаза (Бераши Ставки, 172). Первый из них образует дейку среди серых гранитов. Состоят из плагиоклаза, по составу занимающего промежуточное место между андезином и лабрадором в виде резко идиоморфных кристаллов 0.1—0.3 мм $\times$ 0.02 — 0.04 мм. В первой породе плагиоклаз довольно кислый—олигоклаз. Авгит такой же, как и в волыните. Присутствует бурое стекло, во второй породе резко проявляется интерсертальная структура. Порода Ставков отличается от всех остальных тем, что в ней присутствуют лишь небольшие количества ильменита, в то время как в породе Барашей присутствует огромное количество рудного минерала.

В тесной связи с этими породами по всем признакам стоит присутствие дейк, образованных вулканическим стеклом (Сухая Воля,

у р. Крук, Гондаровка). Стекловатая порода (172) черного цвета, плотная, частично лишь расстеклованная. В ней присутствуют мелкие микролиты полевого шпата, частью в виде мелкого войлока. Содержание кремнекислоты в этих породах около 56.68%. Присутствие в них титанистого железняка в виде мелких кристалликов говорит в пользу близости этих пород к предыдущим.

Диабазы, развитые в данном районе, отличаются значительным разнообразием. Некоторые из них относятся к микродиабазам, или во всяком случае к диабазам, отличающимся особенно мелкозернистой структурой (Анжелика, Яблонец), другие отличаются крупнозернистой структурой (*Янча Рудоня, окрестности Коростышева*).

Диабазы Анжелики и Яблонца плотные, почти афанитовые, частью мелкозернистые горные породы, почти черные, с заметным зеленоватым

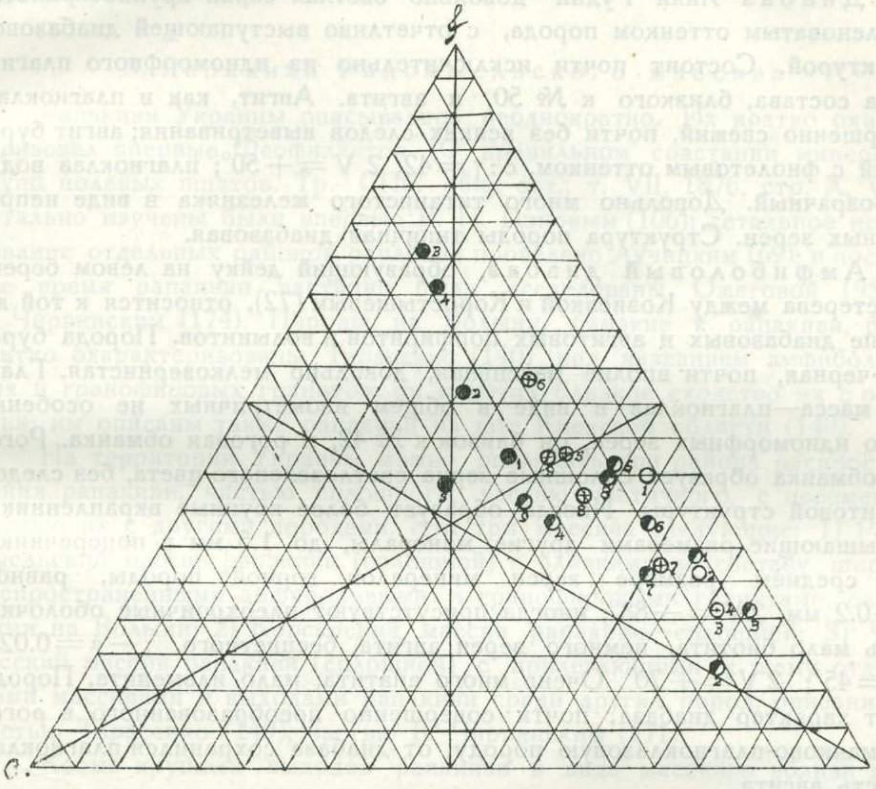
Таблица 2

	1	2	3	4	5	6
SO_2	64.05	64.46	53.42	52.67	52.15	49.10
TiO_2	—	3.09	0.85	3.46	—	1.96
Al_2O_3	16.06	15.14	15.08	13.00	25.59	19.84
Fe_2O_3	2.43	3.40	17.13	5.13	5.65	3.46
FeO	5.72	6.25		11.25		8.62
MgO	0.34	2.04	2.24	1.25	2.47	2.51
CaO	3.15	5.34	8.72	6.25	6.30	8.95
Na_2O	2.64	4.36	3.25	4.35	5.54	2.72
K_2O	4.63	2.12	следы	2.32	1.58	0.52
H_2O	—	1.10	2.34	0.60	0.40	2.34
P_2O_5	—	—	—	—	—	0.24
S	73 51	62.05	58.1	58.9	58.7	—
a	7.0	5.0	2.1	3.0	5.9	—
c	4.4	4.6	3.8	4.6	6.3	—
f	8.6	10.4	14.1	12 4	7.8	—
n	7.7	7.5	10	4.7	9.0	—
RO	1.36	1.55	3.33	2.06	1.0	1.15
SiO_2	6.2	4.5	6.0	4.4	3.5	3.9
α	2.84	2.0	1.89	1.82	1.56	2.33
β	38.24	56.38	72.22	67.35	70.28	78.2
RO : RO	1:1.57	1 : 2.38	1 : 1.47	1 : 3.18	1 : 2.39	1 : 40

1. Ортофир, Сухая Воля, анализ М. М. Архангельской. 2. Крупнозернистый диабазовый порфирит (волынит), Бобрица. 3. Базальт, Берестовец, Волынь, по Блюмелю. 4. Диабаз, Анжелика, анализ Е. П. Миловского. 5. Волынит, Овручский у., Волынь. 6. Базальт, Берестовец.

оттенком. Порфировая структура почти вполне отсутствует; изредка видны мелкие кристаллики плагиоклаза. В районе Анжелики диабаз образует дейку в граните. В районе Яблонца дейка прослежена мной на 3 км при мощности около 2 м.

Эти породы обладают некоторым сходством с волынитом. Кристаллы белого или розоватого полевого шпата достигают 2 см, одновременно присутствуют также небольшие вкрапленники авгита. Более крупнозернистые участки отличаются более светлой окраской. Иногда



Фиг. 7. Диаграмма эффузивных пород Волыни по Озанну.

попадаются округлые зерна кварца. В более крупнозернистых породах отчетливо выступает диабазовая структура.

Главные минералы—авгит и плагиоклаз—не всегда сохранялись; авгит переходит в уралитовую роговую обманку. Плагиоклаз близок к № 50 независимо от структурных особенностей породы. Также определяет его и В. Чирвинский (172, стр. 6); довольно крупные неправильной формы зерна авгита слабо вытянуты по вертикальной оси, присутствуют в значительном количестве; окраска коричневая со слабо-фиолетовым оттенком. $2V = +48°$ (Б. Чирвинский), переходит в уралитовую роговую обманку в виде мелких иголочек и волоконец и зеленых аггрега-

тов их. Иногда эти образования сливаются в сплошные индивидуумы. Очень мало биотита, замещающего его хлорита, довольно много титанистого железняка, чаще расположенного в непосредственной близости к авгиту, то в виде неправильных зернышек, то в виде пачкообразных выделений, нередко окруженных лейкоксеном.

В диабазе Яблонца для авгита $c:\gamma = 38°$. Структура типичная диабазовая, при одновременной порфировой структуре, не отмеченной В. Чирвинским.

Диабаз Янчи Рудни—довольно светлая серая крупнозернистая с зеленоватым оттенком порода, с отчетливо выступающей диабазовой структурой. Состоит почти исключительно из идиоморфного плагиоклаза состава, близкого к № 50, и авгита. Авгит, как и плагиоклаз, совершенно свежий, почти без всяких следов выветривания; авгит буроватый с фиолетовым оттенком, $c:\gamma = 42$; $2V = +50°$; плагиоклаз водянопрозрачный. Довольно много титанистого железняка в виде неправильных зерен. Структура породы типичная диабазовая.

Амфиболовый диабаз, образующий дейку на левом берегу р. Тетерева между Козиевкой и Коростышевым (72), относится к той же группе диабазовых и авгитовых порфиритов и волынитов. Порода буровато-черная, почти вполне массивная, довольно мелкозернистая. Главная масса—плагиоклаз в виде в общем изометричных не особенно резко идиоморфных зерен, он близок к № 42, и роговая обманка. Роговая обманка образует сплошные зерна светлозеленого цвета, без следов уралитовой структуры. Иногда образует более крупные вкрапленники, превышающие размерами другие минералы, до 1.5 мм в поперечнике, при среднем размере зерен минералов горной породы, равном 0.1—0.2 мм; $2V = -88°$; иногда присутствуют плеохроичные оболочки, очень мало биотита, немного зерен авгита, бесцветного, $\gamma - \alpha = 0.025$; $c:\gamma = 45°$; $2V = +70°$. Очень много апатита, мало ильменита. Порода носит характер диабаза, почти совершенно преобразованного в роговообманково-плагиоклазовую породу; от диабаза сохранился плагиоклаз и часть авгита.

В этой же северозападной части Украины имеется огромное количество других дейковых пород, очень мало пока изученных, частью совершенно не исследованных, о которых имеются только указания на нахождение их (172), как это видно на карте, составленной В. Чирвинским (172). Условия их залегания совершенно неясны. Надо думать, что дальнейшие исследования выявят условия их залегания в виде дейк, аналогичных тем, которые имеются в районе юговосточной Украины; как увидим далее, условия их залегания в этой части Украины особенно хорошо выступают в степи, где кристаллические породы прикрыты только продуктами своего выветривания. По всем признакам среди неизученных пород преобладают те же авгитовые и диабазовые порфириты и микрограниты с гранофировыми породами.

Возраст этих пород пока совершенно не выявлен, тем более, что в районе имеются выходы только двух групп горных пород—докембрийских и более юных, чем юрские, именно меловых; последние сохранились от размыва в виде лишь отдельных островков. Возможно, что возраст их такой же, как и возраст аналогичных пород юговосточной части Украины.

По мнению В. Чирвинского, эти породы обладают возрастом между верхним карбоном и не позже мела. Это правильно, однако только для части этих пород.

3. Рапакиви Радомысльского массива

Рапакиви Украины описывались неоднократно. Их кратко охарактеризовал впервые Феофилактов (О правильном срастании минералов групп полевых шпатов. Тр. СПб. общ. ест., т. VII, 1876, стр. X, VIII); детально изучены были впервые В. П. Поповым (106); детальное исследование отдельных районов рапакиви проведено Лучицким (69); в последнее время рапакиви частично были исследованы Ожеговой (95) и В. Чирвинским (174). Породы на Волыни, близкие к рапакиви, были кратко охарактеризованы Тарасенко (140) под названием амфиболитовых и гранофировых гранитов; он отметил близкое сходство их с рапакиви; им описаны также рапакиви на юге Киевской области (149).

На территории Украины можно различать три района распространения рапакиви, частью сплошного, частью частичного, с перемежаемостью их с другими породами. Эти три массива следующие: 1) Радомысльский массив рапакиви (сплошной) с близкими по составу широко распространенными амфиболовыми и гранофировыми гранитами, развитыми на Волыни; 2) Корсунский массив рапакиви—сплошной; 3) Черкасский массив рапакиви (сплошной) с прилегающими к нему отдельными массивами и выходами рапакиви среди других пород, описанными частью Тарасенко (149), частью В. Чирвинским (171).

Кроме крупных выходов рапакиви в виде массивов вблизи этих областей сплошного распространения рапакиви имеются также отдельные выходы рапакиви в районе северозападной и юговосточной части Украины, частью отмеченные мной ранее (78), именно в районе Подлуб в области 16-го листа, в районе окрестностей Волновахи, близ с. Крестовского и Архангельского и ряде других мест.

Радомысльский массив рапакиви. Радомысльский массив рапакиви располагается, главным образом, по течению р. Ирши и ее притоку Здривли, начиная от окрестностей с. Мелени и Рудни Сычевской и вплоть до с. Пинязевичи, где рапакиви у железнодорожного моста через Иршу уходит под наносы; на всем этом протяжении, примерно 40 км, он образует отдельные, частью крупные площадные выходы без наличия пород другого типа, т. е. образует сплошной массив.

По направлению к западу рапакиви уходит в область 17-го листа 10-верстной карты, где он мало изучен, но признаки присутствия его установлены Тарасенко в виде амфиболовых и гранофировых гранитов, со структурой и частично составом, характерным для рапакиви. Характерно то, что в районе Крепивни, на расстоянии около 2 км от Малина, среди габбро-норитовых пород выступают граниты, неотличимые в сущности, судя по описанию Тарасенко, от рапакиви.

Среди рапакиви, которые выступают в районе Радомысльского массива, мной выделено несколько типов в связи с тем, что характер пород данного массива не вполне выдержанный. Эти разновидности следующие:

1. Розовый радомысльский рапакиви, богатый гранофировыми прорастаниями полевых шпатов кварцем.

2. Темнозеленый мелкоовоидный порфировидный рапакиви, отличающийся от первого помимо окраски также и присутствием не особенно многочисленных овоидов небольших размеров. Этот тип отличается наиболее широким распространением.

3. Темнозеленый мелкоовоидный микропегматитовый рапакиви, в котором гранофировые прорастания полевого шпата кварцем заменены микропегматитовым прорастанием. В составе массива он играет второстепенную роль.

4. Темнозеленый безовоидный рапакиви-гранит, от предыдущего отличающийся почти полным отсутствием овоидов.

5. Пироксеновый рапакиви. По характеру своего состава и структуры радомысльский рапакиви очень сходен с рапакиви Аландских островов и Роде в Швеции. Как макро- так и микроскопическое сравнительное изучение этих типов рапакиви, независимо от тех данных, которые опубликованы в литературе, указывают на полное тождество этих пород Украины, с одной стороны, Финляндии и Швеции, с другой.

Одновременно с рапакиви в том же районе выступают своеобразные мясокрасные биотитово-роговообманковые граниты, отличающиеся тем, что они также обладают гранофировой структурой и порфировидным строением. Эти граниты особенно хорошо представлены в районе Гамарни и Сычевки около Малина. Они чрезвычайно сходны с рапакиви, описываемыми финляндскими петрографами (Седергольмом и другими), „прикгранитами“ или пятнистыми гранитами; листочки биотита в них образуют на розовом фоне многочисленные мелкие черные округлые пятнышки.

Розовый рапакиви выступает обычно поблизости от упомянутых выше биотитово-роговообманковых гранитов; в общем довольно крупнозернистый, хотя размеры зерен минералов обычно меньше, чем в нормальном рапакиви более южных районов развития рапакиви (Каневского или Черкасского массивов).

В состав основной массы входит прежде всего микроклин с резко выраженной пертитовой и микропертитовой структурой. Местами в отдельных зернах или частях их микроклиновая структура отсутствует, и угасания характерны для ортоклаза. Гранулитовые зерна кварца обычно собираются по краям зерен калиевого полевого шпата; поперечник зерен кварца до 0.1 мм. Группы зерен его угасают одновременно.

Плагиоклаз присутствует в основной массе в меньшем количестве, чем калиевый полевой шпат. Он идиоморфный, по составу близок к № 25. Часто монозонарный с краевой зоной, имеющей состав кислого олигоклаза. Плагиоклаз по краям часто прорастает капельковидными зернами кварца.

В большом количестве присутствует роговая обманка, темно-зеленая того же типа, как и роговая обманка других разновидностей рапакиви. Обычно зерна ее сплошные без включений и всегда без следов волокнистой структуры—первичная, иногда пронизана большим количеством мелких зерен кварца и полевого шпата, размер зерен которых достигает 0.2 мм. Нередко находится в параллельном срастании с биотитом, также с киевитом. Иногда наблюдается как бы микропегматитовое прорастание роговой обманки биотитом. Нередко микропегматитовое прорастание роговой обманки кварцем и полевыми шпатами.

Цвет роговой обманки непостоянный, от темного буровато-зеленого в центральной части до светлого изумрудно-зеленого по краям зерен, эта краевая полоска обычно очень яркая. Плеохроизм следующий: γ — темнозеленый, почти бурый; β — чистозеленый, иногда буровато-зеленый, реже оливково-зеленый; α — светложелтый; $c:\gamma = 20$; $\gamma - \alpha = 0.023$; резко выражена дисперсия биссектрис, $2V = -47°$, вычисленная на основании измерения силы двойного лучепреломления в различных разрезах, измененных в ориентированных размерах $2V = -49°20'$.

Киевит, к которому я отнес в свое время бесцветную роговую обманку, присутствующую в рапакиви, отличается рядом характерных свойств. Он то образует сплошные зерна, то переходит в волокнистые и игловидные часто радиально лучистые аггрегаты, тесно связанные переходами со сплошными частями зерен его. Участки с киевитом соприкасаются с оболочками из изумрудно-зеленой роговой оболочки, резко отделяясь от последней. Сплошные зерна его находятся обычно в параллельном срастании с роговой обманкой. Иногда наблюдается микропойкилитовая структура. Волокнистое строение киевит приобретает там, где он находится в соприкосновении с кварцем или полевыми шпатами, в которые он проникает своими игольчатыми кристаллами.

Киевит обычно бесцветный, иногда слабо желтоватый; $\alpha = 1.665$; $\gamma = 1.710$; $\gamma - \alpha = 0.045$; $c:\gamma = 13 - 15°$, т. е. несколько меньше, чем

в зеленой роговой обманке; $2V = -80°$. По своим свойствам киевит очень сходен с куммингтонитовой роговой обманкой и грюнеритом; парагенез его совершенно иной. Кроме того, некоторые свойства его не вполне сходны с этими двумя группами. Поэтому я и предположил для данного минерала, присутствующего в рапакиви, особое название.

Особенно близок к киевиту грюнерит, описанный Крейцем, для которого им дана следующая оптическая характеристика: $\alpha = 1.672$; $\beta = 1.697$; $\gamma = 1.717$; $\gamma - \alpha = 0.045$; $2V = -82°$.

Этот грюнерит из Коллобриера присутствует в слюдяных сланцах. Состав его 74% $FeSiO_3$ с незначительной примесью $CaMgSi_2O_6$ и $CaFeSi_2O_6$. Обычно сопровождается магнетитом, магнетитом и кварцем, гранатом и файалитом; далее встречается как продукт преобразования железистого антофиллита; сопровождает железные руды Верхнего озера, присутствует среди железнорудных пород р. Желтой в районе Курской магнитной аномалии, среди железисто-кварцитовых пород (по моим данным).

Кроме того, в том же рапакиви присутствует темнокоричневый биотит в несколько большем количестве, чем в рапакиви массивов, расположенных несколько далее на юг, всегда в подчиненном количестве по отношению к роговой обманке.

Оливин почти полностью отсутствует, и только в том выходе рапакиви, который обнаружен был Ожеговой (95), он присутствует в виде мелких зерен, включенных в других минералах. Более крупные зерна его, неправильной формы, окружены роговой обманкой. Оливин переходит в иддингсит.

Из других минералов, кроме циркона, апатита и магнетита, присутствуют также изредка кристаллики турмалина и плавиковый шпат, выполняющий пустоты; особенно много его там, где имеются микропойкилитовые прорастания минералов.

Характерна гранофировая структура породы и присутствие сравнительно крупных овоидов калиевого полевого шпата, очень сходных с рапакиви Роде. Этот рапакиви в то же время отличается от него прежде всего гранофировой структурой и прорастанием кварцем как полевого шпата, так и роговой обманки. Те микропегматитовые структуры, которые, согласно Гольмквисту, характерны для рапакиви Роде, здесь отсутствуют. Они имеются зато в одном из других типов того же массива.

Овоиды характеризуются тем, что размеры их обычно от 1.5 до 2 см в поперечнике и от 2 до 3 см длины. Очертания их то округлые, то отчасти угловатые. Оболочки из плагиоклаза то сплошные, то прерывчатые. Иногда видны они и внутри калиевого полевого шпата. Гранофировые оболочки видны исключительно по краям овоидов. В овоидах иногда присутствуют многочисленные включения зерен роговой обманки, которые иногда располагаются отдельными группами, одно-

временно угасающими, или в виде как бы ободка вместе с гранофировым кварцем.

Темнозеленый гранофировый мелкоовоидный рапакиви развит, главным образом, по берегам рр. Ирши и Здривли, преимущественно между Гамарней и Пинязевичами. Отличаясь от предыдущего типа своей окраской, он характеризуется одновременно и несколько меньшим количеством овоидов микроклина с оболочками плагиоклаза.

Состав породы в общем одинаков с предыдущей, хотя и имеются некоторые отличия. Так, гранулитовые зерна кварца присутствуют в меньшем количестве, весь калиевый полевой шпат принадлежит к микроклину, присутствуют многочисленные вростки альбит-олигоклаза. Содержание плагиоклаза очень велико, идиоморфизм его резко выражен, состав его близок к № 25. На границе между микроклином и плагиоклазом присутствуют многочисленные мирмекитовые зерна с индексом $i = 4 - 4.2$. Темнозеленая роговая обманка с теми же оптическими свойствами образует крупные зерна, и в таком случае очертания их крайне извилисты. На краях ее присутствует параллельно сросшийся с ней киевит. Внутри роговой обманки часто присутствуют несколько удлиненные зерна оливина, по большей части в значительной степени разрушенного. Биотита довольно много, по количеству уступает роговой обманке. На границе между зеленой роговой обманкой и киевитом иногда можно видеть присутствие еще одного типа роговой обманки, яркозеленой, оптические свойства которой следующие: $\gamma - \alpha$—яркая сине-зеленая; α—светложелтая, почти бесцветная; $c : \gamma = 27°$; $2V$—очень мал. Сила двойного лучепреломления несколько меньше, чем в зеленой роговой обманке. Оболочки толще, чем в предыдущем типе рапакиви. По своим свойствам эта роговая обманка близко стоит к гастингситу, щелочному амфиболу нефелиновых и щелочных пород, в частности щелочных пород Украины. Остальные минералы такие же, как и в предыдущем типе; явления динамометаморфизма отсутствуют.

Мелкоовоидный микропегматитовый рапакиви чрезвычайно сходен с предыдущим типом; отличается тем, что состоит из мелкозернистой основной массы с очень немногочисленными овоидами, рассеянными в ней, частью заменяющимися вкрапленниками микроклина, размером всего 1—1.5 максимального диаметра. Нередки частичные оболочки из плагиоклаза вокруг овоидов.

Отличия от предыдущих типов в отношении состава не велики; они заключаются, главным образом, в том, что здесь роговая обманка того же типа, как и в предыдущих типах, значительно преобладает над биотитом, присутствующим в очень малом количестве; оливин присутствует в ничтожном количестве, окружен всегда роговой обманкой. Роговая обманка, как и биотит, часто обладает скелетной структурой.

Структура породы резко отличается от структуры предыдущих типов тем, что здесь резко проявляются микропегматитовые прорастания полевых шпатов кварцем, совершенно аналогично тому, как наблюдается в рапакиви Роде (Швеция). Одновременно структура рапакиви приближается к типу микропегматитовых кварцевых порфиров, тем более, что и основная масса становится иногда довольно мелкозернистой, причем в ней рассеяны вкрапленники, главным образом, микроклина, плагиоклаза, иногда также кварца, изредка роговой обманки и биотита.

Структура массивная без следов динамометаморфизма. Химический состав приведен на стр. 51.

Безовоидный гранит рапакиви—равномернозернистая порода зеленовато-серого цвета, очень сходная с двумя только что охарактеризованными рапакиви. Отличается полным отсутствием овоидов и вкрапленников, состоит из тех же минералов, как и остальные породы. Лишь в небольшом числе шлифов обнаружено присутствие небольших количеств оливина, киевита и граната. Главная масса состоит из кварца, микроклина, плагиоклаза, близкого к № 20. Присутствуют также биотит и роговая обманка ($2V = -48°$), также плавиковый шпат. Биотит часто в параллельном срастании с роговой обманкой.

Структура породы несколько отлична от структуры остальных типов, именно она близка к гипидиоморфнозернистой, типичной для гранитов; гранофировая почти совершенно отсутствует; порядок выделения минералов—характерный для гранитов.

Пироксеновый рапакиви стоит несколько особняком от остальных типов рапакиви, хотя и очень близок к ним; играет вполне второстепенную роль, встречен был в довольно крупных массах в районе, прилегающем к с. Сычевке, где преобладающую роль играет розовый рапакиви, с которым он сходен по своей окраске. Вкрапленники и овоиды достигают 2—2.5 см в поперечнике; они особенно часто окружены сплошными оболочками из зеленого плагиоклаза. Во многих зернах наблюдаются неполные оболочки из того же зеленого олигоклаза. Иногда олигоклаз занимает также и центральную часть овоидов микроклина.

Главная масса породы состоит из среднезернистого аггрегата своеобразного состава. Кварц играет подчиненную роль, образуя крупные неправильные зерна, только изредка гранулитовых очертаний; микроклин уступает в количественном отношении плагиоклазу. Плагиоклаз обычно обладает розоватой структурой, при которой центральная часть образована олигоклазом, наружная — олигоклаз-альбитом. Зерна идиоморфны по отношению к микроклину.

Фемические минералы представлены, главным образом, диаллагом, образующим либо неправильные зерна, нередко скелетные, либо аггрегаты мелких изометричных зерен 0.2 мм в поперечнике. Он часто окру-

Таблица 3

Анализы рапакиви и родственных им пород

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	69.08	74.16	75.86	73.43	66.99	63.67	76.61	69.35	68.68
Al_2O_3	13.84	12.58	12.51	13.31	14.48	13.82	11.39	14.26	13.81
Fe_2O_3	1.70	0.95	1.02	0.60	1.29	1.67	1.42	1.91	2.79
FeO	3.41	1.85	1.28	1.45	5.05	2.47	1.46	2.75	4.20
MgO	0.12	0.11	0.11	0.20	0.17	0.16	0.13	0.40	0.21
CaO	1.85	0.87	0.60	0.88	3.09	3.51	1.08	2.52	2.73
Na_2O	3.89	2.99	2.05	3.44	3.79	3.02	2.33	3.51	3.06
Ka_2O	3.51	5.90	5.50	5.88	3.90	4.42	5.46	4.67	4.23
H_2O	0.94	0.75	0.81	0.67	—	1.11	0.37	0.40	0.14
Q	20.34	31.14	33.96	28.02	20.58	21.05	38.82	24.78	26.40
Or	32.80	35.08	33.36	35.03	23.35	26.69	32.25	27.80	26.20
Ab	33.01	25.15	25.15	28.82	32.48	25.68	19.91	29.34	26.10
An	3.89	3.34	3.06	3.38	11.12	11.12	4.45	9.45	11.5
Or + Ab + An	69.70	63.52	61.6	67.19	66.96	63.49	56.61	66.59	62.80
Q + Or + Ab + An	90.04	94.66	95.93	95.21	87.54	84.55	95.43	91.37	89.20
Цветные минералы	10.82	4.79	3.27	4.01	12.43	15.53	4.07	8.20	12.20
Магматические формулы и коэффициенты по Озанну и Левинсон-Лессингу									
S	76.00	80.9	82.2	80.67	74.1	73.21	82.74	76.14	75.95
a	10.7	13.3	14.4	14.2	8.3	6.5	12.4	9.5	8.0
c	1.3	1.4	1.5	1.5	3.2	2.7	2.1	3.0	3.5
f	8.0	5.3	4.1	4.3	8.5	10.8	5.6	7.5	8.5
n	5.2	4.4	4.4	4.7	6.0	5.1	4.4	5.3	5.2
SiO_2	1.4	1.23	1.07	—	1.6	1.05	1.16	1.33	—
RO	7.73	9.53	9.69	—	7.53	5.68	10.66	7.73	—
α	3.5	4.5	4.75	—	3.27	2.80	5.12	3.56	—
β	31.04	23.38	21.23	—	34.51	36.11	20.31	30.17	—
R_2O : RO	1.45 : 1	2.48 : 1	3.6 : 1	—	1 : 1.25	1 : 1.05	1.34 : 1	1.13 : 1	—

1. Розовый мелкоовоидный рапакиви, окрестностей Радомысля (тосканоз). 2. Зеленый мелкоовоидный рапакиви (тосканоз), там же. 3. Равномернозернистый безовоидный рапакиви гранит (липароз), там же. 4. Розовый порфировидный гранит (липароз), там же. 5. Рапакиви Каневского массива, нормальный тип (тосканоз). 6. Основной рапакиви Каневского массива (адамеллоз). 7. Серый гранит включений рапакиви Каневского массива (тегамоз). 8. Рапакиви нормального типа Черкасского массива, Городище—Воронцовское (тосканоз). 9. Основной рапакиви, оттуда же (тосканоз).

жен зеленой роговой обманкой типа, обычного для рапакиви, с которой находится в параллельном срастании, т. е. получаются типичные реакционные оболочки. Диаллаг бесцветный, с характерной тонкополосатой структурой. $\gamma - \alpha = 0.23$ (Бабине); $c : \gamma = 40°$; $2V = +60°$. Иногда скелетные кристаллы диаллага, находящиеся в двойниковом положении один по отношению к другому, взаимно прорастают друг друга. Переходит частично в иддингсит. Местами неправильные зерна диаллага включены в плагиоклазе. Зеленая роговая обманка и плавиковый шпат присутствуют лишь в незначительном количестве. Оливин встречен не был. Структура типичная гипидиоморфнозернистая, местами видна также слабо выраженная микропегматитовая. Последнего типа структура наблюдается в тех местах, где присутствуют почти полностью растворенные включения, количество которых в данном рапакиви значительно. Рапакиви тем самым носит до известной степени гибридный характер.

Включения обладают роговиковой структурой, состоят из мелкозернистого аггрегата кварца, микроклина и плагиоклаза с многочисленными скелетными листочками биотита и большого числа кристалликов и зернышек магнетита. Включения не резко отделены от рапакиви. Возможно, что присутствие именно этих включений вызвало изменение минералогического состава рапакиви, дав начало диаллаговому рапакиви, что до некоторой степени сближает его с горными породами группы габбро-норитов.

Диаллаговый рапакиви присутствует только на краю массива рапакиви аналогично тому, что имеет место и в районе Черкасского массива рапакиви, где также на краю массива находится аналогичный пироксеновый рапакиви.

Амфиболовый гранофир Кропивни, описанный Тарасенко (140, стр. 137)—порфировидный гранит, средний размер зерен которого около 0.1—0.25 мм, с крупными вкрапленниками ортоклаза 0.5—1 мм; многие кристаллы его обладают овоидальными очертаниями. Кварц редко *присутствует в виде сплошных зерен, обычно в виде скелетных прорастаний* с полевыми шпатами, главным образом, в периферической части их зерен. Так как это срастание очень характерно для данной породы, Тарасенко назвал ее гранофиром. Роговая обманка Тарасенко не была охарактеризована, она образует сплошные зерна с крайне неправильными очертаниями. В углубления ее входят зерна кварца и полевых шпатов.

Характерно то, что в этом гранофире совершенно так, как и в рапакиви, можно видеть отдельные зерна пироксена (авгита), окруженные оболочками из роговой обманки, поскольку можно судить по очень краткой характеристике породы Тарасенко.

Наблюдается также, что весьма характерно, переходы от гранофировой структуры к микропегматитовой, именно к амфиболовому гра-

ниту без микропегматитовой структуры, что наблюдается в гранитах Каневщины в том же районе; совершенно правильно Тарасенко указывает на то, что обе породы—амфиболовый гранофир и амфиболовый гранит—близки друг к другу и образовались из одной и той же магмы, как и ряд других амфиболовых гранитов того же района развития габбро-норитовой магмы.

Следует указать, что вполне возможно наметить переходы от таких амфиболовых гранофиров и гранитов к габбро-норитовым породам через посредство такой породы, как амфиболовое габбро (140, стр. 139), а следовательно и установить связь с рапакиви Радомысльского района (диаллаговый рапакиви).

К сожалению, у Тарасенко отсутствуют данные химического анализа описанных им гранитов, и судить о составе их возможно только на основании кратких петрографических характеристик этих пород, отчасти на том основании, что в районе Тамарни выступают аналогичные пятнистые биотито-амфиболовые граниты.

Этот последний гранит, который мной назван был розовым порфировидным гранитом, имеет обычный состав рапакиви и состоит из кварца, микроклина, плагиоклаза (около № 20 и до № 15) и биотита, второстепенную роль играет роговая обманка. Структура в значительной степени гранофировая, в связи с формой зерен кварца. Тем самым порода стоит очень близко к рапакиви.

Аналогичные породы были описаны также Морозевичем, который приводит и анализы их.

Таким образом, мы можем видеть, что площадь распространения горных пород, принадлежащих к рапакиви радомысльского типа, очень велика.

4. Гранит Корнина

Последний выход гранита того типа, который широко распространен на всей территории северозападной части Украины, находится в районе р. Ирпеня около м. Корнина, где выступают граниты коростышевского типа, но несколько своеобразной окраски, именно мясо-красной благодаря соответствующей окраске калиевого полевого шпата. Основная масса породы окрашена в серый цвет, иногда в красноватый. В этой основной массе, обычно среднезернистой, рассеяны крупные до 2 мм и более вкрапленники микроклина.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	75.72	75.20	71.00	CaO	1.20	1.40	0.90
Al_2O_3	12.10	11.45	10.88	Na_2O	3.06	2.87	2.70
$Fe_2O_3 + FeO$	2.70	3.42	5.35	K_2O	4.28	4.67	6.27
MgO	следы	1.04	0.90	H_2O	0.80	0.30	0.76

1. Гранит Топорищ. 2. Светлорозовый гранит Андреева. 3. Темнокрасный гранит оттуда же.

Граниты этого типа обнажены как в каменоломнях в Лычах, так и в окрестностях Корнина. Состоят они из аллотриоморфного кварца, обычно сильно раздробленного, далее микроклина с ветвистыми вростками пертита, довольно идиоморфного олигоклаза, многочисленных листочков темнокоричневого биотита.

Как состав и особенности минералов, так и гипидиоморфнозернистая совместно с порфировидной структура отождествляют этот гранит с гранитом коростышевского типа. Основное отличие, помимо окраски, то, что гранит Корнина в значительной степени динамометаморфизирован.

5. Сводка

Таким образом, район северной и северозападной части Украины, севернее Ирпеня и до Полесских болот, характеризуется как область чрезвычайно сильного развития гранитных массивов, частью крупных размеров, которые отличаются в общем однообразным характером крупнозернистых, порфировидных и равномернозернистых серых гранитов. В восточной части района присутствует крупных размеров массив мелкоовоидного рапакиви и близко с ним связанных биотитовых и биотитово-роговообманковых гранитов, резко отличающихся от серых биотитовых, частью мясокрасных гранитов, обладающих более юным возрастом. Амфиболовые граниты, очень близкие к рапакиви, распространены также и в области развития габбро-норитового массива этой же части Украины. Проявляется таким образом резкая граница отличия западной части севера Украины от восточной части ее.

В районе, расположенном к юго-западу от линии, грубо проходящей от Шепетовки через Чуднов-Волынский по направлению к устью р. Унавы несколько южнее верхней части течения р. Ирпеня (окрестность Корнина и Лычи), т. е. между Житомиром и Бердичевым, к юго-западу от области развития типичных массивных пород, прорывающих разнообразные гнейсы, распространены два типа горных пород: на западе—гибридные глубоко метаморфизованные породы в значительной степени инъецированные изверженными породами (гранитами), именно гранатово-кордиеритовые породы (так называемые „гранатовые" граниты или граниты чуднов-бердичевского типа Безбородько, они же его гранатовые мигматиты) и чарнокитовые породы. Указанная линия отделяет эти породы от области преобладающего развития глубинных пород, не образующих мигматитов, и почти без следов гибридизма или во всяком случае с гибридизмом непосредственно почти не проявляющимся, с сохранившимися участками осадочных метаморфизованных пород тетерево-бургской свиты, также и более древних свит, возраст которых пока точно не определен.

Гранатово-кордиеритовые породы (гранатовые мигматиты Безбородько, они же его бердичевско-чудновский тип гранита; гранатовые

граниты Сельского и Соболева) представляют собою средне- и крупнозернистые, неравномернозернистые породы, окрашенные в серые цвета различной интенсивности; макроскопически видно присутствие белых зерен полевых шпатов, черного биотита, красного граната, иногда в значительном количестве и голубоватого кварца, с последним чрезвычайно сходен голубоватый кордиерит, обычно неотличимый от него, почему до недавнего времени присутствие его и не было обнаружено. Под микроскопом наряду с микроклином и кислым плагиоклазом присутствуют многочисленные листочки биотита, окрашенного в довольно темный коричневый цвет, и многочисленные зерна округлых зерен граната, почти совершенно бесцветного. В довольно большом количестве присутствует кварц. Кроме того в ряде случаев, как существенная часть, входит кордиерит, изредка силлиманит. Определить относительное количество, часто и присутствие кордиерита в шлифе этих пород далеко не легко, так как он сходен в ряде отношений как с кварцем, так и с полевыми шпатами, хотя в ряде случаев можно подметить некоторые характерные особенности, дающие возможность его узнать.

Кордиерит данной группы пород отличается следующими свойствами. Обычно образует совершенно бесцветные водянопрозрачные зерна неправильной формы, иногда как бы толстотабличатые, следовательно приближающиеся по форме как к кварцу, так и к полевым шпатам, также и по водянопрозрачности. Сила двойного лучепреломления близка к 0.008—0.009, также близка к таковой кварца и полевых шпатов. Трещины спайности отсутствуют, и тогда минерал не отличим от кварца, тем более, что содержит включения газов и жидкости. В других случаях видны, хотя и слабо, трещины спайности по одному направлению. В сходящемся свете виден большой угол оптических осей и отрицательный оптический характер.

Таким образом, он комбинирует прежде всего свойства кварца и ортоклаза. Однако основными отличиями его, наблюдаемыми лишь в немногих зернах, отчетливо являются: 1) резко выраженные, иногда довольно яркие желтые, плеохроичные до бесцветных, оболочки, 2) продукты выветривания в виде очень тонкочешуйчатых серицитовых по преимуществу аггрегатов; эти последние выделяются не так рассеянно как в полевых шпатах, но накопляются вдоль трещин спайности; постепенно увеличиваясь в количественном отношении, они образуют полоски, иногда пересекающиеся по двум взаимно-перпендикулярным направлениям. Последний признак наблюдается чаще первого и при внимательном наблюдении его дает возможность отличать кордиерит от кварца и полевых шпатов.

Характерными для того же кордиерита являются полисинтетические двойники его, наблюдаемые иногда в ряде зерен. Эти двойники чрезвычайно сходны с полисинтетическими двойниками плагиоклаза; они тонкополосатые, с выклинивающимися концами этих полосок, как

это нередко наблюдается и в плагиоклазах. Такого рода зерна не отличимы от свежего микротинового плагиоклаза; присутствие плеохроичных оболочек совершенно ясно говорит о принадлежности такого рода зерен к кордиериту.

В небольшом количестве в отдельных шлифах присутствует также силлиманит совместно с кордиеритом в виде тонких игольчато-столбчатых кристалликов, довольно длинных, с характерными свойствами силлиманита—спутанно и параллельно волокнистым аггрегатом.

Все вместе указывает на метаморфическое происхождение гранатово-кордиеритовых пород, по всей вероятности, из мергелистых пород в значительной степени инъецированных гранитной магмой, чем и обусловлены их непостоянные состав и структура, иногда с полосами, характерными для мигматитов.

Распространение очень широкое, начиная от Волыни и окрестностей Шепетовки и далее на юг до местности, расположенной южнее Винницы около Турбова и других мест Подолии; характерно распространение этого типа пород в районе западного края Украинской кристаллической полосы. На присутствие аналогичных пород в районе Украины в пределах Польши указывает Радзишевский (112).

Для области развития глубинных пород характерны группы по возрасту, начиная с более древних и кончая наиболее юными.

1. Биотитовые гнейсы и связанные с ними породы.

2. Группа биотитовых серых гранитов, главными представителями которых являются коростышевский и антоновский типы.

3. Группа габбро-норитовых пород, образующих габбро-норитовый массив.

4. Группа рапакиви и родственных ему пород, гранитов, прорезающих как серые граниты, так и частично габбро-норитовые породы.

5. Дейковые и эффузивные породы северной окраины Украинской кристаллической полосы.

Отсюда совершенно ясно проявляется асимметрия строения Украинской кристаллической полосы в этой ее части.

Если посмотреть на петрографическую карту, в высшей степени схематически составленную Безбородько (23), для характеристики распространения его чарнокитово-норитовой (моя чарнокитовая) серии, гранитов чудновского (мои гранатово-кордиеритовые породы), звенигородского или зиновьевского (мой коростышевский тип) рапакиви, розового аплитово-пегматитового днепровского типа (моего мигматита), то увидим, что асимметрия вполне отчетливо выступает и на его карте, хотя он почему-то возражает против моего положения о существовании такого рода асимметрии. Следует сказать, что он сам ранее меня также одно время (13, стр. 64) настаивал на наличии такого рода асимметрии, называя запад Украины (Подолию) антиподом по петрографическому характеру востока ее (Приднепровья).

В. СРЕДНЯЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОЙ ПОЛОВИНЫ ДНЕПРОВСКО-БУГСКОГО МАССИВА

Средняя часть восточной половины Днепровско-Бугского массива занимает площадь, начиная от долины р. Ирпеня, несколько севернее линии железной дороги Киев—Казатин, и далее на юг до долины р. Ташлыка (верховьев его) и устья р. Тясмина, т. е. примерно до линии железной дороги Кременчуг—Знаменка—Зиновьевск.

Этот район изучен в петрографическом отношении хуже северного, карт для него в сущности не имеется, если не считать геологических карт до 10-верстного масштаба, как максимального (47-й лист Днепропетровский).

1. Мигматиты и биотитовые граниты

Район характеризуется тем, что на его территории развиты, главным образом, разнообразные мигматиты, которые Безбородько называл гнейсами (11, 13, 1918,), также гранитогнейсами; в последнее время он охватывает термином мигматиты три группы пород: 1) гибридные граниты, 2) мигматиты, 3) инъецированные гнейсы. С этим предложением Безбородько можно согласиться, если бы можно было легко в поле устанавливать с каким относительным количеством изверженного и осадочного происхождения материалом мы имеем дело в каждом отдельном случае, если под гнейсами понимать продукты метаморфизации осадочных пород. Однако, сделать это необычайно трудно, по существу совершенно невозможно, как в поле, так и тем более в лаборатории, ввиду чрезвычайного непостоянства относительного количества того или другого компонента на данной площади или в данном обнаружении и отсутствия средств для хотя бы сколько-нибудь точного учета их. Предложение Безбородько (22) следующее:

	Гибридизированные граниты	Мигматиты	Инъецированные гнейсы
Гранит . . .	ок. 100—65%	65—35%	35— 0%
Гнейс . . .	„ 0—35%	35—65%	65—100%

В дальнейшем мы термину „мигматиты" будем придавать более широкое значение, относя к мигматитам смешанные горные породы, независимо от слагающих их компонентов, изверженных и осадочных, применяя в частных случаях такие термины, как артериты, небулиты, эруптивные брекчии, инъецированные (ленточные) гнейсы и т. д. Все эти понятия достаточно ясны и общеприняты, чтобы стоило их пересматривать и придавать новые толкования или заменять их другими терминами. Введение вместо этих ясных и общепринятых терминов неясных терминов Безбородько естественно внесет путаницу в старые понятия.

Обращаясь к данному району, мы можем видеть, что на его территории развиты следующие породы: 1) мигматиты (гранитогнейсы), 2) разнообразные граниты, 3) рапакиви и родственные им породы Каневского, Черкасского, Новомиргородского массивов, 4) габброноритовые породы Черкасского и Новомиргородского массивов, 5) чарнокитовые породы окрестностей Каменки, 6) антоновские граниты, 7) дейковые породы Тахтайки, Исачки.

1. Мигматиты и связанные с ними граниты. Эти породы детально изучены были мной в бассейне рр. Ирпеня с Унавой и Роси, частично также Горного и Гнилого Тикича, Тясмина и Днепра (68, 70, 73, 74, 75), на всей территории У краины несколько позже (78), Безбородько детально коснулся их в ряде работ (главным образом 10, 11, 13), В. Чирвинский описал их в районе рр. Горного и Гнилого Тикича (175), Гуров в районе б. Полтавской губ. (36). Рапакиви и габброноритовые породы были изучены мной (69) и Тарасенко (140, 149), новый выход рапакиви В. Чирвинским (171), чарнокитовые породы мной (61) и Тарасенко (149), дейковые породы Гуровым (36), мной (70), Морозевичем (90), Армашевским (5). Помимо названных, изучение горных пород этого района вели ряд других лиц.

Так как породы, превращавшиеся в мигматиты под влиянием кислых магм, должны были быть крайне разнообразны по своему минералогическому и химическому составу, также и по структуре, естественно найти на территории, рассматриваемой нами, с колоссальным преобладанием мигматитов, значительное разнообразие этих пород. Мы их рассмотрим постепенно с северо-запада на юго-восток.

Мигматиты рр. Ирпеня и Унавы. По течению этих рек мигматиты выходят в большом числе мест в виде отдельных и во всяком случае не особенно крупных выходов, главным образом около сел: Дедовщина, Сосновка, Томашевка, Ярошевка, Ясногородка, также около сел Снетинка и Офирня около ст. Фастов и в 60 км от Днепра на запад от него (от Киева).

Около Фастова на р. Унаве выступают гранитовидные породы, окрашенные в серые различной интенсивности цвета, обычно светлые мясокрасные цвета, иногда (Снетинка, Офирня) с зеленоватым оттенком. Реже окраска темная. Породы среднезернистые, крайне неравномернозернистые. Они то массивные, то слабо-сланцеватые, полосатые, пятнистые, с крайне непостоянным распределением фемических и салических составных частей. Эти породы сплошь и рядом содержат неясно ограниченные включения, то гнейсовидные, то плотные, тонкозернистые, обогащенные биотитом, иногда также роговой обманкой.

Состав их—кварц в крайне разнообразных относительных количествах, мироклин обычно с тонкой микропертитовой структурой. Плагиоклаз № 30 при малом содержании кварца и несколько более кислый при большом содержании его. Иногда вокруг зерен его имеются каемки

из микроклина и темнокоричневого биотита, с темными, почти черными плеохроичными оболочками. В небольшом количестве присутствуют апатит, циркон, магнетит.

Относительные количества главных составных частей крайне непостоянны. При большом количестве кварца получаются породы очень сходные с гранитами, как, например, отдельные участки из биотитового гранита в Ярошевке; при малом—они переходят в биотитовый сиенит; эти участки также совершенно массивны, биотит рассеян в них равномерно, хотя почти всегда проявляются резко выраженные признаки динамометаморфизма: дробление кварца, изогнутие и дробление зерен плагиоклаза, микроклина, изогнутие и распыление листочков биотита. Отдельные участки пород иногда полностью миллонитизированы; характерно то, что после дробления получаются горные породы более крепкие, чем недробленые (динамограниты).

В местах соприкосновения со включениями, богатыми роговой обманкой, гранитная масса обогащается биотитом, сохраняя массивную структуру; листочки биотита достигают крупных размеров. В самой массе присутствуют то мелкие, то крупные участки, около которых гранитная масса становится более мелкозернистой, а самые включения отличаются мелкозернистой структурой, присутствием роговой обманки и темной окраской. Роговая обманка обычно окрашена в темнозеленый цвет; в гранитной части она рассеяна в виде не особенно многочисленных зерен. Характерно увеличение в гранитной части, в присутствии роговой обманки, титанита, также апатита и эпидота, последнего обычно желтого с резко выраженным плеохроизмом и яркой интерференционной окраской; крупные зерна его часто по краям переходят в аггрегат мелких зерен вплоть до тончайших.

Иногда гранитная масса обогащается роговой обманкой и переходит в роговообманково-биотитовый гранит, например, в Сосновке; такие минералогические разности образуют довольно крупные массы среди других видов минеральных аггрегатов и сами отличаются неравномерным составом и структурой. Так, содержание микроклина с прекрасно выраженной решетчатой структурой то велико, с преобладанием его над плагиоклазом, то он играет подчиненную роль или почти отсутствует, и тогда порода приобретает норитовый характер. Точно так же изменяется и состав, обычно в значительной степени идиоморфного, плагиоклаза от № 40 до № 20, причем изменения такого рода наблюдаются в одном и том же штуфе.

В некоторых случаях идиоморфизм плагиоклаза проявляется настолько резко, что порода приобретает м о н ц о н и т о в у ю структуру.

Роговая обманка то сплошными неправильными или идиоморфными в большей или меньшей степени зернами, то скелетная, со всеми переходами к первой.

Состав и структура изменяются часто на расстоянии нескольких сантиметров.

В этих же мигматитах сохраняются иногда также и посторонние включения, не вполне растворенные, чаще всего в виде биотитовых амфиболитов, частью и без биотита, окраска их обычно почти черная, структура мелкозернистая. Полевой шпат в штуфе почти незаметен благодаря его прозрачности. Состав близок к диоритовым породам, с небольшой примесью кварца и микроклина; плагиоклаз близок к № 25. В особенно большом количестве присутствует зеленая роговая обманка сплошными мелкими и крупными зернами, иногда крупно- и мелко-скелетная. Свойства роговой обманки такие же, как и тех, которые присутствуют в остальной массе мигматитовой породы. По своему составу эти включения приближаются то к типу монцонитов, то к биотитово-роговообманковым сиенитам, частью также к роговообманковым диоритам. В последних в особенно большом, иногда огромном количестве присутствуют апатит и титанит, изредка эпидот и ортит. Биотит иногда в параллельном срастании с мусковитом.

В тех местах, где увеличивается содержание эпидота, получается эпидотовобиотитовая порода, состоящая из малого количества кварца, ортоклаза, довольно большого количества олигоклаза, огромного, количества биотита, с не особенно сильной адсорбцией, и эпидота; очертания последнего кристаллографические там, где он соприкасается с биотитом; он светложелтый, аномально-поляризующий.

Присутствуют также включения мало измененных амфиболитов, почти черных, массивных, мелкозернистых. Роговая обманка в них в виде хорошо образованных кристаллов, не особенно сильно вытянутых в длину. В промежутке между ними располагаются аллотриоморфные кристаллы плагиоклаза №№ 40—45. Присутствует небольшое количество зерен эпидота, кристаллики и зерна апатита. Сланцеватая структура обычно отсутствует.

Такая чрезвычайно пестрая смена горных пород, слагающих мигматиты, без намека на сланцеватую структуру в значительной части массы их, с тонкослоистым или полосатым сложением или точнее неясно полосатым сложением, благодаря не особенно резко выраженной границе между частями породы разного состава при самых постепенных переходах между различными минеральными аггрегатами, наблюдается на всем протяжении от Дедовщины до устья р. Унавы около Черногородки.

Аналогичные породы выступают также в районе М. Снетинки и Офирни, около Фастова, с той разницей, что наряду с теми же мигматитами здесь более отчетливо выступают также и граниты, переходящие местами крайне неправильно в диоритовидные породы.

Биотитовый гранит Снетинки, окрашенный в беловато-зеленоватый цвет, очень крепкий, порфировидный, частью равномернозернистый, с довольно отчетливо выраженными параллелепипедальными

трещинами отдельности, состоит из кварца, микроклина, плагиоклаза и биотита. Кварц в виде зерен с причудливыми очертаниями, часто переполненный длинными переплетающимися друг с другом кристалликами, нередко в виде войлока. Длина некоторых из этих волокон 2—3 мм. Они пересекают иногда несколько зерен кварца и других минералов одновременно; присутствуют многочисленные мелкие кристаллики апатита; микроклин с крупнорешетчатой структурой и с очень малым количеством пертитовых и микропертитовых вростков. Иногда присутствуют мелкие каплевидные зерна кварца. Плагиоклаз близок к №№ 35—40, обычно с основным ядром. Биотита мало, обычно мелкими коричневыми листочками, нередко в параллельном срастании с мусковитом. Структура гипидиоморфнозернистая. Динамометаморфизм проявляется сравнительно слабо. Разрабатывается в каменоломне как довольно хороший материал для брусчатки.

Эти же граниты, явно гибридные, судя по колебаниям их состава и структуры, переходят в темносерые, почти черные, слабо зеленоватые массивные мелкозернистые роговообманковые диориты. Последние состоят, главным образом, из роговой обманки в виде плохо образованных зерен; из них только мелкие идиоморфны; плагиоклаза (около №№ 40—42) меньше, чем роговой обманки. Зерна плагиоклаза слабо идиоморфны, почти изометричны. Довольно много титанита неправильными зернами; содержание кристалликов и мелких зерен апатита огромно. Структура массивная.

Отдельные участки образованы массивным пятнистым биотитово-роговообманковым диоритом, зеленовато-черного цвета, от мелко- до тонкозернистого. На несколько более светлом фоне видны резко очерченные, почти черные, округлые скопления роговой обманки; состав породы такой же, как и предыдущий, с той разницей, что здесь присутствуют одновременно многочисленные мелкие листочки биотита, часто кристаллографически ограниченные. Порода также переполнена титанитом и апатитом. Скопления образованы аггрегатом тесно соприкасающихся друг с другом зерен роговой обманки, с небольшой примесью других минералов. Структура массивная, диоритовая. Полевой шпат образует иногда мостовидные аггрегаты.

Аналогичные породы выступают по р. Унаве, также в районе Жидовцов, Лозовиков с каолиновым заводом, и переходят далее на юг в районе бассейна р. Роси (Белая Церковь окрестности Сквири); ряд их выходов имеется по р. Ростовице (села Паволочь, Чубинцы, Шамраевка и многие другие), по р. Безани, между р. Росью и Погребищем, также в ряде мест по р. Роське; в большом числе они вскрыты не особенно большими каменоломнями.

Следует отметить, что в одной из своих последних работ Безбородько (25) разделяет граниты и связанные с ними мигматиты, гнейсовидные породы Украины, на четыре группы:

1. Динамограниты — граниты, подвергшиеся явному воздействию процессов динамометаморфизма с дроблением составных частей. Это те породы, которые обычно называют динамометаморфизованными гранитами или гранитами милонитизированными.

2. Флюксограниты — граниты с флюидальной структурой, обусловленной передвижением в магме составных частей породы под влиянием тектонических движений „незначительных размеров".

3. Схистограниты — граниты, в которых полосатая структура обусловлена процессами диференциации наподобие ленточных габбро.

4. Теплограниты — граниты, полосатая структура которых обусловлена процессами диференциации.

Совершенно правильно Безбородько, предложив свои термины, отнес к последней группе те горные породы, которые я отнес к днепровской группе мигматитов, обозначив их распространение на своей схематической карте распределения горных пород различных типов и возрастов на территории Украины (78). Использовав эти новые указания, Безбородько отнес к днепровскому граниту и продуктам его ассимиляции все те смешанные породы, с крайне непостоянным минералогическим составом, структурой и текстурой, которые широко развиты в районе, указанном мной выше.

По р. Роси мигматиты, по моим наблюдениям, доходят до хутора Яблуновки ниже Стеблева и выше Корсуни, где они сменяются рапакиви, выступающими сплошными массивами. Выше этого места по Роси и ее притокам они развиты по всей системе ее, так что нет смысла перечислять те села, у которых они встречаются. Они же развиты по р. Днепру, начиная от первых их выходов выше Кременчуга и далее вниз по нему, до южной границы распространения кристаллических пород, лишь местами сменяясь породами иных типов—рапакиви, габбро-норитовыми породами, гранитами антоновским, чарнокитовыми и иными, биотитовыми гнейсами и др.

Так как характер этих мигматитов довольно однообразен, лишь с некоторыми видоизменениями, я остановлюсь на приведении только немногих наиболее характерных примеров, имея в виду, что то, что описано тотчас ниже, повторяется по всей области развития мигматитов с некоторыми только изменениями.

В районе Белой Церкви на р. Роси выступают мигматиты того же типа, как и по р. Ирпене и р. Унаве, лишь с некоторыми отличиями.

Здесь породы также крайне разнообразного состава структуры—от крупнозернистых до мелкозернистых, неправильно полосатые, с неравномерным распределением в них минералов и структур. Местами встречаются участки, образованные порфировидным серым биотитовым гранитом, иногда довольно темноокрашенным, в средине довольно мелко-

зернистой массы которого рассеяны кристаллы микроклина мясокрасного цвета до 2—3 см в поперечнике. Присутствуют тут же участки, образованные темноцветным аггрегатом с преобладанием в нем биотита. Вблизи такого рода включений структура гранита становится слабо слоистой. Состав породы обычный, из кварца, ортоклаза, олигоклаза непостоянного состава и биотита; ортоклаза обычно мало; порода иногда обогащается плагиоклазом и одновременно фемическими минералами—биотитом и роговой обманкой; в таком случае она приближается по составу к биотитовороговообманковому диориту; наблюдаются колебания цвета в зависимости от распределения и относительного количества минералов фемических и салических; обычно плагиоклаз в них несколько более основной, чем в более бедных фемическими минералами разностях (основной олигоклаз).

Одновременно присутствуют полосы, почти совершенно лишенные темных фемических минералов; в них ортоклаз заменяется микроклином; получается типичный мигматит, крайне неравномерного состава и структуры; захваченные ксенолиты здесь почти полностью растворены; от этих обломков в результате отрыва их от коренных пород, с которыми соприкасалась магма, сохранились лишь следы в виде неравномерного состава и структуры смешанной породы.

Совершенно тот же характер носят аналогичные горные породы по всему исследованному мной району бассейна р. Роси в указанных выше пределах, главным образом, выше Белой Церкви.

Не останавливаясь далее на подробной характеристике этих мигматитов, можно сказать, что характер их не везде тождественный. Они то более сильно растворили включения и перешли в более или менее однородную породу, хотя отчасти сохранили характерные полосы различного состава и структуры, то в них более резко выступают остатки включений. Имеются также типы мигматитов, в которых прекрасно сохранились оба слагающие элементы—гнейсы и гранитные составные части; в таком случае получается структура, характерная для инъецированных гнейсов.

К числу последних пород—инъецированных гнейсов или полосатых, частью и очковых гнейсов—относятся гнейсы, встречающиеся в довольно крупных обнажениях в районе с. Саражинцы, на р. Роси, также по той же реке около Погребища, на восток от него, в районе Круподеринцев, Сквирки, Яблуновки, Глебички, Городища, выше Белой Церкви, в последнем месте с мусковитом, и в ряде других мест, в том числе около Бук в районе р. Горного Тикича, где выступают особенно характерные инъецированные, частью очковые гнейсы.

В районе Саражинцев гнейс сильно сланцеватый, с прослойками, чрезвычайно сильно обогащенными биотитом, с резко выраженным чередованием полос, обогащенных, одни биотитом, другие кварцем и полевым шпатом, с преобладанием микроклина над плагиоклазом со

става, близкого к № 15, с изогнутыми листочками биотита. В довольно большом количестве в биотитовых прослойках присутствуют зерна титанита в виде яиц насекомых.

В с. Юнашках около Саражинцев наряду с другими мигматитами выступает темносерый, чешуйчатый, биотитовый парагнейс, с резко выраженной сланцеватой структурой, в то же время ленточной; прослои, обогащенные биотитом, идут изгибаясь, обходя небольшие линзовидные кварцево-полевошпатовые скопления, в результате чего получается мелкоочковая структура, не типично выраженная. Наряду с кварцем и микроклином довольно много плагиоклаза состава около № 20, с довольно значительным содержанием биотита и зеленой роговой обманки, последней в сравнительно небольшом количестве, с примесью яйцевидных зерен титанита, неправильных зерен эпидота, апатита, магнетита.

В районе Круподеринцев развит инъецированный биститовый парагнейс темносерый, тонкослоистый (слои около 1 мм), обогащенный биотитом, с редкими чисто кварцево-полевошпатовыми прослоями. Характерно присутствие, кроме кварца, микроклина, плагиоклаза (№ 20), биотита, также довольно многочисленных зерен эпидота (до 0.15 мм), ильменита. Тождественные парагнейсы выступают также в Пидосах.

Недалеко от Сквирки среди мигматитов видную роль играет серый порфирообластический биотитовый гнейс, сланцеватый, слаболенточный, довольно мелкозернистый, с отдельными крупными порфирообластами микроклина в виде карлсбадских двойников. Состоит он из неправильных зерен кварца, большого количества зерен крупнорешетчатого микроклина, с участками безрешетчатой структуры и большим содержанием микропертита, неравномерно распределенного, небольшого количества идиоморфного олигоклаза и биотита; эпидота мало, кристалликов апатита очень много.

Аналогичные породы, т. е. парагнейсы, частью полностью сохранившиеся, с характерной сланцеватостью, и только частично инъецированные, встречаются в ряде других мест, например, в районе с. Яблуновки, тотчас ниже Сквирки, у Глебички и в ряде других мест. Они же в крупных массах выступают в районе Звенигородки по р. Гнилому Тикичу, где сланцеватость этих пород настолько резко выражена и настолько ровная, что удается выкалывать довольно крупные плиты в несколько сантиметров толщины. Прекрасно выражены очковые инъецированные биститовые гнейсы в районе Бук на р. Горном Тикиче выше ст. Тальное Югозападных ж. д.

Видную роль в ряде мест играют в бассейне р. Роси биотитово-плагиоклазовые гнейсы (Погребище, Саражинцы, Зрайки, Логвинов, Фесюры и ряд других мест), по р. Ростовице, притоку Роси. Эти гнейсы образуют участки, не резко ограниченные среди гранитов и мигматитов. В Погребище они мелкозернисты, обогащены биотитом и

магнетитом, состоят, главным образом, из плагиоклаза, состава между №№ 15 и 28, и биотита; лишь изредка присутствуют небольшие количества зеленой роговой обманки, с очень малой примесью кварца, ортоклаза и эпидота. Благодаря форме зерен плагиоклаза структура гранобластическая, в сетке из биотита и роговой обманки заключены светлые минералы. В отдельных участках структура диабластическая. Довольно резко выражена также ленточная структура, часто также сланцеватая, причем обе структуры одновременно резко выражены в отдельных участках этих гнейсов. Тут же присутствуют небольшие участки особенно обогащенные изогнутыми мелкими листочками биотита, 3—4 и более миллиметров длины, как бы раздвинутые выросшими между ними гранобластичными зернами плагиоклаза.

Аналогичные плагиогнейсы выступают в районе с. Зрайки на р. Роси, где реже проявляется ленточная (инъиционная) структура.

От этого типа плагиоклазового гнейса несколько отличается струйчатый плагиогнейс Саражинцев, темносерый, довольно крупнозернистый сланцеватый и полосатый. Струйчатость его выражается в том, что листочки биотита, налегая друг на друга своими краями как бы в виде очень тонких пленок, располагаются в общем взаимно параллельно, извиваясь, обходя зерна плагиоклаза. Состав такой же, как и предыдущей породы.

Иногда в этих плагиоклазах присутствует более или менее значительное количество роговой обманки, как, например, в Логвинове. В ряде случаев полосатая и сланцеватая структура выражены очень слабо, и в таком случае порода приближается по составу к биотитовому диориту, однако отличается от него, в частности, составом плагиоклаза (Фесюры и др.).

Среди мигматитов встречаются также участки, обычно в данном районе незначительные и играющие вполне второстепенную роль; они образованы почти черными амфиболитами, встречающимися в большом числе мест—в Саражинцах, Городище и по р. Роси, также у Яблуновки ниже Белой Церкви и в ряде других мест. Амфиболиты либо массивные, либо ленточные, нередко более или менее резко сланцеватые, почти черные, с диаметром зерен от 2—3 мм до 5 мм, иногда несколько больше. Состоят главным образом из зеленой роговой обманки, то в виде неправильных более или менее изометричных зерен, то с явно выраженными плоскостями (110) и (100), в особенности в мелких зернах. Часты плеохроичные оболочки; $c : \gamma = 15°$; $\gamma - \alpha = 0.023$. Плагиоклаз от № 40 до № 50, в большинстве случаев обычно не особенно резко идиоморфный. Кроме того, в небольшом количестве и не всегда присутствует микроклин в виде аллотриоморфных зерен, много титанита, апатита, эпидота; иногда присутствует кварц. Титанит обычно сопровождает роговую обманку. Полосатая структура породы обусловлена соответствующим распределением роговой обманки и плагиоклаза.

В амфиболите Яблуновки, ниже Белой Церкви, отдельные зерна роговой обманки достигают 0.5, изредка до 1.5 мм. В отличие от других амфиболитов в нем наряду с зеленой роговой обманкой (с : $\gamma = 15°$; $\gamma - \alpha = 0.021$; $2V = -80°$) и плагиоклазом № 50 присутствует также кварц и биотит. Структура гранобластическая с зернами роговой обманки и плагиоклаза в общем одинаковой степени идиоморфизма.

Химический состав этого амфиболита следующий (в %):

SiO_2 — 59.79	MgO — 4.86
Al_2O_3 — 13.10	CaO — 3.79
Fe_2O_3 — 10.27	$K_2O + Na_2O$ — 8.47

Несколько особняком стоит эпидотово-биотитовый амфиболит, залегающий среди мигматитов в районе с. Городище на р. Роси, выше Белой Церкви. По внешнему виду он сходен с предыдущим, но более мелкозернистый, со слабо выраженной сланцеватой структурой и почти полным отсутствием полосатой структуры. Состоит из зеленой роговой обманки (с : $\gamma = 15°$; $\gamma - \alpha = 0.021$), плагиоклаза, близкого к № 25, и большого количества зерен и аггрегатов мелких зернышек желтого эпидота, резко плеохроичного и ярко поляризующего. Довольно много яйцевидных зерен титанита, иголочек и столбиков апатита. Структура гранобластическая, частично сланцеватая.

Все эти амфиболиты то резко отграничены от мигматитов, то постепенно переходят в них; они обладают в последнем случае неясными неправильными контурами, часто вытянуты по полосатости или сланцеватости мигматитов. Ксенолиты их находятся значительно реже, чем ксенолиты гнейсов, широко распространенных в районе Бук на Горном Тикиче, Умани, Тальянке, и в ряде других мест по рр. Горному и Гнилому Тикачу, но почти всегда с неясными контурами. Встречаются по всем признакам по краям инъицированной области: около краев интрудированных гранитных масс, преобразованных в мигматит, наблюдаются обломки тех же пород — гнейсов и амфиболитов — в виде эруптивных брекчий, с резко выраженными контурами, или отдельные обломки плавают в виде редких рассеянных ксенолитов среди преобладающей массы гранита (Буки на Горном Тикиче).

Что такого рода эруптивные брекчии существуют на Украине и пользуются более или менее широким распространением, было установлено мной в 1910 г. (68), как указывал и В. Чирвинский (175); на аналогичные явления было обращено внимание А. В. Павловым в районе Приазовского массива в 1912 г. (98), и лишь в 1918 г. на них обратил внимание, после ознакомления с моей работой, Безбородько, который занялся специально деятельным изучением их сперва в Приднепровьи (10, 11), позже в Подолии (11, 13, 14, 27). Подробно и отчетливо исследовал их на юге б. Киевской губ. и прилегающих частях Подолии В. Чирвинский (175), установивший широкое распространение

их по р. Горному · Тикичу, в особенности около Бук и Антоновки, где присутствие указано было впервые мной. Мной они были описаны в районе Лисянки на Гнилом Тикиче, Белой Церкви на р. Роси, В. Чирвинским по р. Соби, Удичу, Уманке, в ряде мест Гнилого Тикича и др. Подводя итоги своим исследованиям над ксенолитами, эруптивными брекчиями и явлениями ассимиляции в районе юга Киевской области и части Подолии, Чирвинский приходит к выводу о возможности выделения отдельных районов преобладанием определенных типов ксенолитов.

1. В обширном районе Собь—Удич—Ботвиновка—Медовка преобладают ксенолиты черных, мелкозернистых, роговообманковых и роговообманково-биотитовых пород (амфиболово-плагиоклазовые гнейсы, амфиболиты, диориты; Тарасенко, 154). Ксенолиты со щелочным полевым шпатом и кварцем здесь отсутствуют, либо играют вполне второстепенную роль. Явления ассимиляции выражены резко (гибридизированные граниты, гранодиориты, диориты).

2. По Бугу, согласно Безбородько, расположен район с ксенолитами, главным образом, черных пироксеновых пород (черный мелкозернистый бескварцевый пироксеново-плагиоклазовый гнейс), которые в сущности относятся к чарнокитовым сланцеватым породам. Изредка здесь встречаются ксенолиты кристаллических известняков с пироксенами, скаполитом, волластонитом и др. Явления ассимиляции резко выражены.

3. В районе Бук, Черной Каменки по р. Горному Тикичу, наряду с роговообманковыми породами присутствуют также ксенолиты из гнейсов—серый среднезернистый биотитовый гнейс и роговообманковый биотитовый буковский гнейс, черный мелкозернистый биотитовый гнейс. Этот район связан с соседним районом по р. Иваньки.

4. Уманьский район в верховьях р. Уманки такой же, как и третий.

5. В районе р. Роськи—Скала, Оратово, Життов, Тележинцы и др. ксенолиты образованы черными амфиболитами и биотитовыми гнейсами одновременно. Здесь особенно интенсивно развита инъекция.

Таким образом, районы, изученные с точки зрения процессов инъекции и ассимиляции Чирвинским, отличаются значительным развитием ксенолитов, сравнительно слабым развитием нормальных мигматитов, т. е. гранитов, ассимилировавших значительные количества включений посторонних веществ, совершенно изменив их состав и рассеяв их составные части в своей массе. Такие породы обычно называются гранито-гнейсами. Такого рода мигматиты широко развиты на всей территории, рассматриваемой нами в данный момент, именно в районе большей части бассейна Роси, Горного и Гнилого Тикича. Нередко эти мигматиты сменяются аплитами, пегматитами, гранитами.

Среди этих мигматитов встречаются породы, которые Тарасенко относил к шлировым образованиям. Однако, тесная связь их с роговообманковыми породами, постепенные переходы от них к этим породам

не подтверждают мнения Тарасенко. Совершенно прав В. Чирвинский, когда он рассматривает эти образования как продукты неполной ассимиляции и гибридизации роговообманковых, вообще посторонних гранитной магме пород.

К таким именно породам следует отнести породы, имеющие большое сходство с биотитовыми диоритами (Погребище) светлосерого цвета, среднезернистые, состоящие из кварца, олигоклаза с небольшой примесью микроклина, и значительной биотита, с которым связан также и мусковит в виде мелких листочков и их аггрегатов. Олигоклаз обычно резко идиоморфный, в результате чего получается гранодиоритовая структура породы. В такой именно породе около Погребища мной встречены были включения биотитовой гнейсовидной мелкозернистой породы, по составу и структуре очень сходной со структурой так называемых фельшпатизированных сланцев французских петрографов, представляющих собой перекристаллизованные глинистые сланцы темного цвета с отдельными многочисленными рассеянными в них кристаллами белого полевого шпата.

Хорошо представлены более или менее мигматизированные биотитово-роговообманковые и роговообманковые диоритовидные породы в районе Пилипче, где они образуют крупные участки среди мигматитов, окрашенных в розовые цвета. Это ксенолиты с полурастворенными краями; эти породы серые, различной крупности зерна, массивные или сланцеватые, с характерными порфировидными вкрапленниками полевого шпата. Состоят, главным образом, из идиоморфных зерен олигоклаза, небольшого количества микроклина, кварца и значительного—роговой обманки и биотита, часто играющего вполне подчиненную роль; много титанита то мелкими яйцевидными, то крупными зернами с кристаллическими очертаниями. Много апатита. Для аналогичных пород приводится химический анализ у В. Чирвинского (175). Они встречаются в районе бассейна Роси на всей его площади.

Таким образом, по существу сплошная площадь мигматитов всех возможных типов широко развита, начиная от долины р. Ирпеня на севере, далее на юге во всем бассейне р. Роси, части бассейна р. Соби с Горным и Гнилым Тикичем, причем всюду проявляется резко выраженная ассимиляция докембрийских метаморфизованных пород, осадочных пород, в самых различных стадиях. Наблюдается то зачаточная ассимиляция этих пород (агматиты, артериты, эруптивные брекчии), то ассимиляция с почти полным исчезновением следов ассимилированных пород, через небулиты до гибридизированных гранитов, причем часто получаются пламенные небулиты с извилистыми неясными очертаниями выклинивающихся полос разнообразных размеров со следами ассимилированных гнейсов, амфиболитов и других пород.

Характерно то, что на всей этой территории, за исключением западных окраин территории, ксенолиты представлены биотитовыми гней-

сами, иногда фельдшпатизированы сланцами, диоритовидными и иными роговообманковыми породами, амфиболитами различного состава и структуры, но совершенно отсутствуют или по крайней мере до сих пор не найдены ксенолиты известняков.

В отношении происхождения ксенолитов нет разногласия между мной, В. Чирвинским и Безбородько, поскольку это касается известняков, биотитовых и роговообманковых пород.

Что касается глинистых сланцев, то мной при исследовании пород данной территории установлено, что эти породы, как таковые, здесь отсутствуют; присутствуют только в значительной степени метаморфизованные продукты их в виде ясно кристаллического строения, как крайний тип фельдшпатизированных сланцев.

Те породы, которые Безбородько, по недоразумению, отнес к глинистым сланцам, никакого решительно отношения к сланцам не имеют. Безбородько принял за глинистые сланцы породы плотные, действительно сходные на первый взгляд с глинистыми сланцами, на самом деле милониты, полученные при милонитизации биотитово-гиперстеновых гранитов, причем в самых тонко милонитизированных породах такого рода при внимательном рассмотрении шлифов можно видеть присутствие мельчайших обломков того же гиперстена. К сожалению, сперва отказавшись от своего ошибочного взгляда, впервые высказанного им на съезде геологов в Киеве и опровергнутых мной и В. Чирвинским, он снова повторяет его в 1931 г. (22).

2. Граниты

Несколько иначе обстоит дело с теми гранитами, которые вызвали все стадии процессов мигматизации данного огромного района.

Безбородько называет их днепровским типом гранита, красноватым и аплитовидным, В. Чирвинский говорит об активной магме, которая дала розовый биотитовый гранит. В другом месте В. Чирвинский говорит об активной магме в виде розового или красноватого аплитовидного биотитового гранита, т. е. соглашается с Безбородько. К такому же граниту он относит и уманьский гранит, называемый им „розовый среднезернистый гранит, Умань".

Исследования мои в районе бассейна р. Роси, по преимуществу, также по течению рр. Горного и Гнилого Тикича показали, что, как в сущности указывает и В. Чирвинский, очень трудно решать вопрос о том, какой именно гранит вызвал процессы мигматизации. Процесс этот ушел слишком далеко, чтобы в данное время можно было бы судить о том, какой из гранитов был первоисточником этого процесса. Однако, можно выразить сомнение в том, чтобы именно аплитовидные граниты могли существовать в таких крупных массах, чтобы вызывать мигматизацию, в частности ассимиляцию, на колоссальных пространствах, начиная от Ириеня и кончая местностями, близко расположенными

к Азовскому морю, местами захватывая почти всю ширину кристаллической полосы.

Изучение такого же района средней части Днепровско-Бугского массива показало мне, что на его территории, кроме аплитовидных гранитов, имеется также и ряд других гранитов; один из этих гранитов Безбородько выделяет под названием богуславского гранита, так как он развит около Богуслава на р. Роси. Этот гранит по моим данным занимает сравнительно небольшую площадь; его выходы начинаются в районе, расположенном несколько выше Богуслава, между ним и Белой Церковью, последние южные выходы его доходят до с. Дешки, т. е. прослеживаются на расстоянии 30 км. Гранит биотитовый, порфировидный, серый, с вкрапленниками микроклина несколько меньших размеров, чем в коростышевском граните (1—2 см). Вкрапленники микроклина располагаются частью флюидально, поэтому Безбородько относит их к своему типу флюксогранитов. Около Прус и Лютарей наблюдается контакт его с гнейсами и образование мигматитов. В то же время сам гранит, согласно моим наблюдениям, прорезывается аплитовидными гранитами и пегматитами около хутора Половцев и в других местах.

На юго-восток и северо-запад этот гранит сменяется мигматитами. Что те биотитовые граниты, которые выступают к северу от области мигматизации, не являются первоисточниками мигматизации, видно потому, что в области мигматизации средней части Днепровско-Бугского массива мигматиты прорезываются в ряде мест небольшими массивами биотитовых гранитов, тождественными с гранитами типа коростышевского, антоновского и др. К числу этих же гранитов относятся граниты, выступающие небольшими массами по р. Роси, выше Белой Церкви, около с. Пилипче, где гранит не отличим от коростышевского; здесь же присутствуют разновидности без вкрапленников антоновского типа гранита, мелко- и среднезернистые, в структурном и минералогическом отношении неотличимые от гранитов этого типа. Характерно то, что и тут, как и в типичном граните окрестностей Коростышева, присутствует наряду с биотитом мусковит, часто в параллельном срастании с биотитом, но в количестве меньшем, чем биотит. Граниты, обычно массивные, почти не затронуты процессами динамометаморфизма. В них иногда попадаются ксенолиты, почти нерастворенные, иногда обогащенные биотитом. Те же граниты образуют небольшие массивы в окрестностях с. Фесюры, выше Пилипче, в с. Глебичке и в ряде других мест.

В ряде мест выступают также сплошные массы гранитов антоновского типа. Кроме указанного выше выхода его около Пилипче, небольшой резко ограниченный массив его имеется в с. Голубятино на р. Ростовице, левом притоке Роси, тотчас ниже м. Паволочи около линии железной дороги Попельня—Сквира (подъездной путь), тотчас же к востоку от нее. Порода несколько более крупнозерниста, чем типичный

гранит Антоновки, но обладает тем же составом и структурой; она очень близка к той разновидности того же гранита, который выступает на горе Соколовой у Житомира и где он разрабатывается как ценный материал для брусчатки. Совершенно отчетливо выступает его более юный возраст, чем у мигматитов.

Аналогичные граниты выступают также в районе с. Буки на той же р. Ростовице, неясно отграниченные от мигматитов благодаря процессам выветривания. Они же выходят около с. Матюши, между Матюшами и Шамраевкой по той же речке, где их можно проследить на расстоянии до 200 м, и где они вскрыты каменоломнями. В Фесюрах они образуют дейку среди мигматитов.

Все эти граниты обладают таким же составом и структурой, как и антоновский тип гранита около Марьяновки на р. Тетереве или Антоновки на р. Горном Тикиче.

Особенно крупный массив гранита антоновского типа находится в районе Горного Тикача между Антоновкой и Буками на юге Киевской области. Здесь выступает мелкозернистый серый биотитовый гранит, несколько более мелкозернистый, чем граниты Соколовой горы у Житомира, того же состава и вида, как гранит Марьяновки на р. Тетереве. Характерно присутствие в нем ксенолитов, на что указано было мной (68), причем мной обнаружено присутствие ксенолитов, содержащих в одних случаях биотит, в других—роговую обманку. Более подродно описаны и изображены они В. Чирвинским (175).

Таким образом, тот гранит, который вызывает мигматизацию, не относится к этим серым биотитовым гранатам типа коростышевского и антоновского типа, сравнительно более юного возраста. Эти серые биотитовые граниты часто содержат небольшие количества ксенолитов, однако эти ксенолиты в них подвергаются сравнительно слабым процессам ассимиляции. Наоборот, тот гипотетический гранит, который вызвал мигматизацию, подверг эти ксенолиты полной ассимиляции в ряде случаев, что связано между прочим и со значительно большей глубиной процесса ассимиляции, чем для серых гранитов. Возможно, что таким гранитом был гранит, близкий по характеру своему к уманьскому типу, но пока нет возможности говорить об этом, так как уманьский тип гранита почти совершенно не изучен и во всяком случае не описан сколько-нибудь подробно.

Изучение ксенолитообразования и процессов ассимиляции несомненно имеет большое значение, так как по ним возможно восстанавливать до известной степени характер тех пород, которые имелись до начала процессов мигматитообразования в данных частях земной коры. Совершенно прав В. Чирвинский, когда он говорит относительно того, что можно поставить в связь образование ряда ксенолитов из мелкозернистых роговообманковых или биотитово-роговообманковых диоритовидных пород с большим содержанием фемических минералов—по класси-

фикации Грубенмана амфиболо-плагиоклазовых гнейсов—с осадочными породами, и что в пользу этого говорит также присутствие ксенолитов из кристаллических известняков с контактными минералами, например, ксенолитов, найденных им около Медовки в верхней части течения р. Роси (западная окраина бассейна р. Роси); эти породы вряд ли в ряде случаев представляют собой продукты преобразования основных изверженных пород.

При таких условиях естественно может быть выражено сомнение в том, что те породы, которые финляндские петрографы относят к метабазитам, как продуктам метаморфизации основных пород, вполне правильно отнесены к ним. Вполне возможно, что если не все, то часть этих пород, также и Фенноскандии, может быть отнесена к продуктам метаморфизации осадочных пород. Следует, однако, отметить, что в метабазитах Финляндии плагиоклаз более основной (№№ 40—50), чем в украинских аналогичных породах.

Следует обратить внимание на то, что весь район развития в данной части Украины мигматитов отличается почти полным отсутствием признаков металлоносности, и лишь крайне редко, например, в районе Кривого Колена на р. Горном Тикиче, южнее ст. Тальеом, мной были встреченые небольшие прожилки медного колчедана и пестрой медной руды.

Судя по данным химических анализов и по условиям нахождения гранита района Умани, согласно В. Чирвинскому (175, стр. 117), ассимилировавшего огромное количество более древних пород, среди которых находятся ксенолиты черных роговообманковых пород, и по содержанию кремнекислоты, от 48.5 до 55.7%, чистый гранит почти не

Таблица 4

	1	2	3		1	2	3
SiO_2	73.01	66.44	60.61	S	79.56	72.45	67.46
Al_2O_3	14.86	16.86	19.54	a	11.9	7.5	4.7
Fe_2O_3	1.45	1.82	2.31	c	4.7	4.6	5.3
FeO	0.58	2.50	4.13	f	3.4	7.9	10.0
MgO	0.33	1.80	2.02	SiO_2	1.02	1.48	1.33
CaO	2.25	4.13	4.92	$\overline{RO}$	7.19	6.53	4.93
Na_2O	3.53	4.24	3.88	$R_2O : RO$	1.18	—	—
K_2O	4.13	2.70	2.04	α	3.92	2.91	2.28
H_2O	0.42	0.75	0.73				

1. Розовый среднезернистый гранит Умани. 2. Биотитовый гранодиорит Дашева. 3. Среднезернистый кварцево-биотитовый диорит Жаданы.

сохраняется; из гранита уманьского типа в результате ассимиляции, надо думать также и диференциации, образуются отдельные типы горных пород.

Безбородько в ряде своих работ, в особенности первых двух, 1912 г. (10) и 1918 г. (11), охарактеризовал с химической точки зрения полосы и отдельные части продуктов ассимиляции и инъекции в ряде мигматитов соседней части Украинской кристаллической полосы. Данные химического анализа приводятся ниже: здесь же приведены также и данные, относящиеся и к южной части Днепровско-Бугского массива.

3. Рапакиви

В средней части восточной половины Днепровско-Бугского массива развит ряд массивов рапакиви, совершенно обособленных от других пород, прорезывающих все остальные горные породы, развитые в данном районе, и в то же время почти совершенно не содержащих ксенолитов, что характерно для них. Они же не выделяют в окружающие породы также и жил, за крайне редкими исключениями.

Для этих пород так же, как и для северной части того же массива, характерно то, что они географически, по всем признакам и генетически, теснейшим образом связаны с областями развития габбро-норитовых пород.

Область развития рапакиви может быть здесь разделена территориально на две части. В северной части имеется крупный и сплошной массив рапакиви, развитый по берегам р. Роси, начиная от местности, находящейся у с. Яблуновки ниже Белой Церкви и до местности, находящейся у Набутова ниже Коруни там, где Рось поворачивает почти под прямым углом к Днепру, огибая область каневской дислокации. Рапакиви этого района, названный мной каневским типом рапакиви, отличается крупными овоидами и зеленовато-серой темной окраской

Прослеживается он по выходам на расстоянии до 22 км, при ширине выходов его до 10 км. На юге у Лиственной он ограничивается на западе выходами мигматитов.

Тот же крупный рапакиви каневского типа выступает также несколько далее к юго-востоку, у Млеева, к западу от г. Черкассы на р. Ольшанке. Разделенный водоразделом от Каневского массива он по всем признакам представляет собой продолжение последнего еще на расстояние до 10 км к юго-востоку.

В довольно крупных массивах рапакиви выступает в районе, прилегающем к Городищу-Воронцовскому на берегах той же р. Ольшанки, где он отличается от каневского типа меньшими размерами овоидов и почти черной окраской. Он прослеживается на протяжении около 0.5 км. На север, запад и восток этот массив рапакиви черкасского типа уходит под осадочные породы; на юге он сменяется областью

Таблица 5

	1	2	3	4[1]	5	6[2]	7[3]	8	9	10	11	12	13
SiO_2	67.50	75.09	72.10	68.84	73.88	77.84	69.17	72.44	73.80	62.76	74.60	71.59	67.78
TiO_2	0.17	0.15	0.16	0.64	0.09	0.18	0.42	0.16	0.20	0.72	0.15	0.25	0.43
Al_2O_3	17.44	12.64	13.62	12.55	16.08	10.73	13.78	12.31	15.31	21.29	11.87	15.19	17.38
Fe_2O_3	1.08	1.07	0.63	1.88	0.16	0.69	1.93	3.88	0.62	0.35	0.55	1.16	1.63
FeO	1.94	0.88	1.14	0.65	0.72	1.71	2.52	0.81	1.44	3.51	0.90	1.80	2.52
MgO	0.58	0.39	0.42	2.57	0.55	0.80	1.01	0.27	0.29	1.69	0.19	0.89	1.64
CaO	4.84	1.13	4.12	2.17	0.92	2.58	3.27	1.59	2.28	5.16	1.36	3.15	1.74
Na_2O	5.15	3.87	4.96	2.34	1.60	3.61	5.39	3.63	3.80	1.84	3.56	4.05	3.04
K_2O	1.18	4.82	2.62	1.59	6.61	0.89	1.35	4.31	1.27	1.36	5.25	1.26	2.55
H_2O	0.34	0.46	0.12	0.42	0.40	0.78	0.72	0.85	0.83	0.59	0.22	0.37	0.84
Кварц (Q)	—	—	—	40.34	37.38	46.92	44.36	30.99	44.36	39.26	30.69	37.45	40.06
Ортоклаз (Or)	—	—	—	3.09	33.89	1.04	2.77	23.39	2.77	0.00	29.69	2.73	7.56
Альбит (Ab)	—	—	—	19.49	13.22	30.90	32.46	30.35	32.46	16.44	30.04	34.82	27.31
Анортит (An)	—	—	—	9.98	4.28	12.76	11.10	7.72	11.10	27.25	6.70	15.66	8.65
Ab+An+Or	—	—	—	32.56	51.99	44.70	46.33	61.46	46.33	43.69	66.48	53.21	43.52
Биотит	—	—	—	11.92	11.23	8.38	9.31	4.08	9.31	—	—	—	—
Гранат	—	—	—	14.44	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ильменит	—	—	—	0.74	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—	—	—	—
Бурый железняк	—	—	—	—	—	—	—	3.40	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17.05	2.88	19.34	16.42

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO_2	74.67	78.90	74.62	73.98	60.79	64.62	74.38	60.83	72.90	75.04	72.16	75.83	76.87	74.94	65.15	75.17
TiO_2	0.09	0.04	0.15	0.18	0.54	0.46	0.18	0.60	0.17	0.11	0.23	0.26	0.05	0.17	0.18	сл.
Al_2O_3	16.35	10.79	15.17	14.47	19.26	18.04	12.99	18.37	13.96	13.48	13.12	12.88	0.33	13.54	13.50	13.61
Fe_2O_3	0.13	0.73	0.73	0.40	1.47	1.32	1.05	2.06	1.13	1.00	0.74	1.26	0.63	1.19	3.13	0.48
FeO	0.45	0.54	0.81	0.88	3.34	3.04	0.54	3.33	0.99	0.63	1.24	1.26	0.38	0.40	0.97	0.73
MgO	0.26	0.25	0.52	0.45	1.65	1.10	0.45	2.85	0.49	0.99	1.12	0.53	0.35	0.48	1.53	0.28
CaO	1.41	2.98	2.24	1.35	1.58	3.73	0.77	6.53	2.31	0.91	3.47	2.66	3.15	1.20	0.87	0.63
Na_2O	1.02	4.45	4.80	3.52	7.70	4.68	3.11	3.74	4.18	2.65	6.24	4.98	4.75	3.32	1.42	3.28
K_2O	5.13	0.54	1.37	5.81	1.68	1.47	5.82	0.95	2.99	5.30	1.00	0.81	0.71	4.74	1.48	5.66
H_2O	0.46	0.28	0.22	0.43	1.18	0.49	0.42	0.63	0.43	0.35	0.56	0.31	0.58	0.50	0.82	0.67
Кварц (Q)	48.62	44.00	37.15	27.58	6.83	24.03	32.13	8.92	32.46	36.38	23.43	37.88	39.23	32.97	—	30.42
Ортоклаз (Or)	30.74	1.76	5.39	30.42	1.92	5.09	31.18	1.12	16.27	23.62	0	1.96	2.28	27.90	—	34.54
Альбит (Ab)	9.10	37.17	40.98	28.93	67.74	41.20	26.20	31.47	35.73	11.42	49.73	41.79	39.64	29.84	—	29.04
Анортит (An)	7.34	14.54	11.07	6.40	7.53	19.01	3.66	16.67	11.45	4.00	15.05	12.96	15.30	5.54	—	3.25
Ab+An+Or	47.18	53.47	57.44	67.71	77.19	65.30	61.04	49.26	62.45	49.04	65.68	56.70	57.24	63.38	—	66.83
Биотит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранат	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ильменит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Бурый железняк	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bi	4.20	2.53	5.41	6.67	15.98	10.67	6.83	8.46	35.00	14.58	10.89	5.42	3.55	4.26	—	2.75

1. Темносерый гнейс, Башмачки. 2. Розовый гранит окрестностей Александрии. 3. Смешанные породы у пристани Каменка. 4. Темносерый гнейс Райгорода, с гранатом. 5. Розовый гранит, оттуда же. 6. Смешанная порода, оттуда же. 7. Биотитовый гнейс, Кременчуг. 8. Розовый гранит, оттуда же. 9. Смешанная порода, оттуда же (17). 10. Биотитовый гнейс, Тахтайки ниже Кременчуга, без микроклина. 11. Розовый гранит, оттуда же. 12. Смешанная порода, оттуда же. 13. Биотитовый гнейс, Игнатьевка (около Ново-Александрии). 14. Розовый гранит, оттуда же. 15. Смешанная порода, оттуда же. 16. Смешанная порода, Новогеоргиевск. 17. Розовый гранит, оттуда же. 18. Мелкозернистый гнейс, Протопоповка (11). 19. Биотитовый гнейс, Редутский хутор. 20. Смешанная порода, Днепропетровск. 21. Порода из каменоломни между Чаплями и Игренью. 22. Темносерый розовообманковый гнейс с гранатом, пороги Старые Кайдаки. 23. Розовый гранит Будиловского порога. 24. Биотитовый гнейс, Кичкас. 25. Жильный мелкозернистый гранит, там же. 26. Смешанная порода окрестностей Никополя. 27. Биотитовый гранит без ксенолитов, у Сикандр, Чигирин. 28. Биотитовый гранатовый ксенолит, оттуда же. 29. Биотитовый гранит, Стецовка у Чигирина.

[1] Получается несоответствие состава модального плагиоклаза для анализа 4 (№ 20) и нормативного (№ 35).

[2] В анализе 6 вычисленный плагиоклаз слишком основной, что связано с тем, что CaO не был включен в пересчет граната.

[3] В породе 7 присутствует роговая обманка.

развития гранитов и габбро-норитовых пород. Для этого рапакиви характерна прекрасно выраженная параллелепипедальная отдельность.

Кроме того, ряд выходов рапакиви и пород, близких к нему, установлен Тарасенко (149) в районе рр. Ташлыка и Смелянки и В. Чирвинским в районе с. Устиновки далее к югу (171).

Каневский массив рапакиви. В составе Каневского массива рапакиви, развитого по р. Роси, можно различить два типа, нормальный и основной; второй отличается большим содержанием фемических минералов. Особняком стоит аплитовый рапакиви, выступающий в контакте с мигматитами (Лиственная, Яблуновка) и красный рапакиви (Карашин тотчас ниже Корсуни).

Нормальный рапакиви состоит из крупных овоидов микроклина рассеянных в большом количестве в среднезернистой до крупнозернистой массе породы. Овоиды достигают 2—3 см в поперечнике, иногда до 4—5 см, редко больше.

Ядро овоида всегда состоит из микроклина, окрашенного в серовато-зеленоватый цвет, иногда красноватый, причем можно заметить присутствие плоскостей (010), (001), (101), (110), с округленными углами между ними. Оболочки образованы яркозеленым плагиоклазом, иногда и серовато-зеленым; лишь редко наблюдаются плагиоклазовые кольца внутри овоидов наподобие того, что наблюдается в Радомысльском массиве. Обычно овойды состоят из одного кристалла, реже попадаются карлсбадские двойники. Распределение овоидов равномерное.

Основная масса состоит из аллотриоморфных, частью и идиоморфных, зерен кварца, аллотриоморфного микроклина; гранулитовые зерна кварца включены обычно в изобилии в краевых зонах овоидов микроклина, угасают обычно группами. Волнистое угасание отсутствует.

Весь калиевый полевой шпат принадлежит микроклину аналогично тому, что имеет место и в рапакиви Фенноскандии, где при изучении рапакиви из ряда мест этой области мной установлено присутствие не ортоклаза, а микроклина в рапакиви Выборга, Ништадта, Аландских островов, Роде и других.

Показатели преломления микроклина по моим измерениям:

$$\gamma = 1.5261;\ \beta = 1.5230;\ \alpha = 1.5190;\ \gamma - \alpha = 0.071$$

(комп. Бабине); $\gamma - \beta = 0.0331;\ \beta - \alpha = 0.0440,$

откуда

$$2V = -82°31'\ \text{(по Розенбушу—}76°29'\text{)}$$

$$2V = -83°\ \text{(измерены по методу Бекке).}$$

Микроклин содержит много пертитовых и микропертитовых вростков; относительное количество промежутков, занятых микроклином (a) и пертитом (b) $T = a : b = 3.2 : 1$.

Химический состав микроклина по данным химического анализа (в %):

SiO_2	— 65.82	Na_2O	— 3.34
Al_2O_3	— 18.65	K_2O	— 10.82
CaO	— 0.92		

Плагиоклаз, входящий в состав рапакиви в количестве до 43%, резко идиоморфен по отношению к микроклину, кварц нередко образует в нем гранулитовые включения. Состав его непостоянный в связи с резко выраженной зонарной структурой; обычно он близок к № 30, в центральных частях зерен—к № 40, в наружных оболочках иногда до № 18. Иногда наблюдается также полизонарная структура плагиоклаза: олигоклаз, кислый олигоклаз, андезин, олигоклаз, олигоклаз-альбит.

В большом количестве присутствует мирмекит; состав мирмекита находится в связи с содержанием кремнекислоты в соприкасающемся плагиоклазе: близ андезина индекс i равен 1.7—2.0, в кислом олигоклазе—4—4.2. Биотита не особенно много, обычно крупными, до 0.5 мм и более, коричневыми листочками; $\gamma - \alpha = 0.045$, одноосный. Часты плеохроичные оболочки. Иногда переходит в зеленоватый хлорит с $\gamma - \alpha = 0.005$ и менее; $2V = 10 - 15°$.

Зеленая роговая обманка такого же типа, как и в радомысльском рапакиви. Она частью сплошная, частью с микропойкилитовыми вростками кварца, делающими ее скелетной. $c : \gamma = 20°$; $\gamma - \alpha$ иногда до 0.023; $2V = -47°$ (непосредственно измерен). Сходна с гастальдитом, от которого, однако, отличается большим углом угасания.

Киевит того же типа, как и в радомысльском рапакиви, играет подчиненную роль, образуя и тут частью сплошные кристаллы, частью игольчатые радиально лучистые аггрегаты. Всегда в параллельном срастании с зеленой роговой обманкой.

$\gamma = 1.710$; $\alpha = 1.665$; $\gamma - \alpha = 0.045$; $2V$ близко к $-80°$.

Моноклинный пироксен образует немногочисленные крупные неправильные зерна, часто окруженные зеленой роговой обманкой.

$\gamma = 1.74$; $\alpha = 1.72$; $\gamma - \alpha = 0.024$; $c : \gamma = 38 - 40°$; $2V = +57°$,

т. е. он близок к салиту. Иногда в нем, как и в зеленой роговой обманке и киевите, наблюдается микропойкилитовая структура.

Постоянной составной частью является оливин, близкий по своим оптическим свойствам к гортонолиту. Обычно окружен зеленой роговой обманкой, частью также моноклиническим пироксеном. Часто переходит в иддингсит с выделением бурых окислов железа.

В небольшом количестве присутствуют мелкие листочки и чешуйки мусковита, неправильные зерна плавикового шпата и другие второстепенные минералы—апатит, циркон, рутил, цоизит, турмалин, титанит, гранат, магнетит, ильменит, изредка по трещинкам кальцит.

Основной рапакиви образует неправильной формы участки и полосы в нормальном рапакиви, окрашенные в более темные цвета, чем последний, в связи с несколько большим содержанием фемических составных частей. Основная масса его обычно несколько более мелкозерниста, чем нормального рапакиви, овоиды также несколько меньших размеров, чем в нормальном рапакиви—1.5—2.0 см; плагиоклазовые оболочки по большей части отсутствуют; в основной массе среди фемических минералов преобладает зеленая роговая обманка и киевит. Состав плагиоклаза колеблется между № 20 и № 35. Химический анализ приведен на стр. 51.

Фиг. 8. Рапакиви на р. Роси, Корсунь (Киевск. обл.).

Остальные разновидности рапакиви Корсунского массива—красный и аплитовый—мало характерны. Первый отличается красноватым цветом при том же составе и структуре породы, как и нормального типа; он почти не отличим от выборгского типа рапакиви. Играет вполне второстепенную роль, образуя более или менее крупные участки в районе Карашина тотчас ниже Корсуни на обоих берегах р. Роси.

Аплитовый рапакиви, выступающий на окраине массива в контакте с мигматитами (Яблуновка, Петрушки, Арбузин), отличается крупными овоидами микроклина с оболочками из плагиоклаза и в то же время очень малым содержанием фемических минералов—зеленой роговой обманки и биотита. Состав плагиоклаза обычно между № 20 и № 30.

Иногда среди рапакиви данного массива попадаются неправильной формы, до 1 и более миллиметров в поперечнике, участки, образованные среднезернистым, равнозернистым, зеленовато-серым гранитом, в котором фемический минерал представлен только роговой обманкой, тождественной с той, которая присутствует в рапакиви (Карашин). К нему близок выступающий в том же районе гранит-порфир, отличаю-

щийся от предыдущей породы тем, что он образован мелкозернистой основной массой, в которой присутствуют отдельные более или менее крупные вкрапленники, главным образом, микролина; фемические минералы представлены, главным образом, роговой обманкой, внутри зерен которой иногда присутствует оливин. Главный фемический минерал — биотит. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая. Гранит-порфир образует небольшие неясно оконтуренные небольшие участки.

Иногда попадаются участки округлой формы среднезернистого, сероватого, равномернозернистого гранита (химический анализ см. на стр. 51), также ксенолиты с роговиковой структурой в краевых частях массива, полурастворенные и почти полностью ассимилированные рапакиви.

Пегматитовые образования присутствуют только выше Корсуни около Лиственной, где в рапакиви проходит неясных очертаний жила, образованная крупными кристаллами кварца, зеленовато-серого микроклина и зеленоватого плагиоклаза с примесью хлорита в виде иногда ясно кристаллических образований (шестиугольные кристаллы до 2—3 см в поперечнике), частью и сохранившиеся той же формы кристаллы биотита. Зерна микроклина достигают 10—20 см в поперечнике. Типичные пегматиты встречены также в районе Арбузина. Во всяком случае это редкие исключения для массива рапакиви, почти совершенно лишенного пегматитовых образований.

Черкасский массив рапакиви. В окрестностях Городища-Воронцовского б. Черкасского у. на левом берегу р. Ольшанки, частью и на правом, выступают кристаллические породы, представленные мигматитами и розовыми среднезернистыми биотитовыми гранитами. Тотчас ниже Городища выступают отдельными участками, прерывая граниты и мигматиты, габбро-норитовые породы; тут же выступают в нескольких местах, частью в непосредственном контакте с габбро-норитовыми породами, рапакиви и тесно генетически с ними связанные черные граниты. Выше Городища выступают черные рапакиви, которые около Млеева сменяются зеленовато-серыми рапакиви каневского типа. У Городища черные рапакиви черкасского типа переходят местами в черный рапакиви-гранит, среднезернистый и равномернозернистый. Эти граниты настолько на первый взгляд сходны с габбро-норитовыми породами, что часто почти неотличимы друг от друга, и только при ближайшем изучении можно видеть отличие между ними, заключающееся в том, что в габбро-норитовых породах лабрадор образует довольно тонкотабличатые кристаллы, в изломе в виде длинных плиточек, в граните кристаллы микроклина часто образуют широкие и толстые таблицы. В обеих группах пород наблюдается довольно резко выраженное флюидальное строение. Рапакиви и габбро-норитовые породы района Городища и окрестностей его (Вязовки, Хлыстуновки) были описаны детально мной (69), также Тарасенко (142, 149). Мной, кроме рапакиви, описаны были

габбро-норитовые породы данного участка. Тарасенко описал также ряд других пород, выступающих по р. Ольшанке также и за пределами окрестностей Городища, — лабрадориты, амфиболовый габбро-сиенит, габбро-сиенит, габбро-норит у Хлыстуновки, лабрадориты, оливиновые амфиболовые габбро, граниты у хутора Богатского, габбро-сиениты, габбро, оливиновые габбро, нориты, лабрадориты у Вязовки, норит, биотитовый гранит у Вороновки.

Каневский рапакиви выступает у Млеева примерно в 12 км к СВ от Городища на берегу р. Ольшанки, сильно разрушен; там, где порода посвежее, видимы овоиды, 3 — 4 см в поперечнике, зеленовато-серые с зелеными ободками плагиоклаза, с основной массой из почти равных количеств микроклина, олигоклаза и кварца, с примесью роговой обманки, в которой иногда видны отдельные включения в виде совершенно разрушенного оливина.

Нормальный тип черкасского рапакиви выступает в районе самого Городища, главным образом на левом берегу р. Ольшанки. Окраска его черная или буровато-черная, что связано с соответствующей окраской микроклина. По составу и структуре он является типичным рапакиви. Разновидности с темнозеленоватым оттенком очень сходны с рапакиви Симолы в Финляндии, где эти породы содержат ксенолиты диабазовых пород.

Овоиды обычно около 3 см в поперечнике, редко до 5 см, нередко карлсбадские двойники; оболочки плагиоклаза почти незаметны благодаря тому, что окраска плагиоклаза почти неотличима от окраски микроклина. *По большей части эти оболочки прерывистые. Наблюдается* концентрическое расположение гранулитовых зерен кварца и роговой обманки в краевых частях овоидов.

Основная масса состоит в общем из тех же минералов, как и выше охарактеризованных рапакиви каневского типа. Видную роль играет кварц; калиевый полевой шпат представлен микроклином, входящим в состав основной массы в сравнительно незначительном количестве и присутствующим, главным образом, в виде овоидов; в отдельных частях овоидов микроклиновая структура отсутствует, и калиевый полевой шпат обладает угасаниями, характерными для ортоклаза, самые ортоклазовые участки имеют пятнистый характер. Наряду с микроклином присутствует также и изомикроклин. Плагиоклаз обладает составом, близким к № 20 и до № 30; редко заметна слабо выраженная монозонарная структура; плагиоклаз обычно микротиновый, с пузырьками газов и жидкостей, наподобие кварца.

Мирмекита мало, индекс его $i = 1:3.2$.

Довольно много биотита, зеленой роговой обманки обычного для рапакиви типа ($\gamma - \alpha = 0.023$; $c:\gamma = 20°$; $2V = -45°$), также и киевита; оливин почти совершенно разрушен и заменен частью иддингситом, частью бурыми окислами железа; обычно образует неправильной формы

зерна, включенные в роговой обманке. Присутствуют апатит, циркон, ортит (последний в ничтожном количестве), плавиковый шпат, магнетит, ильменит. В одном шлифе наблюдалось присутствие коричневых додекаэдров очень малых размеров граната, сходного с меланитом.

Структура гипидиоморфная, с переходом в гранофировую. Иногда видны признаки микропегматитовой структуры, причем отдельные зерна микроклина прорастают лучисто расходящимися скелетными зернами кварца, совершенно аналогично тому, что наблюдается и в рапакиви о. Роде.

Тот же в общем характер носит и основной порфировидный рапакиви-гранит, главное отличие которого заключается в том, что 1) микроклин образует не овоиды, а окристаллизованные вкрапленники, без плагиоклазовых оболочек, 2) присутствует значительно большее количество фемических минералов, в особенности киевита, 3) биотит играет вполне подчиненную роль, как и кварц, и порода переходит в роговообманковый порфировидный сиенит. При уменьшении содержания кварца состав плагиоклаза приближается к №№ 25—40.

Пироксеновый рапакиви-сиенит, также окрашенный в черный цвет, отличается при наличии микроклиновых овоидов с оболочками из плагиоклаза значительно иным минералогическим составом главной массы. В состав последней входят: ортоклаз с микро- и криптопертитовым прорастанием, табличатый плагиоклаз с многочисленными мелкими столбиками и иголочками бесцветного апатита, одновременно мелких зернышек диаллага, что характерно, согласно Тарасенко, для типичных габбровых пород Украины, в частности для связанных с ними пироксеновых сиенитов Волыни. Плагиоклаз по составу близок к № 40, в центральных частях его зерен достигает состава № 50. В довольно большом количестве присутствует гиперстен в виде неправильных зерен с $\beta = 1.72$; $\gamma - \alpha = 0.011$; $2V = -88°$. В несколько меньшем количестве присутствует диаллаг в виде изометричных зерен с $\beta = 1.7$; $\gamma - \alpha = 0.024$; $c : \gamma = 45°$; $2V = +60°$, с характерной штриховатостью.

Одновременно с этими минералами присутствуют и наиболее характерные для рапакиви минералы—зеленая роговая обманка с $2V = -47°$, окружающей сплошь и рядом зерна гиперстена и диаллага, киевит с обычными свойствами, частью волокнистый, и немногочисленные зерна оливина, вкрапленные в гиперстене и диаллаге, реже в роговой обманке: обычно он в значительной степени разрушен.

Структура обычная для рапакиви—гипидиоморфно-зернистая, в присутствии кварца—частично гранофировая.

Таким образом, в данной породе мы находим тип, в котором сочетаются признаки как габбровых пород, так и пород группы рапакиви; он является переходным звеном между типичными габбро, с которыми он связан основным пироксеновым сиенитом Тарасенко, и типичными рапакиви.

Таблица 6

	1	2	3	4	5
SiO_2	59.24	62.56	76.75	51.06	55.54
TiO	2.50	—	—	—	—
Al_2O_3	14.41	15.96	10.06	22.50	26.11
Fe_2O_3	1.52	5.35	5.12	4.47	1.54
FeO	8.64	2.98	—	5.07	1.40
MgO	1.09	1.85	0.14	1.34	0.63
CaO	4.21	3.81	0.66	8.48	9.54
Na_2O	3.14	3.06	2.48	4.45	5.04
K_2O	3.57	3.85	4.39	1.34	0.11
H_2O	0.41	1.32	0.61	1.34	0.35
S	68.13	68.28	85.03	59.16	62.60
a	3.3	6.8	10.5	4.3	5.3
c	2.0	4.2	8.1	7.0	10.9
f	14.7	4.2	1.4	8.7	3.8
n	5.6	4.4	4.6	8.4	9.9
SiO_2	6.7	5.5	9.8	3.4	1.12
RO	2.1	1.29	1.29	1.33	1.09
α	2.6	2.6	5.2	1.7	1.71
β	45.7	—	18.2	69.0	59.7
$R_2O:RO$	1:2.6	1:1.7	5.8:1	1:3	1:25

1. Амфиболовый норито-сиенит Хлыстуновки, Тарасенко. 2. Пироксеновый гранит (рапакивидный), Хлыстуновка, анал. К. И. Тимофеева. 3. Биотитовый гранит, Хлыстуновка. 4. Богатые пироксеном лабрадориты, Новомиргород (Безбородько). 5. Лабрадорит, Новомиргород.

Амфиболовый норито-сиенит Хлыстуновки, описанный Тарасенко, состоит в сущности из тех же минералов, как и пироксеновый рапакиви-сиенит, именно из ортоклаза или микроклина, плагиоклаза, близкого к лабрадору (максимальный угол симметричного угасания 25°) и небольшого количества кварца; из фемических минералов присутствуют, главным образом, гиперстен и диаллаг, с характерной для габбровых пород штриховатостью, с угасанием $c:\gamma = -40°$; гиперстен и диаллаг взаимно прорастают друг друга. Кроме того, присутствует оливин и роговая обманка с резко выраженным плеохроизмом, повидимому, сходная с той, которая присутствует в рапакиви. Оливин почти всегда обрастает пироксеном или роговой обманкой. Средняя величина зерен 0.5—1.5 мм, попадаются также и очень мелкозернистые участки. Распределение минералов крайне неравномерное. Структура породы гипидиоморфнозернистая. В сущности порода отличается от пироксенового рапакиви-сиенита только отсутствием вкрапленников и овоидов калиевого полевого шпата.

Габбро-сиенит, описанный Тарасенко, состоит из микроклина или ортоклаза, плагиоклаза (ближе не определенного), и небольшого количества кварца, находящегося частью в микропегматитовом прорастании с калиевым полевым шпатом. Фемические минералы представлены, главным образом, диаллагом, гиперстеном, зеленой роговой обманкой и оливином; роговая обманка обычно образует оболочки вокруг зерен оливина. Отличается от предыдущей породы, главным образом, большим содержанием фемических минералов и в особенности диаллага.

Очень близко к последней породе стоит роговообманковый габбронорит Городища; черная мелкозернистая порода, состоящая, главным образом, из табличатых кристаллов лабрадора состава № 55, очень небольшого количества ортоклаза в виде неправильных зерен, выполняющих остающиеся промежутки, и малого количества мелких кварцевых зерен. Фемические минералы и тут представлены диаллагом, отличающимся очень малым углом оптических осей, несколько меньшим количеством гиперстена. Довольно много крупных зерен роговой обманки, окрашенной в коричневый цвет с зеленоватым оттенком и плеохроизмом. γ—темнокоричневый; β—зеленовато-коричневый; α—светложелтый; $c : \gamma = 16°$; $\gamma - \alpha = 0.022$; $2V = -80°$.

В очень незначительном количестве присутствует киевит, располагающийся по краям зерен роговой обманки, обычно в виде зерен, резко отграниченных от последней, коричневой роговой обманки. Очень мало биотита, много апатита.

Оливин отсутствует почти полностью. Структура гипидиоморфнозернистая, с характерным присутствием пироксена, по большей части внутри зерен роговой обманки.

Таким образом и здесь мы находим ряд признаков, связывающих эту породу с типичными рапакиви, с некоторыми отличиями в цвете и другими особенностями роговой обманки.

Норит Вороновки также темноокрашенный, мелкозернистый (размеры зерен около 0.18—0.4 мм) состоит, главным образом, из лабрадора и гиперстена. Ортоклаз в очень малом количестве выполняет остающиеся пустоты. Второстепенную роль играет диаллаг, роговая обманка, биотит, титанистый железняк. Степень идиоморфизма лабрадора и гиперстена почти одинакова. Плагиоклаз несколько корродирован в местах соприкосновения его с ортоклазом.

Габбро, состоящее почти исключительно из лабрадора и диаллага (0.1—0.2 мм), содержат лишь небольшое количество гиперстена, роговой обманки и кварца, ортоклаза, титанистого железняка, апатита. Плагиоклаз обычно в виде редко идиоморфных табличатых кристаллов.

Эта порода в тех же обнажениях Вязовки сменяется оливиновым габбро-норитом, отличающимся от предыдущей породы большей крупностью зерна (0.4—0.5 мм) и присутствием наряду с диаллагом

также и гиперстена в равных количествах с диаллагом и довольно большого количества оливина.

Аналогичная крупнозернистая порода, описанная мной, выступает в районе Городища; она окрашена в черный цвет, иногда с зеленоватым оттенком, иногда с порфировидной структурой и с резко выраженным флюидальным сложением. Вкрапленники лабрадора достигают 3 см и более, ограничены плоскостями (010), (001), (101), (201), (110), (110). На плоскостях (010) виден прекрасный отлив зеленого, синего, бронзового цвета, иногда с полизонарной сменой этих окрасок. Состав лабрадора по Тарасенко, описавшего эту же породу, близок к плагиоклазу № 57, в связи с примесью к лабрадору также и некоторого количества ортоклаза, в результате чего получается следующий состав лабрадора с примесью молекул ортоклаза: $Or_1\ Ab_7\ An_{12}$—$Or_1\ Ab_9\ An_{15}$.

Краевые зоны часто состоят из лабрадора № 50. Лабрадор переполнен включениями титанистого железняка до 5 мм длины, присутствуют также мелкие включения из диаллага, гиперстена, частью и зеленой роговой обманки. Очень мало мелких, неправильных зерен ортоклаза, на границе между лабрадором и ортоклазом часто присутствуют мирмекитовые зерна и полоски.

Фемические минералы представлены крупными зернами диаллага до 1 см в поперечнике, гиперстена в несколько меньшем количестве, чем диаллаг. Оливина не особенно много; его крупные, неправильные зерна обладают $\beta = 1.72$; $\gamma - \alpha = 0.040$; $2V = -69°$. Он тождествен с оливином габбро Украины; содержит несколько больше Fe_2SiO_4, чем оливин рапакиви, именно около 52%.

Очень мало темнокоричневой роговой обманки, с плеохроизмом от темнокоричневого до светложелтого. $c:\gamma = 16°$; $2V = -79°$. Присутствует также вторичная волокнистая роговая обманка. $c:\gamma = 18°$; $\gamma - \alpha = 0.020$; $2V = -80°$. Очень мало биотита, много апатита; присутствует также магнитный колчедан, пирит, хромит. Титанистого железняка довольно много, часто крупными скелетными зернами.

Структура типичная габбровая. Наблюдаются иногда микропойкилитовые прорастания плагиоклаза роговой обманки и пироксена кварцем.

Оливиново-пироксеновое габбро Богатского хутора—среднезернистая порода из лабрадора, роговой обманки и оливина, с небольшой примесью диаллага, гиперстена, олигоклаза, кварца, титанистого железняка и апатита.

Наконец в ряде мест присутствует лабрадорит, главным образом, по берегам р. Ольшанки (Городище и окрестности его, Богатский хутор, окрестности Вязовки и др.), обычно крупнозернистый; состоит почти исключительно из лабрадора с небольшой примесью других минералов—гиперстена и диаллага. Нередко диаллаг и гиперстен окружены оболочкой из биотита. Присутствуют небольшие количества оливина и роговой обманки.

В непосредственном контакте с рапакиви в районе Городища выступает также среднезернистый, равномернозернистый, почти совершенно черный гранит, на первый взгляд неотличимый от габбро и рапакиви. Состоит он из кварца, микроклина и плагиоклаза, близкого к № 25 с небольшой примесью темнокоричневого биотита, листочки которого переполнены мелкими плеохроичными оболочками; из второстепенных минералов присутствуют: цикрон, апатит, магнетит, также многочисленные кристаллики турмалина. В контакте с габбро присутствует также в небольшом количестве киевит.

В рапакиви Черкасского массива присутствуют также включения светлосерой роговиковой породы. В состав этой породы входят многочисленные до 1 см в поперечнике кристаллы скелетной роговой обманки, проросшей всеми другими минералами, входящими в состав этой горной породы. Состоит она, главным образом, из мелких зерен ортоклаза и плагиоклаза (№ 38), частью и несколько более кислого, в особенности в краевых частях зерен его и из роговой обманки. Плагиоклаз по отношению к ортоклазу и кварцу резко идиоморфный. Роговая обманка крупными скелетными зернами прорастает, главным образом, полевыми шпатами в виде округлых по большей части зерен; изредка в плагиоклазе наблюдаются кристаллические очертания. Кроме того присутствуют включения апатита, магнетита, титанистого железняка. Роговая обманка темнокоричневая со слабо заметным зеленоватым оттенком, с резко выраженным плеохроизмом от темнокоричневого слабозеленоватого до светложелтого, также иногда со слабозеленоватым оттенком. $c:\gamma = 12-14°$; $\gamma - \alpha = 0.023$; $2V$ близок к—80°. В небольшом количестве примешаны мелкие и крупные листочки биотита от темнокоричневого до почти бесцветного. В огромном количестве присутствуют кристаллики апатита, частью в виде длинностолбчатых игольчатых и волосовидных образований, включенных также в магнетите и титанистом железняке; иногда титанистый железняк, магнетит, циркон. Распределение минералов неравномерное, преобладают то полевые шпаты, то роговая обманка. Там, где преобладают полевые шпаты, структура типичная роговиковая. В тех местах, где порода более крупнозернистая, наблюдается резко выраженная монцонитовая структура в связи с образованием включений кристаллов плагиоклаза в более крупных зернах ортоклаза.

Породы этого же района были изучены и Безбородько (18, 1928), описавшим выходящие породы в работе, которая озаглавлена„ Ст. Цветково Юговосточной ж. д.“, стр. 21 и далее. Судя по характеру изложения, и ссылкам на литературу, Безбородько как-будто не был знаком с литературой по петрографии Украины—ни с моей работой по рапакиви, ни с работами Тарасенко, напечатанными в Записках Киевского общества естествоиспытателей. Он описывает темноцветную породу из Хлыстуновки под названием пироксенового сиенита и отмечает

монцонитовый характер структуры этой породы. Анализ этой породы сделан был К. И. Тимофеевым. Он указывает на состав ее из ортоклаза, плагиоклаза №№ 32—50, пироксена, как в виде диаллага ($2V = +70° — +74°$; $\gamma - \alpha$ 0.024), так и из гиперстена, двух видов роговой обманки—буро-зеленой до светложелтой и темнокоричневой до светложелтой с угасанием $c:\gamma = 20°$; $\gamma - \alpha = 0.026$; отмечает присутствие также бесцветной роговой обманки со значительно более высоким двупреломлением, соответствующей той, которая обозначается мной как киевит.

Отмечается присутствие также мелкозернистой разности с панидиоморфной структурой, благодаря почти равной степени идиоморфизма плагиоклаза (№№ 34—43) и пироксена—диаллага и гиперстена. Диаллаг со свойствами не вполне точными $\gamma - \alpha = 0.029$; $2V =$ от $+27°$ до $+46°$; $c:\gamma = 41°$. Эту породу Безбородько относит к бербахиту—жильному габбро с содержанием небольшого количества кварца.

Безбородько, говоря о присутствии здесь авгитового сиенита с монцонитовым характером, считает возможным отнести эти породы к образованиям монцонитовой магмы, склонной к процессам диференциации. Микроклиновый гранит он считает более юным, чем габбровые породы, исходя из микроскопических наблюдений над изменениями габбровых пород в контакте, причем к контактным изменениям он относит также и замену или „метаморфизацию" пироксенов в роговую обманку.

Биотитовый гранит, широко развитый согласно Тарасенко по р. Шанке, окрашен то в серый, то в розовый цвет, иногда мясокрасный среднезернистый иногда крупнозернистый; состоит из аллотриоморфного кварца, микроклина и в большей или меньшей степени идиоморфного плагиоклаза (основного олигоклаза), с примесью зерен мирмекита. Из описания Тарасенко неясно, имеется ли один тип биотитового гранита или несколько типов его.

Эти же граниты окрестностей Хлыстуновки описал кратко Безбородько (18), указавший на состав их из ортоклаза-пертита, местами переходящего в микроклин, плагиоклаза № 30, малого количества кварца и темнокоричневого биотита с плеохроичными оболочками.

По моим данным здесь главную роль играет один тип розоватых, биотитовых гранитов с довольно отчетливо выраженными явлениями динамометаморфизма, главным образов, в виде волнистого угасания кварца, что в рапакивидных гранитах отсутствует. Эти данные, как и наблюдения над условиями залегания этих пород и их взаимоотношений, говорят в пользу более древнего характера этих гранитов.

Устиновский массив рапакиви. Этот массив был открыт В. Чирвинским (171). Находится он на берегу р. Шпонки к западу от г. Шполы, несколько ниже с. Василькова и прослеживается до с. Устиновки. Частично вскрыт в каменоломнях. Рапакиви зеленовато-серый,

крупноовоидный, частью совершенно свежий. Размер овоидов достигает 2—3 см, иногда и более, в поперечнике; общий характер породы тождественный с каневским рапакиви. Плагиоклазовые оболочки не всегда ясно выражены. Микроскопическое описание породы отсутствует. Характерно то, что тут же выступают также и биотитовые граниты серые, крупнозернистые, образующие отдельные, иногда довольно крупные ксенолиты среди рапакиви. Этот рапакиви вероятнее всего принадлежит к тому же массиву, который является продолжением Каневского и Малинского районов развития каневского рапакиви.

Те же породы типа рапакиви прослеживаются далее на юго-восток от Устиновки, Шполы и Городища в район рр. Сухого и Гнилого Ташлыка, протекающих между линиями железных дорог Цветково—Вапнярка и Кременчуг—Зиновьевск, где они были описаны Тарасенко (стр. 26 и далее).

К рапакиви здесь следует отнести, как указывает и сам Тарасенко, породы, которые были им названы амфиболовым гранофиром; по существу они тождественны с теми амфиболовыми гранофирами, которые были им описаны на Волыни. В районе Гнилого Ташлыка они выступают около Смелянки, по р. Сухому Ташлыку—около с. Матусова, между Матусовым и Куцевской и в с. Куцовка.

Амфиболовый гранофир, выступающий около Смелянки, к юго-западу от Бобринской, обнажен в каменоломне на высоту до 4 м и состоит из ортоклаза, образующего крупные вкрапленники в значительной степени идиоморфные, частью входит в состав основной массы, далее из кварца, находящегося частью в гранофировом, частью в микропегматитовом срастании с ортоклазом; плагиоклаз образует только вкрапленники и совершенно отсутствует в основной массе. Принадлежит олигоклазу более основному, чем олигоклаз выступающих здесь же гранитов. Фемические минералы представлены прежде всего густозеленой роговой обманкой и оливином, вкрапленным внутри зерен роговой обманки в виде неправильных зерен; немного биотита, апатита, циркона, рудных минералов.

Структура породы по Тарасенко близка к структуре кварцевых порфиров с той разницей, что отсутствуют вкрапленники кварца, и в то же время присутствует оливин, сближающий породу с габбро. Присутствие оливина, по моему, совершенно ясно сближает эту породу с габбро-сиенитовыми породами, с одной стороны, судя же по присутствию также и густозеленой роговой обманки и оливина—с типичным рапакиви.

В с. Матусове, выше его, по течению р. Гнилого Ташлыка, также по дороге из Матусова в Куцовку и в самой Куцовке, тотчас к востоку от ст. Сигнаевка, на линии Цветково—Вапнярка около 10 км к югу от ст. Цветково выступают такие же рапакивидные гранофировые граниты, называемые Тарасенко амфиболовыми гранофирами; основ-

ная масса их состоит из аггрегата кварца, микроклина и плагиоклаза, с размером зерен 0.2—0.4 мм, вкрапленники микроклина достигают 4.5 мм, фемический минерал—роговая обманка; основная масса местами гранофировая, местами микропегматитовая. Крупность зерен непостоянная.

К юго-востоку от этого района, километров на 10—15 от них, выступают аналогичные породы—рапакивидные граниты в виде амфиболовых гранофиров Тарасенко около Вербовки, кварцевые порфиры на запад и юго-запад от ст. Каменка на линии Фастов—Знаменка.

Мелкозернистый рапакивидный гранит (амфиболовый гранофир) Вербовки на Сухом Ташлыке очень близок к такой же породе Смелянки. В нем также присутствует оливин; основная масса довольно мелкозернистая (0.2—0.3 мм); вкрапленники около 2 мм.

В 0.5 км от Блондино на той же реке по дороге из с. Вербовки выступает аналогичный кварцевый порфир, по внешнему виду очень сходный с предыдущим, но отличающийся тем, что он состоит почти исключительно из кварца, ортоклаза и плагиоклаза без примеси роговой обманки. Вкрапленники ортоклаза достигают 10 мм в поперечнике. В основной массе здесь также наблюдается микропегматитовое прорастание ортоклаза кварцем.

Можно думать, что здесь имеется продолжение части массива рапакиви, но части значительно быстрее охлажденной, более близкой к поверхности, давшее начало гранофировым и кварцево-порфировым разностям рапакивидных пород.

В то же время около с. Поповки, согласно Тарасенко, присутствует порода, не отличимая от рапакиви Каневского массива.

Отсюда следует чрезвычайное развитие рапакиви в районе бассейна р. Роси и далее на юг, на расстоянии свыше 100 км, что противоречит заявлению Безбородько о малом развитии рапакиви на Украине (24).

Юговосточная часть массива рапакиви или вообще область развития рапакиви ограничена выходами сплошных масс мигматитов в районе верхней части течения Гнилого Тикича на западе, мигматитами и чарнокитовыми породами—на востоке. Неясна распространенность их на восток около Смелы, севернее Смелы и Цветково, так как кристаллические породы уходят под осадочные.

Тесная связь пород типа рапакиви с габбро-норитовыми породами подтверждается также и здесь тем, что одновременно с рапакивидными породами и рапакиви выступают также и габбро-норитовые породы в широком смысле слова.

В районе Терновки вблизи выходов рапакиви имеются также выходы породы, названной Тарасенко норито-сиенитом. Порода мелкозернистая (0.009—0.018 мм). Состоит из ортоклаза, плагиоклаза

(больше, чем ортоклаза) и гиперстена; второстепенные минералы— роговая обманка, биотит, кварц, апатит, титанистый железняк. Гиперстен прорастает моноклинным пироксеном. Иногда наблюдается порфировая структура в связи с присутствием вкрапленников плагиоклаза, порода относится к переходным от габбро-норитовых к рапакивидным.

В районе Смелянки выступает описанный Тарасенко габбро-норитовый порфирит то равномернозернистый, то порфировый, с основной массой, зерна в которой 0.04—0.08 мм в поперечнике, частью с лейстами полевого шпата всего в 0.008 мм длины; вкрапленники достигают размеров до 2—4 см в одних случаях, всего 1 мм в других. Лабрадор и диаллаг образуют вкрапленники. В основной массе, кроме того, присутствует ортоклаз, гиперстен, роговая обманка; последняя, судя по описанию ее Тарасенко, такая же, как и в рапакивидных породах данного района. Пироксен часто окружен оболочкой из роговой обманки. Эта порода, по мнению Тарасенко, близко стоит к волынитам; однако, в действительности она в значительной степени отлична от обычных волынитов уже по содержанию в ней ортоклаза; зато она близко стоит к промежуточным типам рапакиви габбро-норитовой серии.

Характерно для всех изверженных пород данного района то, что они совершенно не проявляют признаков механических деформаций и по всем признакам представляют один общий массив, разделенный выходами других пород более древнего возраста, которые они прорвали; он аналогичен такому же типу рапакиви, габбро-норитовому массиву севера Украины и Волынскому массиву.

Район исследован пока очень мало; Безбородько (18) описал присутствующие в каменоломне окрестностей Новомиргорода габбровидные породы с ирризирующим лабрадором, с пятнами то чистого лабрадорита, то с переходом его в несколько более обогащенные фемическими минералами разности. Тут же имеются гранитные жилы, генетически, по его мнению, связанные с габбро-норитовыми породами; эти жилы он рассматривает как последние остатки, получившиеся из магмы после выделения из нее лабрадора.

Вообще в районе, исследованном Безбородько, габбро-норитовые породы не отличаются значительным разнообразием состава. В более темноокрашенных участках порода состоит из плагиоклаза от андезина до лабрадор-битовнита, пироксен представлен диаллагом, нередко прорастающим пятнами гиперстена; в диаллаге $c:\gamma = 40°$; $\gamma - \alpha = 0.029$; $2V = +56° + 72°$; у гиперстена $\gamma - \alpha = 0.014$; $2V = -56°$. Пироксены играют роль промежуточной массы.

Более светлые участки состоят из тех же минералов, но плагиоклаз более кислый (андезин до лабрадора), пироксена меньше, присутствует кварц; на присутствие калиевого полевого шпата указаний у Безбородько не имеется.

Гранитные „отжимки" Безбородько состоят из ортоклаза, богатого идиоморфными включениями плагиоклаза от олигоклаза до андезина, в то время как плагиоклаз, входящий в состав породы—олигоклаз, альбит-олигоклаз. Кварц иногда преобладает над другими составными частями породы. Размеры зерен разнообразны от 5—16 мм в одних участках, до 0.5—2 мм в других. Структура то пегматитовидная, то гипидиоморфнозернистая.

Непосредственно в контакте с гранитом лабрадорит сменяется породой, состоящей из плагиоклаза (андезин), ортоклаза, пироксена и зеленой роговой обманки, обрастающей пироксеном; биотита и кварца мало. Порода, по моему, в сущности очень близка к рапакивидному пироксеновому сиениту. По всем признакам и здесь наблюдается переход от рапакивидных пород к габбро-норитам.

В 9—10 км к ЮЗ от Новомиргорода, около с. Лекаревки на юго-запад от него, Безбородько обнаружил продолжение того же габбро-норитового массива, но породы не пятнистые, с лабрадором, достигающим 2 см длины с ирризацией. Порода состоит, главным образом, из лабрадора № 48 с небольшой примесью гиперстена. Изредка попадаются зерна диаллага. Точно так же в районе в 5 км к ЮВ от Лекаловки и в 2 км от Бирзуловки выступает порода, более близкая к габбро, чем к лабрадориту; от Новомиргорода порода находится на расстоянии около 8 км.

Таким образом, подтверждается широкое распространение массива габбро-норитов и рапакиви на расстоянии свыше 100 км с севера на юг, причем на севере преобладают породы, относящиеся к группе рапакиви, на юге—к габбро-норитовым породам, в средней части имеет место перемежаемость этих пород, а по всей территории северной части Украины с севера на юг: габбро → рапакиви → габбро.

Весь этот район совершенно лишен металлоносности и каких бы то ни было полезных ископаемых, а самые горные породы, развитые на его территории, могут служить только как ценный, частью особенно высокоценный строительный каменный матириал. Особенно ценными являются черные лабрадориты, разрабатывавшиеся до войны в районе Городища; по всем признакам могут иметь большое значение также и ирризирующие лабрадориты Новомиргородского района. Чрезвычайно большой интерес представляют по красоте в полированном виде черные граниты Городища.

4. Чарнокитовые породы

В районе м. Каменки на Тясмине выступают чарнокитовые породы, тождественные с теми, которые развиты в крупных массах в западной части ее. Здесь они прослеживаются вряд ли больше, чем на 1 км по реке (71).

Чарнокитовые породы, выступающие здесь по обоим берегам р. Тясмина, представлены, главным образом, почти черными гиперстеново-биотитовыми гранитами различной зернистости Состоят из кварца, в значительной степени дробленого, большого количества микроклина, частью также и ортоклаза и особенно большого количества плагиоклаза, близкого к № 30. В том случае, когда калиевые полевые шпаты отсутствуют, получаются диориты, в которых состав плагиоклаза приближается к № 35. В плагиоклазе обычно присутствуют мелкие четырехугольные включения калиевого полевого шпата, причем эти включения располагаются рядами. Фемические минералы представлены, главным образом, биотитом, частью также гиперстеном $\beta = 1.70$; $\gamma - \alpha = 0.014—0.015$. Одновременно присутствует также пироксен, по цвету очень сходный с гиперстеном, но отличающийся косым угасанием при отрицательном оптическом характере. Изредка присутствуют зерна граната.

Структура сильно милонитизированная, как и в аналогичных породах, причем дроблены не только кварц, но также и полевые шпаты, а листочки биотита часто распылены.

Тождественные породы описал также и Тарасенко (149), указавший на состав их также из кварца, ортоклаза, олигоклаза, андезина, биотита и гиперстена при значительной степени дробления.

Гранулитовые породы (71). Здесь же около Каменки по берегам р. Тясмина выступают своеобразные горные породы, крайне непостоянного минералогического состава, по своему общему составу и отчасти структуре очень сходные с типичными гранулитами. Все эти породы переполнены мелкими и более крупными кристалликами граната. В связи с разнообразием состава этих пород мной среди них выделены три главные группы—гранулитовые породы ортоклазовые, плагиоклазовые и пироксеновые.

Ортоклазовые породы состоят из гранулитового кварца, микроклина, олигоклаза и граната (0.7—1.0 мм и до 4 мм) при очень малом содержании биотита. Гранат обычно скелетный, частью и сплошными зернами. Порода полосатая со слабо выраженными механическими деформациями.

Плагиоклазовая разность, играющая подчиненную роль, состоит из мелкозернистого аггрегата кварца, плагиоклаза (№ 25) и граната. Структура породы гипидиоморфная, частично переходящая в гранулитовую, в значительной степени динамометаморфическая.

Пироксеновый тип. Полосатая, иногда и почти массивная порода, и тогда переходящая в ортоклазовый тип; состоит из кварца, микроклина, плагиоклаза № 30, биотита в небольшом количестве и гиперстена с гранатом.

При увеличении содержания биотита порода переходит в биотитово-гранатовый гранит, причем по мере увеличения содержания биотита

уменьшается содержание граната вплоть до почти полного исчезновения последнего.

Мигматиты в данном районе также прорываются чарнокитовыми гранитами и диоритами. Они по большей части очень сильно раздроблены и превращены в тонкозернистый очень крепкий аггрегат мелких и мельчайших зерен кварцевых полевых шпатов и биотита; самые породы чрезвычайно крепкие, в то же время хрупкие, слабо сланцеватые и часто с отчетливой псевдопорфировидной структурой, благодаря сохранению в милонитах округло-удлиненных сравнительно крупных зерен полевого шпата.

Аналогичные сильно милонитизированные мигматиты выступают также и по р. Гнилому Тикичу около Звенигородки и Бужанки.

В одной из своих последних работ (25) Безбородько говорит о том, что в верховьях Гнилого Тикича и ниже до Звенигородки развит особый тип гранита, который он называет звенигородским (стр. 183) и который он описывает как серую до темносерой среднезернистую породу, обогащенную биотитом со структурой динамогранита. В туманной форме, характеризуя подробнее этот гранит, Безбородько добавляет: „его петрологическое значение для Украинской кристаллической полосы может быть очень велико, если высказать предположение, что гнейс Приднепровья, который я несколько раз описывал как ортогнейс, можно будет связать с звенигородским типом гранита". Совершенно неясно, как псевдопорфироидная порода—мигматит—может оказаться производной гнейсов, обычно обогащенных биотитом. Следует отметить, что в районе Звенигородки, Неморожа, р. Бужанки, Франковки мной встречались только мигматиты, типичные граниты отсутствуют совершенно. Повидимому, здесь имеет место какое-то недоразумение.

В общем можно сказать, что на всей территории средней части восточной половины Днепровско-Бугского массива развиты почти исключительно мигматиты крайне разнообразного характера, от инъицированных гнейсов, до артеритов, до пород, в которых гнейсы, амфиболиты и другие породы полностью ассимилированы с крайне разнообразным относительным содержанием гнейсовой и гранитной части. Местами видны выходы также и гранитов, главным образом, коростышевского и антоновского типов; в одном месте выступают чарнокитовые породы и своеобразные, вероятно связанные с ними генетически, гранулитовые породы.

Развиты также крупные массы рапакиви и габбро-норитов с постепенными переходами между этими двумя магмами, с преобладанием на севере рапакиви и пород, родственных им, на юге габбро-норитовых пород, частью переходящих в субкрустальные до почти излившихся пород магмы, как рапакиви, так и габбро-норитовой, хотя породы такого рода изучены пока очень мало, и имеются только отрывочные сведения в работах Тарасенко и В. Чирвинского; металлоносность почти

полностью отсутствует за исключением очень малых минералогических накоплений магнетита; точно так же очень мало пегматитов, играющих здесь совершенно второстепенную роль. Лишь местами попадаются граниты, могущие играть роль хороших строительных материалов, как и габбро-норитовые породы. Очень мало изучены черные граниты и лабрадориты, которые могли бы быть по всем признакам широко использованы в строительстве, как и граниты антоновского типа на Ростовице.

5. Дейковые породы

Дейковые породы встречаются в очень ограниченном количестве. Типичными являются два выхода их—у Исачек около Лубен на левом берегу Днепра в области сплошного развития осадочных пород и совершенно независимо от докембрийских пород и в районе совхоза Тахтайки ниже Колеберды, где дейка пересекает мигматиты.

Диабаз Исачек. Диабаз Исачек был изучен рядом геологов и петрографов—Блюмелем, Соломко, Гуровым (36), Морозевичем (90), Армашевским (5) и другими. Особенно полно освещает петрографические особенности диабазов Исачек Морозевич.

Исачковский холм находится у слияния р. Удая с р. Сулой, против с. Исачки, в 17 км от Лубны, к СВ от него, на расстоянии около 100 км от ближайшего выхода кристаллических пород у Кременчуга. В данном районе выступают только четвертичные отложения. Буровая скважина у Миргорода на расстоянии около 40 км к ЮВ от Исачек прошла на глубину свыше 500 м третичные меловые породы и вошла в юрские, не выйдя из осадочных пород.

Согласно Морозевичу здесь имеются две дейки диабаза, мощностью до 40—50 м с северозападным простиранием.

Диабаз представляет собой среднезернистую до тонкозернистой породу, иногда афанитовую, зеленовато-серую, состоящую из таблитатых кристаллов лабрадора № 50, резко идиоморфных, промежутки между которыми выполнены авгитом; второстепенные составные части—магнетит, титанистый железняк, апатит; присутствует много вторичных минералов.

В югозападной дейке в контакте с соседними породами диабаз приобретает более мелкозернистую структуру, причем в афанитовой разности его лабрадор замещается олигоклазом, а состав дейки становится несколько более кислым.

В северовосточной дейке лабрадор полностью заменен олигоклазом, причем авгит изредка образует вкрапленники, одновременно выполняя промежутки между кристаллами плагиоклаза. Основываясь на этом, Морозевич различает здесь два типа диабаза—лабрадоровый диа-

баз (равномернозернистый) и олигоклазовый диабаз (отчасти порфировый).

Авгит по своим свойствам близок к диаллагу; он бесцветный, с : $\gamma = 40$; $2V = +54°$; $\gamma - \alpha = 0.024$; наблюдается тонко-полосатая структура по (100). Характерен химический состав, неодинаковый в обоих типах диабазов.

Характерен состав горных пород, с которыми дейки находятся в контакте. Эти породы частью известняковые, частью обогащенные углекислым кальцием, причем в обломках, сцементированных углекислой известью, присутствуют наряду с лабрадором также и кристаллы авгита и ромбического пироксена, отсутствующего в диабазе дейк; авгит переполнен мелкими зернышками магнетита; присутствуют также эпидот, актинолит, очень много граната, состоящего из смеси 88% гроссуляра, 12% топазолита.

Основываясь на этом фактическом материале, в согласии с мнением, высказанным ранее В. И. Вернадским, Морозевич относит эти образования к продуктам туфовых извержений, частью переработанных водой, но не к продуктам выветривания диабазов.

Дейки образовались в дотретичное время и в олигоценовое время возвышались над дном мелководного бассейна.

Возможно, что здесь каменноугольные отложения приподняты и находятся близко от поверхности земли.

Уралитизированный порфирит Тахтайки (70) прорывает мигматиты в виде дейки на левом берегу Днепра около хутора Тахтайки и с. Переволочного; представляет собой плотную массивную породу черного цвета с зеленоватым оттенком с многочисленными мелкими вкрапленниками белого полевого шпата в виде табличатых кристалликов. Вкрапленники состоят из лабрадора состава № 50, основная масса образована преобладающим плагиоклазом состава, близкого к № 49, и из фемических минералов, представленных продуктами преобразования первичных минералов в уралитовую роговую обманку и хлорит; от авгита сохранились местами только характерные первичные очертания его. Биотита очень мало, он также почти полностью превращен в хлорит. Характерно присутствие большого количества часто скелетных зерен скаполита, выполняющего промежутки между другими минералами.

Химический состав породы очень сходен с составом диабаза Исачек, что в особенности хорошо выступает при сравнении формул, вычисленных по Левинсон-Лессингу.

	RO	SiO	R_2O : RO	α
Олигоклазовый диабаз Исачек	3.4	4.91	1 : 7.3	1.73
Лабрадоровый	3.1	4.59	1 : 10	1.50
Порфирит Тахтайки	3—22	5.13	1 : 11	1.65

Таблица 7

Таблица химических анализов диабазов Исачек и уралитового диабазового порфирита Тахитайки

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	47.63	47.39	43.66	48.13	50.74	57.78	50.23	40.05
TiO_2	0.29	0.32	1.18	—	—	—	0.63	—
Al_2O_3	12.88	13.19	13.73	15.90	17.09	25.89	3.53	19.17
Fe_2O_3	5.42	6.86	3.76	—	—		3.41	3.68
FeO	11.30	8.17	10.70	16.84	18.72	—	10.63	—
MnO	0.18	0.40	0.26	0.22	0.35	0.18	0.10	0.25
MgO	6.15	6.97	6.09	0.96	2.15	0.86	12.27	0.87
CaO	9.62	11.42	9.98	8.90	11.42	6.26	17.44	34.43
Na_2O	3.55	2.62	1.96	1.88	2.86	6.49	1.31	—
K_2O	0.79	0.59	1.01	—	—	1.35	1.25	—
П. при прок.	1.92	1.85	1.27	1.39	1.55	1.61	0.64	0.89
H_2O+	—	—	2.23	—	—	—	—	—
H_2O-	—	—	0.12	—	—	—	—	—
S	сл.	0.32	—	—	0.18	—	—	—
CO_2	—	—	0.25	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	0.38	—	—	—	—	—
Or	47	42	—	—	—	—	—	—
Pl	37	41	—	—	—	—	—	—
Своб. ок. Fe	12	10	—	—	—	—	—	—
Хлорит и др.	4	6	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	1	—	—	—	—	—	—
S	51.8	51.33	54.4	—	—	—	—	—
a	2.0	1.5	1.5	—	—	—	—	—
c	1.8	2.6	3.3	—	—	—	—	—
f	16.2	15.9	15.2	—	—	—	—	—
n	8.7	8.8	7.7	—	—	—	—	—
SiO_2	5.0	4.4	5.31	—	—	—	—	—
RO	3.5	3.06	3.25	—	—	—	—	—
α	1.54	1.47	1.7	—	—	—	—	—
β	90.0	91.0	80.0	—	—	—	—	—
$R_2O:RO$	1 : 73	1 : 10	1:11.16	—	—	—	—	—

1. Диабаз лабрадоровый Исачек, анализ Морозевича. 2. Олигоклазовый диабаз, анализ Морозевича. 3. Уралитизированный диабазовый порфирит Тахтайки, анализ Дитриха. 4. Диабаз Исачек, анализ Блюмеля. 5. Диабаз Исачек, анализ Соломко 6. Плагиоклаз из олигоклазового диабаза Исачек, анализ Морозевича, по составу близок к № 34. 7. Авгит из олигоклазового диабаза Исачек, анализ Морозевича, из смеси 83% метасиликата, 6% силиката Чермака, 9.4% эгирина. 8. Гранат из вулканического туфа Исачек, анализ Морозевича.

С. ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОЙ ПОЛОВИНЫ ДНЕПРОВСКО-БУГСКОГО МАССИВА

Южная часть восточной половины Днепровско-Бугского массива характеризуется, наряду с развитием на ее территории мигматитов с подчиненными им гранитами, также биотитовых, биотитово-роговообманковых, роговообманковых, графитовых и иных гнейсов, причем роговообманковые гнейсы особенно мощно развиты в районе р. Бузувлука. На значительных пространствах в районе, прилегающем в Кривому Рогу и Зиновьевску, развиты биотитовые по преимуществу граниты разнообразного состава и возраста, рассеянные в виде более мелких массивов и в других частях района. В районе Ингульца у с. Петровского и других, также по р. Зеленой и иным, развиты биотитовые сильно инъицированные гнейсы с подчиненными графитовыми гнейсами и кристаллическими известняками тетерево-бугской свиты. В ряде мест выступают гипабиссальные породы, образующие то покровы, то большие дейки. При этом мигматиты преобладают в восточной части области, граниты сменяют их на западе ее. Местами развиты также и габброноритовые породы.

1. Мигматиты

1. Мигматиты носят обычный характер с переходами от инъицированных гнейсов до мигматитов, сильно обогащенных гранитной магмой—гибридизированных гранитов (тениогранитов, Безбородько); они развиты по течению р. Днепра, кроме указанного выше места около Тахтайки, также и выше, начиная от Кременчуга, где в каменоломнях имеются полурастворенные ксенолиты; те же мигматиты развиты и ниже по течению Днепра, включая и область порогов и далее до последних выходов кристаллических пород по р. Днепру. Как примеры можно привести места развития описанных Безбородько мигматитов в районе Райгорода, Новогеоргиевска, Глинска, Келеберды, хут. Редутского, Дориевки, г. Александрии, Днепропетровска, также между Игренью и Чаплями, где имеется крупная каменоломня в мигматитах. В районе порога Старые Кайдаки, между ним и Звонецким порогом, по Гурову, выступает серый биотитовый гранит с ксенолитами биотитового гнейса. Далее, в районе Будиловского порога, с. Башмачки, Игнатьевки, порогов Лишнего, Гадючего, Кичкаса, Хортицы. Химические анализы ряда этих мигматитов, также гнейсов и гранитов, с ними связанных, приведены на стр. 74—75.

Точно так же и в районе левобережной части Приднепровья, к востоку от порогов, в районе верхней части бассейна р. Волчьей и ее притоков, около Синельникова, Просяной, Гайчура, Запорожья и др. и в ряде других мест широко развиты мигматиты с прорезающими их пегматитами, аплитами, гранитами и другими породами.

К сожалению, мигматитовый район нижнего Приднепровья, и в особенности левобережья, до настоящего времени изучен очень слабо.

Между тем уже из предварительных отчетов Ю. Фрейвальд (162—164), производившей петрографические исследования в районе течений рр. Бузулука с Соленой, Каменки, Чертомлика, Подпильной в Никольском районе, становятся совершенно ясны сложность этого района и огромное разнообразие встреченных, но пока детально не описанных горных пород—роговообманковых, биотитово-роговообманковых, биотитовых гнейсов, у Шолохова явно парагнейсов. Все эти породы в различной степени инъецированы, частью очень сильно. Одновременно имеются крупные массивы красного гранита по р. Каменке, в частности около ст. Ток, серые среднезернистые граниты в нижней части течения Чертомлыка, серовато-желтые мелкозернистые граниты между Михайловкой и Чертомлыком, многочисленные дейки диабазов и диоритов.

Из всего того, что сказано выше о мигматитах, совершенно отпадает мнение Пятницкого (109) о лакколитовом залегании гранитов в этой части Украины, как и во всех других частях ее.

Граниты. Пятницкий (стр. 282) говорит о том, что в исследованном им районе он не встретил биотитовых гранитов. Как показали последующие исследования Дубяго, Половинкиной и др., в действительности граниты имеются; суть заключается в том, что Пятницкий относил граниты, встреченные им среди архейских пород, к архейским гранито-гнейсам, которым он не приписывал изверженного происхождения.

Особенно детально в последнее время описаны граниты района Саксагани, от Веселых Тернов на севере до Кривого Рога, т. е. устья р. Саксагани, также и по р. Ингульцу от местности тотчас выше Карачуновки до устья Саксагани.

Согласно Тарасенко (148) гранит района Ингульца и Саксагани отличается полосатой структурой, благодаря параллельному расположению биотита и других составных частей этих пород и частично проявляющемуся динамометаморфизму; местами имеются также переходы этих гранитов в милониты, которые Тарасенко называет гранитовыми динамосланцами. Химические анализы гранитов и милонитов, образовавшихся из них, приведены им на стр. 125.

Среди гранитов Криворожского района Тарасенко различает три типа. Первый нормальный тип биотитового гранита, играющий преобладающую роль, окрашен в серый до темносерого цвета, иногда полосатый, сильно катакластический; состоит из кварца, ортоклаза, олигоклаза и биотита с примесью апатита, циркона, рудных минералов, титанита и турмалина; вторичные минералы—серицит, каолинит, эпидот, хлорит, водные и безводные окислы железа. Согласно позже изучавшей те гранаты Половинкиной (103), калиевый полевой шпат принадлежит

Таблица 8

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	72.58	73.60	74.11	73.47	76.66	69.29	56.29	65.20
TiO_2	—	—	—	—	—	0.34	1.96	0.58
Al_2O_3	14 71	18.33	14.58	14.81	12.82	10.18	12.80	14.55
Fe_2O_3	0.13	1.20	1.48	1.62	0.20	0.43	1 44	1.83
FeO	1.31	0.33	0.18	0.10	сл.	2.87	13.51	3.28
MnO	—	—	—	—	—	—	0.17	0.03
MgO	0.86	0.90	0.81	0.83	сл.	0.90	3.36	1.43
CaO	2.25	1.98	2.45	2.95	1.04	2.69	4.34	3.40
Na_2O	4.53	4.06	4.80	3.78	4.25	6.30	2.34	2.68
K_2O	3.19	3.35	2.55	2.28	4.77	1 65	2.60	6.22
П. при прок.	0.93	1.22	0.83	1.84	0.58	0.58	1.16	1.19
S	78.39	80.18	79.23	80.41	82.76	74.30	60.90	69.77
a	11.3	11.2	11.6	9.5	17.1	10.2	3.4	8.7
c	4.0	4.0	4.2	4.1	0.9	3.1	9.6	2.6
f	4.7	4.8	4.2	6.4	2.0	6.7	7.4	8.7
n	6.8	6.3	7.4	7.0	5.4	8.7	5.8	3.9
$\overline{RO}$	1.27	0.9	1.07	1.13	1.3	3.0	3.08	1.63
SiO_2	8.0	6.6	6.0	7.9	9.5	10.4	7.0	7.0
R_2O : RO	1.3 : 1	1.6 : 1	1.8 : 1	2.4 : 1	1.3 : 1	1.7 : 1	5.35 : 1	1.3 : 1
α	3.75	3.40	3.93	3.90	5.7	3.7	2.3	3.0
β	28.3	28.7	25.8	25.8	21.5	26.0	58.5	37.0

1. Биотитовый гранит (ингулецкий гнейс), Ингулец. 2. Гранитовый динамосланец ми лонит). 3. Биотитовый гранит (ингулецкий гнейс), около Карачуновки. 4. Гранитовый „динамосланец", там же. 5. Мусковитовый гранит, там же. 6. Плагиоклазовый гранит, Саксагань (Половинкина. 141). 7. Чарнокитовая порода (габбро-сиенит), Спасовка (Половинкина). 8. Чарнокитовая порода (сиенит переходный к габбро), с. Ивановка (Половинкина).

микроклину, плагиоклаз №№ 23—26 располагается часто вокруг микроклина.

Одновременно присутствует мусковитовый гранит, разность первого, отличающийся от него тем, что часть биотита замещена мусковитом, представляя геологический эквивалент биотитового гранита (химический анализ приведен на табл. 48), образуя шлиры и жилы в нем. Поэтому Тарасенко относит его к граниту, заменяющему в данной гранитной магме пегматиты.

Биотитовый гранит выделен Половинкиной в группу гибридных гранитов и называется ею ингулецким гнейсом.

Лампрофировая разность гранита изредка выступающая по р. Саксагани, обладает однообразной гипидиоморфно-зернистой структурой, в значительной степени обогащена биотитом, иногда до

такой степени, что породу можно было бы назвать „биотититом". Судя по составу и химическому анализу, она должна быть отнесена скорее всего к ксенолитам.

Структура гранитов иногда порфировидная, частью сланцеватая или полосатая, что Тарасенко связывает с процессами динамометаморфизма. Эта полосато-сланцеватая структура особенно резко проявляется по берегам р. Ингульца, значительно более резко, чем в районе р. Саксагани. Образование милонитов („динамосланцев") Тарасенко связывает со сбросовыми процессами.

Много нового в распространение различного рода кристаллических пород, главным образом гранитов, и вопросы возрастных взаимоотношений внесла Половинкина; в районе, изученном ею, она различает несколько типов гранитов по составу, структуре и возрасту.

Наиболее древний гранит—среднезернистый, инъецирующий гнейсы по сланцеватости. Они широко распространены по всему району, но не обладают сплошным распространением, образуя интрузивные тела, переполненные ксенолитами. Граница его с гнейсами всегда резко выражена, постепенные переходы отсутствуют. Развиты в особенности в северной части Ингулецкой полосы и по р. Каменке.

Вторым по возрасту является серый порфировидный гранит, выступающий по рр. Грузской, Березовке, Каменке, Омелтнику в Приднепровьи, где он образует ряд массивов. В этом граните, по своему характеру приближающемуся к коростышевскому типу, с порфировидной структурой, вкраплены крупные кристаллы микроклина до 3—7 см в поперечнике, в нем же присутствуют ксенолиты гнейса.

Третий тип—красный мелкозернистый гранит, выступающий по Боковой, Боковеньке в окрестностях с. Петровского на р. Ингульце и в других местах. Он также содержит ксенолиты гнейса. Гранит содержит крупные вкрапленники микроклина до 3—4 см в поперечнике.

По направлению к СВ к балке Водяной, гранит становится более мелкозернистым. В связи с окраской кварца Половинкина называет его черноквaрцевым.

К юго-западу от этого массива черноквaрцевого гранита выступает более или менее темносерый порфировидный гранит, характерной чертой которого оказывается присутствие в мелкозернистой основной массе крупных до 6—7 см в поперечнике мясокрасных и розовых вкрапленников микроклина, часто с флюидальным расположением их.

Выходы его многочисленны; обладает более юным возрастом, чем остальные граниты.

Половинкина отмечает также характерные особенности интрузий гранитов различных возрастов. Более древние граниты внедряются в гнейсы и другие породы конкордантно, их интрузии теснейшим

образом связаны с их структурными особенностями. Более юные граниты интрудируются дискордантно, пересекая более древние образования совершенно независимо от их структурных особенностей. Следует выразить сожаление по поводу того, что Половинкина дала чрезвычайно краткую характеристику гранитов, не описав их более детально, что затрудняет находить, без знания самих гранитов на месте, их аналоги в других частях Украины.

2. Чарнокитовые породы

Интересные типы кристаллических массивных горных пород описаны Половинкиной (91) в том же районе, которые она отнесла к типу чарнокитовых пород. Одна из этих пород выступает около с. Спасовки, на берегу р. Верблюжки, к СВ от ст. Куцовка, другая—к СВ от ст. Долинская около с. Иванько на р. Боковеньке; кроме того, ею встречено несколько жил тех же пород среди гнейсов.

Цвет этих пород характерный для чарнокитовых пород—зеленовато-черный до зеленовато-серого, аналогично чарнокитовым породам северной и западной части Украины, для части рапакиви восточной части Украинской кристаллической полосы, и, как увидим далее, для щелочных пород Приазовского массива.

Чарнокитовые породы Криворожья среднезернистые, иногда частью крупнозернистые и тогда порфировидные. В состав их входит калиевый полевой шпат, образующий вкрапленники до 1—1.5 см в одних случаях, 3—4 см в других, разноидиоморфные; в то же время в основной массе присутствуют аллотриоморфные мелкие зерна, принадлежащие ортоклазу с многочисленными микропегматитовыми врастками кварца. В ортоклазе нередко видна также и микроклиновая структура, причем микроклиновые пятна обычно имеют неправильные очертания и располагаются, главным образом, в средних частях зерен калиевого полевого шпата. Состав плагиоклаза №№ 32—33, частью №№ 37—38; он в значительной степени антипертитовый, с отношением ортоклаза к плагиоклазу, равным: в породе Спасовки (плагиоклаз № 38) 16 : 84, в плагиоклазе Ивановки (№ 33) —14.7 : 85.3. Вростки ортоклаза имеют форму мелких ромбов, частью неправильной формы вкраплинок, причем группы этих включений угасают одновременно. У плагиоклаза $2V = -58—65°$. Во вростках ортоклаза в плагиоклазе одноименные оси обоих минералов совпадают.

Фемические минералы представлены, главным образом, биотитом с резко выраженным плеохроизмом, от почти полной абсорбции света до светложелтого. Иногда на краях его листочков наблюдаются мирмекитовые прорастания его кварцем. В Спасовском выходе биотит играет второстепенную роль, в Ивановском играет роль преобладающего фемического минерала.

Гиперстен бледнозеленоватый до бледножелтоватого или бледнорозоватого; $2V = -68°$; $\gamma - \alpha = 0.017—0.018$; в некоторых зернах наблюдается косое угасание до 13—15°, чаще 7—8°. В спасовской породе присутствует также моноклинный пироксен, бледнозеленый, до почти бесцветного. $\gamma - \alpha = 0.018$; $2V = +68°$; присутствует редко.

Роговая обманка густо окрашена; окраска ее неодинакова в описываемых породах. В спасовской породе: γ — зеленовато-бурая или буровато-зеленая, β — бурая или зеленовато-бурая, α — бледножелтая; абсорбция: $\gamma > \beta > \alpha$.

В ивановской породе: γ—темнозеленая, β—зеленоватобурая, α—беднозеленая. Обычно в виде неправильных зерен, реже коротких призмочек. $c : \gamma = 10—12°$, в ивановской породе 15°; $2V = -67$; $\gamma - \alpha$ в спасовской породе 0.019, в ивановской породе 0.025.

Обычно гиперстен обрастает роговой обманкой, последний в свою очередь—биотитом; граница между каждым из этих минералов резко выражена, иногда наблюдаются случаи обратного расположения гиперстена к биотиту и роговой обманке.

Как по минералогическому, так и по химическому составу, описанные Половинкиной породы близко стоят к рапакивидным породам.

3. Плагиоклазовые граниты

К востоку и северо-востоку от рудной свиты Кривого Рога развиты плагиоклазовые граниты, главным образом по берегам р. Саксагани и впадающим в нее балкам. Самые южные выходы их имеются в районе Кривого Рога и балки Червонной (Южной). Порода массивная, серая или розоватая, равномернозернистая, с параллелепипедальной отдельностью, изредка также гнейсовидная (динамометаморфизованная). Структура мелкозернистая до среднезернистой.

Состоит, главным образом, из плагиоклаза, чаще в виде таблитчатых кристаллов, частью без двойникового сложения. Принадлежит к олигоклазу до олигоклаз-альбита, иногда также к альбиту №№ 1—3, причем последний является вторичным образованием по олигоклазу. В меньшем количестве присутствует кварц. Фемические минералы представлены только биотитом, иногда присутствует также мусковит, в небольших количествах апатит, циркон, магнетит, из вторичных минералов эпидот, кальцит.

Характерна гипидиоморфная структура; гранулитовая встречается только изредка. Попадаются участки с пегматитовым прорастанием плагиоклаза и кварца. Химический состав приведен на стр. 98. Судя по химической формуле, он близок к кварцевым диоритам, в частности к адамеллитам.

Эти же породы близко стоят к описанному Лодочниковым (К петрогии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. Мат.

по общ. и прикл. геол., вып. 69, 1927, стр. 20—23; № 56—58, стр. 83—84) гибридизированному ортоклазовому кварцевому лейкодиориту и гнейсовидному биотитово-олигоклазовому кварцевому диориту, выступающему по р. Дону у Новокаменки и Свинюхи.

	Ортоклаз	Кварц	Биотит
Плагиогранит Кривого Рога	63 68%	24.75%	11.57%
Кварцевый диорит Свинюхи	47.30	29.50	20.50
Порода Новокаменки	80	15.0	2.4

Половинкина считает целесообразным сохранить название „плагиоклазовый гранит" для этих биотитовых диоритов, чтобы не было смешения между ними и теми диоритами, которые были описаны в этом же районе Тарасенко.

4. Диориты

Диориты р. Саксагани и Ингульца, изученные Тарасенко, выступают в значительном числе мест и в значительных количествах. Среди них Тарасенко различает два типа: один с преобладанием плагиоклаза над ортоклазом—это нормальные диориты; другие с преобладанием ортоклаза—гранитосиениты. Иногда они порфировидные, роговообманковые, образуют то дейки, то более или менее крупные интрузивные тела. Структура часто равномерно зернистая, иногда порфировидная; размер зерен 0.02—0.03 мм, 0.7—0.12 мм. Нередко наблюдаются сланцеватая или полосатая структура. Окраска пород почти черная или зеленовато-серая.

Состоят они из плагиоклаза, близкого к олигоклазу, андезина (№ 35) и роговой обманки. Последняя обычно более идиоморфная, чем плагиоклаз, в виде шестоватых кристаллов, интенсивно зеленого цвета. Второстепенную роль играют апатит, биотит, кварц, апатит, титанистый железняк, магнетит, иногда также турмалин, из вторичных эпидот. Иногда содержатся миндалины до 3—4 см в поперечнике, обычно выполненные мелкозернистым аггрегатом кварца. Преобладают равномерно зернистые типы, реже встречаются также и порфировидные.

Присутствуют также в небольшом количестве ортоклаз, отсутствует пироксен, что Тарасенко ставит в связь с тем, что роговая обманка вторичная. Характерным отличием этих диоритовых пород Кривого Рога от габбро-норитовых пород других мест Украины он считает то, что здесь совершенно отсутствуют переходы этих диоритов в пироксеновые сиениты, и потому относит их к различным магмам.

Габбро. В южной части Днепровско-Бугского массива габбровые породы играют совершенно второстепенную роль. Габбровый массив, который в настоящее время затоплен в связи с постройкой Днепрогэса, находится в порожистой части Днепра выше Волнигского порога на о. Дубовом, против с. Свистунова был изучен С. Д. Четвериковым.

5. Породы группы габбро

Выходы габбровых пород этого района занимают свыше 2 га; поднимались они над меженным уровнем Днепра на 2—4 м. Правый берег Днепра в данном районе образован мигматитами и гранитами.

Те же габбровые породы встречены были и выше по Днепру выше о. Дубового, ближе к Заборе Кривой, где они подымаются на высоту 18 м. Здесь они переходят в кварцевое габбро. Они же выходят еще далее около с. Алексеевки, выше его.

Д. Четвериков различает здесь две разности габбровых пород, на основании изучения переданных ему для исследования образцов этих пород: 1) оливиновое габбро на о. Дубовом; 2) кварцевое габбро выше по р. Днепру.

Габбро, выступающий в средней части области его развития на о. Дубовом, состоит из моноклинического пироксена, частично переходящего в коричневую роговую обманку, небольшого количества биотита, оливина и плагиоклаза, с примесью магнетита, титанистого железняка и возможно хромита (порода содержит до 0.18% Cr_2O_3).

Кристаллы оливина идиоморфные, до 1 мм, переполнены мелкими и мельчайшими черными включениями темного минерала, ближе не определенного. Присутствует до 0.21% TiO_2, которая предположительно находится в оливине, по моему скорее в пироксене. В пироксене $c:\gamma = 39-43°$; его Четвериков относит к диопсиду. Плагиоклаз близок к №№ 40—47. Структура ненормальная для габбровых пород, но в чем заключается эта ненормальность—автор не говорит.

В различных частях массива порода не обладает одинаковой крупностью зерна, также меняется и ее состав; она более богата пироксеном и более бедна оливином на правом берегу Днепра. Возможно, что здесь имеется в большей или меньшей степени гибридное габбро.

Против северного конца с. Алексеевки, расположенного севернее главной „жилы" (дейки), в габбро появляются вторичные слюды и кальцит, апатит образует крупные кристаллы. В дейке, расположенной севернее главной дейки, порода более мелкозернистая, кристаллы оливина как бы сплавлены, включения в них исчезают, пироксен почти полностью преобразован в роговую обманку; присутствует много рудных минералов.

6. Дейковые породы

Тарасенко указывает на присутствие в районе Кривого Рога также диабазов, образующих дейки в ряде мест, в частности в Кривом Роге близ Ингульца. Состоят они из авгита и лабрадора, причем авгит иногда переходит в уралит; имеется также небольшое количество оли-

вина. Характерно, что этот диабаз приближается к диоритам Оболоновки. Аналогичные диабазы выступают также и в районе рудников Лихмановского, Колачевского и других.

Ряд диабазов и диоритов того же района описан был Пятницким (109); присутствие диоритов указаны были им в районе Верхнеднепровска, на правом берегу Днепра около с. Тарасовского и в других местах Надо однако иметь в виду, что нередко диориты смешиваются с амфиболитами. Диабазы исключительно в виде дейк констатированы им же около Семеновки на Днепре (идиоморфный авгит и плагиоклаз); у с. Гегеловки диабаз в значительной степени соссюритизированный, у с. Бородаевки на Днепре—диабаз с большим содержанием магнетита, состоит главным образом, из авгита, лабрадора и магнетита, окрашен в черный цвет и крупнозернистый.

Пятницким описан также ряд дейк с породами, относимыми им к керсантитам на р. Саксагани у устья балки Глееватой; эти породы образованы мелкозернистым аггрегатом плагиоклаза и роговой обманки с примесью биотита и отчасти эпидота с миндалинами, выполненными аггрегатом кварца, эпидота и кальцита.

Половинкина изучила более детально породы, относимые к так называемым зеленокаменным породам, к которым принадлежат диабазы и другие зеленовато-серые породы, упомянутые выше; она касалась тех зеленокаменных пород, которые образуют по большей части дейки от Веселых Тернов до устья Саксагани и далее по Ингульцу. Эти породы образуют полосы, которые местами, как, например, около Глееватой достигают до 0.5 км ширины, частью же в виде дейк. Среди этих пород Тарасенко различает две группы: 1) плотные породы с миндалекаменной структурой, с вкрапленниками плагиоклазов, и 2) среднезернистые амфиболиты. Следует отметить, что пока сомнительно нахождение типичных диоритов среди глубинных пород Украины, и те породы, которые к ним относятся, на самом деле обычно представляют собой метаморфизованные породы, главным образом содержавшие первоначально авгит.

Первая группа из описанных Тарасенко пород характеризуется зеленоватосерым цветом; порода содержит миндалины до 3 см в поперечнике, распределенные в породе неравномерно, составляя до 10% и более всей породы. Миндалины особенно многочисленны в западной части полосы, т. е. в контакте с метаморфической криворожской свитой. Роговая обманка образует по большей части шестоватые кристаллы, частью и более изометричные зерна, иногда также аггрегаты игольчатых и волокнистых образований. Она светлозеленая: $c:\gamma = 14°$; $2V = -75 - 80°$. Плагиоклаз в виде лейст имеет состав между №№ 3 и 10; к нему же относится также и полевой шпат, принятый Тарасенко за ортоклаз. Среди этих пород можно различать два типа, один—породы афанитовые, с порфиритовой структурой, другой—темноокрашенные

Таблица 9

ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ГОРНЫХ ПОРОД РАЙОНА КРИВОГО РОГА

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SO_2	53.20	48.80	66.90	58.16	57.90	53.00	51.58	48.55	58.43	56.25	53.07	49.78	53.48	53.28	47.71
TiO_2	0.70	2.46	0.70	1.52	0.87	1.46	1.22	0.13	1.85	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	14.30	14.60	16.18	12.86	5.27	11.76	14.29	13.04	11.06	15.82	17.69	14.23	14.64	15.26	22.11
Fe_2O_3	0.73	1.34	—	2.85	1.45	5.51	—	6.07	9.04	5.12	6.45	4.07	2.58	3.04	4.20
FeO	7.39	12.70	3.58	9.75	6.40	11.59	9.18	8.92	4.15	4.08	8.12	11.56	6.59	11.37	6.70
MgO	9.76	6.96	3.13	3.87	4.93	3.38	7.81	7.73	5.91	5.44	1.82	4.98	7.16	4.33	1.74
CaO	8.96	9.13	1.92	3.92	3.63	7.91	10.97	10.22	5.21	5.08	7.21	8.59	9.89	8.46	11.67
Na_2O	2.60	2.56	4.90	2.44	4.10	3.31	1.84	3.37	3.74	5.73	3.20	3.69	2.93	2.68	4.27
K_2O	0.42	0.85	1.56	2.42	3.94	1.68	0.59	0.75	сл.	0.07	0.50	1.31	1.02	0.86	0.80
П. при прок.	2.49	0.75	1.58	2.31	1.83	0.97	2.07	0.79	—	2.26	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0.13	—	—	0.12	1.61	1.08	1.13	1.14
S	55.57	52.05	72.29	64.81	63.35	58.40	54.46	53.45	62.53	63.63	62.76	54.01	57.10	58.35	54.40
a	1.8	1.7	6.7	3.4	3.1	2.7	1.3	2.8	2.4	4.5	2.6	2.8	2.4	2.2	3.4
c	3.5	3.3	2.2	3.1	2.1	1.7	3.4	2.8	3.7	3.1	5.6	2.6	3.6	4.4	6.1
f	14.7	15.0	11.0	13.5	14.8	15.6	15.3	13.4	14.9	12.4	11.8	14.6	14.0	13.4	10.5
$\overline{RO}$	3.8	3.4	1.6	2.5	2.4	3.07	3.22	3.2	1.5	.8	1.6	2.8	3.1	2.8	1.8
SiO_2	6.3	5.6	7.1	6.8	6.1	6.00	6.1	5.0	4.1	5.0	4.3	5.0	5.6	5.3	3.3
R_2O : RO	0.09 : 1	0.1 : 1	0.6 : 1	1 : 4.6	1 : 2.6	1 : 5.4	1 : 13	1 : 8	1 : 5	1 : 4.5	1 : 6.5	1 : 6.0	1 : 7.7	1 : 8.2	1 : 4.4
α	1.9	1.6	3.1	2.4	2.3	1.98	1.87	1.56	1.9	2.06	1.8	1.6	1.8	1.9	2.2
β	77.1	84.9	36.7	51.2	55.5	67.80	68.4	87.0	60.4	57.0	51	84.4	74.4	71.2	83.8

1. Диорит, хут. Березы. 2. Диорит (амфиболит, из Оболоновки, 59). 3. Гранитовый порфир Терноватого Кута (диоритовый порфир, 68). 4. Порфировидный роговообманковый диорит-сиенит Веселых Тернов. 5. Лампрофировая разность гранита (резорбционный ксенолит, 102). 6. Роговообманковый диорит-сиенит, Рахмановка (Тарасенко, стр. 27). 7. Диорит с офитовидной структурой, около Качуновки (118). 8. Диабаз. Кривой Рог. 9. Спессартит, ст. Вечерний Кут. 10. Альбитовый амфиболит с порфировидной структурой, б. Волчья. 11. То же с офитовой и пойкилитовой структурой, устье балки Глееватой. 12. Амфиболит, хут. Березы. 13. Среднезернистая зеленокаменная порода из средней части дейки хут. Березы. 14. *Среднезернистая зеленокаменная порода у устья балки Сухая, Саксагань.*

породы с мелкозернистой офитовой структурой; последняя носит характер реликтовой.

Вторая группа представлена темноокрашенными среднезернистыми амфиболитами, отличающимися по составу от первой группы пород содержанием небольшого количества кварца, биотита и цоизита. Плагиоклаз также в значительной степени кислый, №№ 5—12, чаще всего №№ 8—9; основываясь на своих исследованиях этих пород, Половинкина относит первые породы к миндалекаменным альбитовым амфиболитам, вторые, судя по их составу,—к эпидотово-цоизитовым амфиболитам, частью к биотитовым амфиболитам.

Особая порода присутствует в крупной дейке (около с. Оболоновки), пересекающей плагиоклазовые граниты; дейка в средней части среднезернистая, по краям мелкозернистая, в контакте с гранитом афанитовая. Она была описана Тарасенко; Половинкина внесла коррективы. Порода состоит из роговой обманки (50%), лабрадора (около 50%).

Плагиоклаз резко идиоморфный, роговая обманка наподобие авгита выполняет промежутки между кристаллами лабрадора. Присутствуют миндалины. Половинкина относит эту породу к эпидиабазам.

Ингулецкие зеленокаменные породы состоят из интенсивно окрашенной зеленой роговой обманки и лабрадора. Эти два минерала часто находятся в микропойкилитовом прорастании друг с другом. По химическому составу приближаются к базальтам и диабазам, превращенным в амфиболиты, как, например, среднезернистые породы Березы (химические анализы приведены на стр. 105).

Оливиновые диабазы в данном районе являются наиболее юными породами; их дейки секут и метаморфическую свиту. Выходы их встречаются сравнительно редко, главным образом они обнаружены в шурфах и рудниках. Это мелкозернистые темноокрашенные породы, частью почти черные, широтного простирания, вкрест обычному простиранию пород в данном районе. Главные минералы—плагиоклаз, пироксен и оливин. Плагиоклаз частью водянопрозрачный, составляет до 50% породы; он непостоянного состава от № 54 до № 74. Пироксен, образующий до 29% породы, выполняет промежутки между другими табличатыми кристаллами плагиоклаза, или образует также и крупные зерна, содержащие включения тех же табличатых кристаллов. Этот авгит обладает $2V = +54^\circ + 65^\circ$.

Частично преобразован в зеленую роговую обманку, которая в свою очередь переходит в хлорит. Обычно роговая обманка волокнистая.

В отдельных случаях почти весь авгит замещен магнетитом. Оливина около 15%; $2V = -86 - 89^\circ$.

Кроме того присутствуют кальцит, апатит, кварц и ряд вторичных минералов.

7. Тальковые, хлоритовые, куммингтонитовые, щелочно-амфиболитовые сланцы

Кроме типичных изверженных пород или пород, которые в значительной степени характеризуются тем, что они представляют собой метаморфизованные изверженные породы, как, например, амфиболиты в Криворожском железорудном районе, видную роль играют также и сланцы, на первый взгляд не имеющие ничего общего с изверженными породами, но по всем признакам связанные с ними своим происхождением, изученные в последнее время для части района в коллективном труде по Криворожскому рудному району (Свитальский и другие).

I. Тальковые сланцы. Чистые тальковые сланцы в районе встречены не были. Обычно они содержат большую или меньшую примесь разнообразных минералов, прежде всего хлорита, далее амфиболов, карбонатов и т. д. Одновременно изменяется содержание талька от незначительного до довольно крупного.

Характерны следующие группы тальковых сланцев:

1. Тальковые породы, состоящие главным образом из талька, со сравнительно небольшой примесью других минералов.

2. Тальково-хлоритовые сланцы с почти равными относительными количествами талька и хлорита.

3. Тальково-амфиболовые сланцы.

4. Тальковые, тальково-хлоритовые, тальково-амфиболовые сланцы, содержащие кварц.

5. Хлоритовые, амфиболовые и другие породы, содержащие тальк.

Все эти породы тесно связаны друг с другом переходами, залегают в одном геологическом горизонте, почему и рассматриваются одновременно.

Структура их обычно кристаллобластическая, большей частью гломеробластическая, частью также гетеробластическая, благодаря различным размерам различных минералов. Иногда наблюдаются также и порфиробластическая и лепидобластическая структуры, в связи с присутствием порфиробластов среди мелких чешуек талька и хлорита, наблюдается также и нематобластическая структура. Порфиробласты образованы по большей части амфиболом или зернами карбонатов, реже кварцем и другими минералами.

В тальковых сланцах размеры тонких чешуек талька достигают 0.09—0.16 мм в ширину до 0.40—0.77 мм в длину, максимум 1.2 мм. Каждая чешуйка на самом деле представляет собой аггрегат нескольких. Реакция на K, Na и Li отрицательная, отсутствует также реакция на Al, следовательно, действительно хлорит в таких случаях отсутствует $2V = 10 - 15°$; $\alpha = 1.584 - 1.588$; $\gamma = 1.535 - 1.537$; $\gamma - \alpha = 0.049 - 0.051$.

Присутствуют кроме того и тонкие чешуйки хлорита, зерна карбонатов, магнетита, лимонита, нередко мелкие чешуйки биотита, крайне редко мусковита (подтверждается микрохимической реакцией), актинолита, апатита, рутила.

В тальково-хлоритовых сланцах наряду с тальком присутствует хлорит в виде волокнистых и вытянуто-табличатых аггрегатов, в тесном сплетении с тальком. $2V = 5°$; $\gamma - \alpha = 0.001$. Обычно хлорит находится в параллельном срастании с тальком. Карбонаты представлены как кальцитом, так и доломитом. Хлорит иногда преобразуется в тальк. Одновременно идет преобразование доломита в кальцит и хлорит, много мелких кристалликов магнетита, также гематита. Второстепенную роль играют также минералы, как актинолит, мусковит, куммингтонит (бесцветный, $\gamma - \alpha = 0\,029$; $2V = -76°$), апатит, рутил.

Тальково-амфиболовые сланцы содержат обычно, наряду с тальком, также и некоторое количество хлорита. Амфибол в виде шестоватых и волокнистых расходящихся аггрегатов принадлежит актинолиту со слабозеленой окраской; $\gamma - \alpha = 0.025 - 0.027$; $2V = -78 - -80°$. Одновременно присутствует также куммингтонитовый бесцветный амфибол, разложение которого сопровождается выделением окислов железа. Присутствуют титанит, апатит, карбонаты.

Тальковые и другие породы с кварцем отличаются от предыдущих присутствием кварцевых зерен, часто в виде скоплений, мелкими линзочками; иногда присутствуют турмалин, хлорит, углистое вещество, придающее породе грязновато-серый цвет.

Актинолитовые сланцы с тальком выходят на левом берегу р. Ингульца ниже с. Скалеватки; игольчатые кристаллики актинолита располагаются частью радиально; лучисто; $\gamma - \alpha = 0.026 = 2V = -86°$.

Редко встречаются также породы, которые могут быть отнесены к дистеново-ставролитовым породам; обнаружены они в отвалах рудника Чубаря и в обнажении балки Кандыбиной, у пруда. Мусковит образует мелкие неправильные чешуйки; $\gamma - \alpha = 0.029$; $2V = -47°$, т. е. они скорее должны быть отнесены к серициту.

Крупные кристаллы ставролита разбиты обычно на более мелкие зерна, пойкилитово-прорастающие кварцем; содержат темный пигмент, пропитывающий вообще и всю породу. Окраска от лимонно-желтого до почти бесцветного; $\gamma - \alpha = 0.010 - 0.011$; $2V = +67°$.

Дистен присутствует чаще, чем ставролит, в виде мелких зерен; $\gamma - \alpha = 0.012$; $2V = -81 - 85°$. Турмалин играет второстепенную роль. Эти же сланцы были описаны Тарасенко.

Для талькового сланца балки Дубовой, исходя из этого анализа, получается следующий вычисленный минералогический состав породы:

Талька	63.66%	Хлорита . . .	35.62%
Водных окислов Fe	1.50 „	Гематита . .	0.45 „

Данные химических анализов тальковых сланцев приведены также в статье Борисова.

II. Хлоритовые сланцы не образуют сплошной толщи, но чередуются с прослоями рудного или безрудного кварцита. Мощность сланца колеблется между 25—30 см и 3—5 см. Окрашены в темнозеленый цвет, сланцеватые, иногда мелко плойчаты.

Структура их лепидобластическая, нематобластическая, часто порфиробластическая одновременно.

Общий минералогический состав—хлорит, кварц, куммингтонит, гранат, биотит, серицит, щелочной амфибол, карбонаты, хлоритоид, магнетит, гематит, турмалин, апатит, циркон, титанит.

Среди хлоритов имеются представители нескольких типов. В общем все они принадлежат к железистым хлоритам—лептохлоритам; β в среднем 1.64, с колебаниями от 1.597 до 1.657. Колебания обусловлены относительным содержанием MgO и FeO. Кварц образует аггрегат мелких зерен. Слюда представлена как светлыми, так и темными разностями. Куммингтонит обычно присутствует в сланцах, особенно богатых хлоритом, занимая значительные участки, образованные волокнисто-лучистым аггрегатом. Куммингтон образуется за счет хлорита, хотя по мнению авторов не исключается возможность образования его и из аморфной массы. Граната обычно очень мало в виде мелких 0.15—5 мм зерен, редко больше. По данным химического анализа Тарасенко он принадлежит к альмандину, почти чисто железисто-глиноземистому.

Карбонаты представлены, главным образом, сидеритом; при обогащении им получаются сидеритово-хлоритовые сланцы, с содержанием: MgO—3.17%, FeO—25.6%, CO_2—16.99%, при почти полном отсутствии CaO.

Рудные минералы—пирит, мартит, магнетит. Очень редки порфиробласты их.

Щелочные амфиболы представлены терновскитом [скважина в саду Ленинского (б. Калачевского) рудника].

Хлоритоид встречен был только в двух местах, впервые описан был Тарасенко; он образует пластинки, вытянутые по a, бесцветные с грязносероватым оттенком; $\gamma - \alpha = 0.0049$; $2V = -61°$.

III. Щелочно-амфиболовые сланцы и кварциты. Совершенно особый тип этих сланцев был встречен в выработках Терновского рудника, рудника Лысака, также в районе балок Глееватой и Кандыбиной. Состоят они из рудного минерала, щелочного амфибола, кварца, аморфного или полукристаллического вещества и небольшого количества куммингтонита, изредка также карбоната, опала, халцедона. Рудные минералы—гематит или магнетит.

Щелочной амфибол представлен двумя разностями: терновскитом и тремолитово-глаукофановым амфиболом, редко рибекитом.

Согласно Половинкиной терновскит образует длинные вытянутые по сланцеватости породы, кристаллы, без конечных граней, то густо, то светлоокрашенные. Плеохроизм их следующий: α — светложелтая, светлофиолетовая, β — светлозеленая с синеватым оттенком; $c:\gamma = 27-35°$; $\gamma = 1.669$; $\beta = 1.684$; $\alpha = 1.655$; $\gamma - \alpha = 0.013-0.015$; $2V = -42°$.

Тарасенко аналогичный минерал (146) называл рибекитом.

От рибекита терновскит отличается составом—глаукофановая молекула играет второстепенную роль (41.22%), присутствует тремолитовая молекула (20.08%), куммингтонитовая (25.64) и силикат Вашингтона (12.06%).

Здесь же имеются разновидности щелочно-амфиболовых сланцев, амфибол которых представлен тремолитово-глаукофановой разностью, в состав которой входят глаукофаново-рибекитовая молекула (20.16%), арфведсонитовая (20.40%), тремолитовая (43.92%), магнезиальный силикат (5.68%). $c:\gamma = 15°$; $\gamma = 1.640$; $\alpha = 1.621$; $\gamma - \alpha = 0.019$; $2V = -76-80°$.

Рибекит встречается по данным Половинкиной редко, плеохроизм его γ—густолиловый, β — темносиний, α — бледножелтый. $c:\gamma = 5-6°$; $\gamma - \alpha = 0.008$; $2V = -80°$.

Эти же минералы были описаны Танатаром в ряде его работ (согласно Половинкиной), под названием глаукофана, крокидолита, рибекита.

По относительному содержанию тех или иных из щелочных амфиболов возможно различать следующие разновидности сланцев:

1) тремолитово-глаукофановые;
2) магнетитово-тремолитово-глаукофановые;
3) магнетитово-терновскитово-тремолитово-глаукофановые;
4) магнетитово-терновскитовые сланцы;
5) гематитово-терновскитовые сланцы.

В том же районе, хотя и менее детально, описаны аналогичные породы Танатаром, выделившим ряд пород, в названия которых следует внести поправки, предложенные, как указано выше, Половинкиной, применившей наряду с микроскопическим методом также метод химический.

Новое в петрографическую характеристику Желтянского района внесли Танатар (134—138) и его ученик Фельдман (161), которые установили здесь присутствие разнообразных щелочных метаморфических пород с обильным содержанием щелочных амфиболов.

В работе Фельдмана перечисляются следующие породы, изученные им в районе рудника Желтая Река (б. Фермиер):

1) Куммингтонитово-рибекитовый сланец, богатый магнетитом;

2) биотитово-куммингтонитовый сланец, поросший актинолитом и обогащенный магнетитом;

3) такой же сланец с магнетитом, кварцем и сидеритом;

4) биотитово-куммингтонитово-гранатовый сланец;

5) рибекитово-куммингтонитово-биотитово-гранатовый сланец с прослойками куммингтонитового кварцита;

6) биотитово-плагиоклазовый сланец;

7) альбитовая порода с натровым амфиболом и бурым биотитом;

8) роговообманково-актинолитовый сланец с бурым гранатом;

9) актинолитовый сланец с магнетитом, бурым гранатом, сидеритом.

Амфибол относимый Фельдманом и Танатаром к рибекиту, отличается следующими особенностями: он обладает резко выраженным плеохроизмом: α—зеленовато-голубой, β—желтый до буроватого, γ— темно-фиолетовый до индигово-синего, зеленовато-голубой до темносинего $c:\gamma = 18$, $\beta = 1.675$. Возможно, что он частично принадлежит терновскиту Половинкиной; однако, уже разнообразие его окраски указывает на то, что название рибекит в данном случае носит характер сборного типа, в состав которого входит ряд щелочных амфиболов различного состава.

Большой интерес представляет собой альбитовая порода с натровым амфиболом и бурым биотитом, отчасти полосатая, милонитизированная и состоящая частью из мелких 0.3—0.4 мм зерен альбита, иногда всего 0.2 мм в поперечнике. Альбит прорастает игольчатыми кристалликами рибекита, длиной 0.25 мм при толщине 0.02 мм, переходящими как бы в роговообманковый асбест. Угасание почти прямое, удлинение отрицательное.

Эту породу Танатар и Фельдман относят к сиениту, с чем согласен и Свитальский.

К сожалению, нет характеристики условий геологического залегания этой породы.

Если действительно эта порода изверженная, а противопоказаний не имеется, этим устанавливается факт присутствия в районе р. Желтой щелочных изверженных пород и возможность нахождения аналогичных пород и в других частях Криворожского района. Тем самым становится понятным обогащение щелочами, главным образом, натрием метаморфических горных пород района р. Желтой, также местами и аналогичных пород р. Саксагани и Ингульца.

Факт присутствия щелочных пород со щелочными роговыми обманками тем более интересен, что, как мной было отмечено ранее (Петрографическое исследование кристаллических горных пород района Курской магнитной аномалии, Тр. ОКМА, 1928), наряду с грюнеритовыми и куммингтонитовыми породами, рибекитовые породы развиты также и в районе Курской магнитной аномалии, главным образом, в Щигровском районе. Отсюда, однако, не следует, что железные руды образовались в результате привноса железа изверженными породами (как думает Танатар и высказывает в ряде своих работ), вопрос о проис-

хождении которых в результате сперва осаждения, а затем процессов метаморфизма, достаточно ясен. Возможно, что изверженные породы вызвали некоторые перемещения в распределении железнорудных масс в связи с процессами тектоническими.

Вопрос о происхождении магнезиальных пород остается до настоящего времени полностью открытым и в коллективной работе по Криворожским рудным месторождениям он также слабо освещен.

8. Итоги по южной части восточной половины Днепровско-Бугского массива

Таким образом район южной части восточной половины Днепровско-Бугского массива можно охарактеризовать как район мощного развития мигматитов одновременно также в отдельных частях его массивов различного типа гранитов, различного возраста.

Среди гнейсовых толщ характерно присутствие графитовых гнейсов и отчасти известняков, как свидетелей осадочного происхождения частей пород тетерево-бугской свиты, более древних, чем рудоносные саксаганские слои.

Таблица 10

Химические анализы горных пород Криворожского района

SiO_2	47.79	57.15	60.00	23.98	48.50	33.35	24.46	16.65	64.82
TiO_2	0.40	—	—	3.25	0.10	сл.	0.50	—	—
Al_2O_3	5.68	2.37	0.08	15.60	0.07	1.77	1.35	1.10	19.81
Fe_2O_3	3.89	0.21	9.57	12.96	2.08	нет	43.95	47.89	0.58
FeO	7.03	7.30	—	33.51	31.76	36.03	16.42	25.62	0.53
MnO	0.79	—	—	—	1.08	0.23	0.17	—	0.11
MgO	25.54	28.74	24.93	2.93	10.10	4.88	3.40	3.28	—
CaO	0.43	—	—	0.76	3.17	0.42	3.24	1.29	1.15
Na_2O	—	—	—	1.0	0.33	0.28	1.67	4.17	9.87
K_2O	—	—	—	—	—	—	1.71	—	0.43
H_2O	7.18	4.21	4.42	5.15	3.00	2.73	1.76	—	0.93
CO_2	—	—	—	—	—	19.49	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	0.90

1. Тальковый сланец, р. Будовая. Анализ Е. А. Вержинской. 2. То же, балка Кандыбина, Кривой Рог. 3. То же, там же. 4. Хлоритовый сланец, левый берег р. Ингульца выше железнодорожного моста. 5. То же балка Скалеватая. 6. Сидеритово-амфиболовотюрингитовый сланец в саду Ленинского рудника. Сидерита 49.85%, тюрингита 23.07% кварца 18.15%, амфибола 8.11%. 7. Гематитово-терновскитовый сланец, Терновский рудник. 8. Крокидолитовый сланец Танатара. Рибекитовый сиенит. Кривой Рог, р. Желтая.

Характерным является: далее почти полное отсутствие габбровых массивов, но зато наблюдается присутствие дейк габбро в районе порогов,

с другой стороны, огромное количество дейковых и покровных основных пород, принадлежащих к производным по преимуществу базальтовой магмы—так называемых зеленокаменных пород, среди которых играют большую роль разнообразные диабазы и амфиболитизованные диабазы различного возраста, т. е. в отношении основных пород район характеризуется развитием по преимуществу гипабиссальных пород, как это характерно также и для северозападного края Украинской кристаллической полосы.

Возможно, что крупнейшие массы излившихся пород, последними свидетелями которых остаются мощные многочисленные дейки диабазов, по преимуществу тоже существовали, но размыты без остатка. В то же время размыв не достиг области развития глубинных пород той же магмы.

Характерно присутствие щелочных пород в районе Кривого Рога, в особенности в Желтянском районе, обладающих по всем признакам очень юным возрастом, и притом постсаксаганским.

D. ПРИАЗОВСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

Приазовский кристаллический массив отделяется от Днепровско Бугского массива Молочно-Волчьей впадиной в районе верховьев р. Волчьей и среднего течения рр. Гайчула, Конки, верхнего течения р. Молочной, где уже на расстоянии около 10 км от выходов кристаллических пород на земную поверхность эти последние не встречены буровыми скважинами на глубине 210 м (Б. Токмак, Розенорт), на глубине 340 м у Астрахани.

1. Западная часть массива

В западной части массива кристаллические породы обнажаются только по долинам рек и балкам, прикрыты более или менее мощными осадочными отложениями и наносами; далее на восток они выходят также на поверхность земли, занимая и наиболее высокие точки, поднимаясь на высоту до 200 м над у. м.

Как показали исследования, прежде всего А. В. Павлова (98), в западной части массива видную роль играют мигматиты. крайне разнообразного характера; в их числе артериты, адергнейсы и другие, т. е. имеет место анатексис в крупных размерах. Присутствуют также многочисленные выходы широко развитых здесь горных пород, которые он параллелизовал с лептитами Швеции и Финляндии. Эти породы пронизаны здесь разнообразными изверженными породами.

По Павлову к гнейсам приурочены роговообманковые породы (амфиболиты, полевошпатовые амфиболиты Левинсон-Лессинга, или мета-

базиты). Широко развиты, кроме пегматитов и аплитов, также разнообразные типы жильных пород—вогезиты, керсантиты и другие. У с. Камышеватки на р. Конке выступают породы, близкие к горнблендитам.

На преобладание в этом районе мигматитов (называемых им гранитогнейсами) указывает также и Соколов (125), а Е. С. Федоров, изучавший горные породы, собранные Соколовым (там же), указывал на тесную связь в этом районе гнейсов с гранитами; иногда биотит замещается роговой обманкой, и тогда получаются породы, которые Федоров обозначает названием сиенита-гнейса, при отсутствии сланцеватости или полосатой структуры—сиенитами, в присутствии роговообманки и плагиоклаза—диоритами. В действительности эти породы вряд ли можно относить к чисто изверженным; они представляют собой либо мигматиты различных степеней смешения гнейса с гранитом, либо породы метаморфические.

Значительные выходы амфиболитов и вообще роговообманковых пород имеются по рр. Обиточной и Буртичьей, аналогично тому, что наблюдается в районе р. Базавлука на правобережьи Украины, на запад от Волчье-Молочного грабена.

Здесь же имеются и дейковые породы, описанные Федоровым как биотитовый диабаз, с диабазово-афанитовой структурой основной массы и вкрапленниками идиоморфного лабрадора.

На широкое распространение в этой части Приазовского массива мигматитов указывает в своем предварительном отчете и Милай (89), говорящий о широком распространении эруптивных брекчий и других типов мигматитов.

На широкое развитие мигматитов к западу от железной дороги Пологи—Бердянск указывает также и Дуброва (43), исследовавшая здесь железнорудные месторождения, отмечая осадочное происхождение тех железистых кварцитов и сланцев, которые выступают в районе Корсак-могилы, Куксунгура, Каменной могилы, р. Обиточной и р. Буртичьей. То же показали также и в районе слюдяных месторождений Бердянского района исследования Института прикладной минералогии к востоку от той же линии Пологи—Бердянск, где установлено сплошное развитие мигматитов и одновременно крупных жил и выделений пегматитов, в редких случаях со скоплениями мусковита, наиболее крупными у с. Елисеевки, где слюда в настоящее время выработана.

В общем пока район изучен в петрографическом отношении очень слабо и, повидимому, отличается значительным однообразием.

В своей сводке по кристаллическим породам Приазовского массива в 1903 г. Морозевич указывает на широкое развитие гнейсов и сланцев с отдельными выходами гранитов на всей территории Приазовского массива, начиная от западной границы его и до меридиана, проходящего примерно через с. Урановское севернее железной дороги Пологи—Ясиноватая, М. Янисал, Белосарсайскую косу гнейсов и сланцев с от-

дельными выходами гранитов. По существу его гнейсы и сланцы представляют собой мигматиты и гнейсы, в большей или меньшей степени инъецированные.

Как показали исследования Института прикладной минералогии, здесь имеются отдельные участки, образованные площадями развития тетерево-бугской свиты метаморфизованных, осадочных докембрийских пород, с графитовыми гнейсами среди них, также и разнообразных пироксено-амфиболовых пород, как и на Побужьи и в Криворожском районе в значительной степени инъицированных гранитами, пегматитами и аплитами.

Дейковые породы. Морозович отмечает, что в западной части Приазовского массива главную роль играет розовый гранит, конкордантно залегающий среди гнейсов и мигматитов.

В этом же районе, согласно Морозевичу, встречаются ближе неописанные им не особенно многочисленные длинные жилы (дейки) разнообразных изверженных пород со структурой излившихся.

Таковы дейки длиной до 15 км, нанесенные на карту Морозевичем порфировых трахитовидных пород из верхней части течения р. Конки, выше Конских Раздоров, и с. Семеновки. В них вкрапленники образованы ортоклазом и зеленоватым авгитом ($c : \gamma = 40°$). Морозевич в то же время отмечает в этом ортоклазе зонарную структуру, что скорее указывает на принадлежность этого полевого шпата к плагиоклазу. Основная масса их образована лейстами полевого шпата, которые Морозевич также относит к ортоклазу, и зеленоватых иголочек авгита. Эти породы он называет авгитовыми ортофирами. Эти же породы Конткевич называл сиенитами, Миклуха-Маклай—кератофирами. На границе между Семеновкой и Конскими Раздорами эти породы образуют крупных размеров штокообразную массу, разрабатываемую в каменоломне.

В 5 км к югу на горе Токмак выступают порфировидные граниты.

Наряду с более кислыми породами выступают также и породы основные, окрашенные в темные цвета. Так в верховьях р. Мокрой Конки несколько дейк с черной породой, дающей шарообразную отдельность, состоят из керсантита (по Морозевичу). Основная масса состоит из олигоклаза, ортоклаза, небольшого количества кварца и апатита, магнетита; вкрапленники образованы зеленоватым авгитом ($c : \gamma = 41—43°$) и координированными листочками биотита. В свою очередь эти дейки пересекаются дейками сиенитового аплита. Добывается в каменоломне для дорожного строительства.

Несколько севернее в том же гнейсе проходит дейка около 12 м мощности черного мелкозернистого диабаза, из идиоморфного лабрадора и фиолетового интерсертального авгита. Те же диабазы образуют дейки также в районе Сухой Волновахи, Конки, где мощность их достигает 60 и более метров (с. Гусарка). Характерно прохождение рядом с по-

следней дейкой также изломанных тонких прожилков породы, которую Морозевич относит к минетте, мощностью 0.5 м; это авгитовое минетте (правильнее биотитовый авгитит) состоит из авгита и биотита; в основной массе присутствуют ортоклаз, листочки биотита и магнетит.

К югу от водораздела между системой р. Конки и р. Берды чаще встречаются темносерые, базальтовидные, почти без вкрапленников, породы, состоящие из оплавленного ортоклаза, плагиоклаза и авгита в основной массе с большой примесью также магнетита, частью и кварца. Их Морозевич относит к авгитовым вогезитам Розенбуша. Того же рода дейки с мощностью до 30 м проходят к северу от с. Белоцерковского. Дейка прослеживается от этого села на З до с. Балманки, причем мощность ее постепенно уменьшается до 9 м; прослеживается на расстоянии около 13 км.

В верхней части течения р. Каратюка мигматиты и гнейсы пересекаются дейками роговообманковых минетте и керсантитов по определению Морозевича, обычно малой мощности, реже диоритовыми порфиритами.

Сводка: таким образом район восточной части Приазовского массива отличается мощным развитием преобладающих мигматитов с отдельными участками, образованными то кварцитово-железнорудной свитой горных пород, то осадочными метаморфическими породами тетерево-бугской свиты; в довольно большом числе мест мигматиты прорезаны дейками различной мощности крайне разнообразного состава кислых и основных горных пород, среди которых видную роль играют между прочим и диабазы.

Рудоносной является только древняя свита кварцитово-магнетитовых пород (железные руды), сохранившихся только в отдельных небольших мало промышленных участках, и графитовые руды, т. е. только руды древнеосадочного происхождения, глубоко метаморфизированные. Металлоносность, связанная с вулканизмом, почти совершенно отсутствует.

Имеются признаки присутствия таких полезных ископаемых, как связанные с пегматитами мусковитовые месторождения, местами признаки турмалина, граната, ортита, но всюду в количествах пока непромышленного характера. Промышленными являются только многочисленные жилы пегматитов, которые частью обладают значительной чистотой и в отношении содержания окислов железа и слюды, и могут быть использованы обычно как пегматитовое сырье после перемола на пегматитовом заводе в фарфоровом производстве. Лишь изредка (с. Елисеевка) встречаются пегматиты с достаточно крупными кристаллами полевого шпата, которые могут быть добыты независимо от кварца и непосредственно быть использованы той же промышленностью без пропуска через пегматитовый завод (после ручной сортировки).

Район изучен во всяком случае еще очень слабо.

2. Восточная часть массива

Восточная часть Приазовского массива прорезается двумя главными водными артериями—рр. Кальчиком и Кальмиусом.

Район бассейна р. Кальчика характеризуется значительным развитием разнообразных гранитов, на что указывает и Морозевич, отмечая восточную часть Приазовского массива, как область почти сплошного развития гранитов в отличие от мигматитовой западной части его.

Значительная масса гранитов, развитых в этой части массива, относится к своеобразным щелочным разностям, с которыми тесно связан нефелиново-сиенитовый массив окрестностей ст. Волноваха, более подробно описанный П. И. Лебедевым.

Фиг. 9. Щелочной гранит р. Кальчик, около ст. Карань.

Кроме того, в районе бассейнов обеих рек выступают также щелочно-земельные граниты и связанные с ними породы, также и более древние мигматиты, играющие здесь подчиненную роль. Одновременно имеются многочисленные и разнообразные излившиеся и полуглубинные изверженные породы, пересекающие район многочисленными дейками до 60, иногда и более, метров мощности.

Верхняя часть течения р. Кальчика характеризуется значительным развитием мигматитов и связанных с ними гранитов, обычного и для других частей Украины, типа в которых развиты мигматиты. Мигматиты и тут также разнообразны, с различными степенями инъекций и ассимиляций гнейсов, амфиболитов и других пород.

Одновременно в этом же районе находим большое число дейк, образованных различными диабазами, диабазовыми порфиритами, баркевикитовыми породами—диабазами, порфиритами, авгититами и другими авгитовыми порфиритами,

также и андезитовидными породами вплоть до кварцевых порфиров. Точно так же и ниже течения по впадающим слева балкам Вали-Тарама от с. Архангельского, по балке Полковой, по балке Малый Кальчик (она же Шиверовая) до с. Анатолии выступают те же мигматиты с многочисленными дейками, обычно северозападного простирания, разнообразного состава, по преимуществу из диабазовых пород, иногда переходящих, как, например, около с. Архангельского, также и в габбровые породы.

Лишь около с. Чердаклы и от хутора Мошакова до Мариуполя выступают крупные массивы, прорывающие мигматиты из щелочных гранитов, окрашенных в темносерые цвета, и переходящие в такие же щелочные сиениты, редко в диориты.

Фиг. 10. Останцы щелочного гранита, р. Кальмиус, б. Дубовая.

Эти щелочные граниты ниже устья балки Шиверовой прорезаются крупными дейками диабазовых и диабазово-порфиритовых по преимуществу, пород.

Некоторые дейки прослежены были мной на расстоянии до 30 и более километров. Количество этих дейк уменьшается по мере приближения к нефелиново-сиенитовому массиву (см. окрестности Волноваха).

Точно так же мигматиты выступают в западной половине района по балке Водяной (колонии Шенфельд, Бергталь и др.), также и на СЗ в верховьях левых притоков Волчьей (к СЗ от Волноваха).

Эти же мигматиты отдельными участками, прорезываясь незначительным количеством пегматитовых и розовых гранитовых аплитовидных жил, выступают в отдельных частях бассейна р. Кальмиуса, например, местами по Мокрой Волновахе, у Николаевки по балке Камыше-

вахе, также и к югу от Каракубы и далее ниже по течению р. Кальмиуса отдельными участками, в особенности по левому берегу реки.

Эти мигматиты прорезаны крупными массивами щелочных гранитов, с подчиненными им сиенитами, тождественными с теми, которые выступают в районе бассейна р. Кальчика. Особенно крупные массивы этих пород имеются в районе балки Дубовой средней части течения р. Кальмиуса; диаметр массива около 27—30 км с СВ на ЮЗ (от Каракубы и Ласпи до с. Табунщиков); меньших размеров массив около с. Чермалыка, ниже по течению р. Кальмиуса, и, наконец, крупный массив еще далее на юг в окрестностях Мариуполя.

Фиг. 11. Щелочные граниты на р. Кальмиус, выше с. Карани.

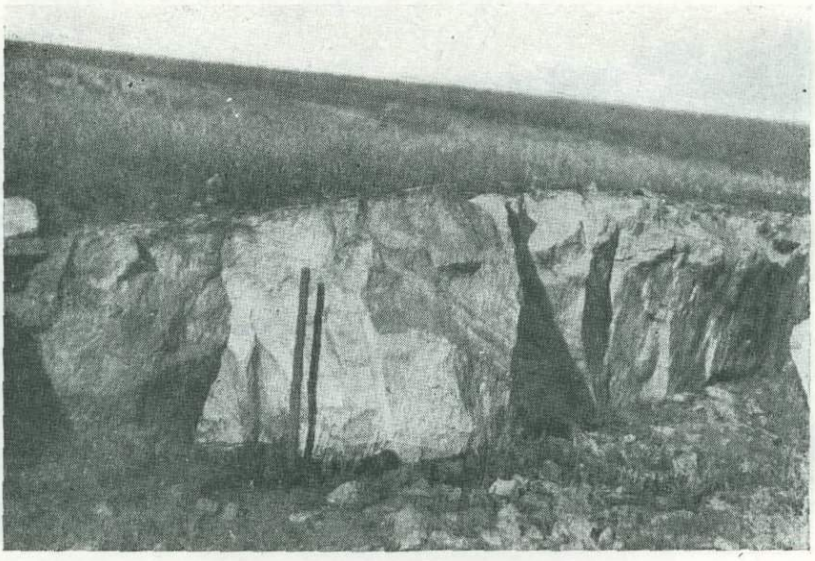
В районе Кальмиуса и Кальчика выступают следующие горные породы: 1) роговообманковые и диаллаговые (пироксеновые) граниты и сиениты, 2) биотитовые граниты различных типов, 3) диориты, 4) роговообманковые и пироксеновые габбро и другие.

Роговообманково-авгитово-биотитовые граниты и сиениты. Обе группы горных пород по существу не отделимы друг от друга, так как они широко распространены во всех щелочно-гранито-сиенитовых массивах данного района Кальчика и Кальмиуса, и многократно незаметно переходят друг в друга. Во всяком случае сиенит играет вполне подчиненную роль по отношению к гранитам.

Окрашены эти породы обычно в темные, почти черные или зеленоваточерные и темные зеленовато-серые цвета. Обычно отличаются почти полным отсутствием биотита, но зато почти постоянным присутствием оливина (гортонолита), реже переходят в пироксеновые диориты.

Структура крайне разнообразная — крупно- и среднезернистая, с размером зерен от 0.3—0.5 мм в мелкозернистых разновидностях и до 1—1.5 см в более крупнозернистых. Структура то равномернозернистая, то порфировидная. В некоторых случаях отчетливо проявляется также и флюидальная структура.

Главными составными частями этих пород являются калиевый полевой шпат, представленный, главным образом, микроклином, и кислый плагиоклаз (олигоклаз) и разнообразные фемические минералы—различные типы роговых обманок, пироксенов (авгитовый диаллаг, диаллаговидный авгит, эгирин-авгит, эгирин), иногда также и биотит, в гранитах также и кварц. Очень мало отличимы от этих пород, по своему внеш-



Фиг. 12. Мигматит. Лидино на р. Кальчике.

нему виду, диориты; отсутствие калиевого полевого шпата обнаруживается только под микроскопом. Характерной составной частью является также оливин (гортонолит). Относительные количества этих минералов крайне непостоянные. Породы то обогащаются калиевым полевым шпатом, то, наоборот, калиевый полевой шпат уступает место плагиоклазу.

Своеобразие состава гранитов и сиенитов сближает их с рапакиви в отношении как характера части роговых обманок и пироксена, так и в отношении содержания гортонолита и киевитообразной бесцветной роговой обманки, также и присутствия частичных оболочек плагиоклаза вокруг вкрапленников микроклина.

Калиевый полевой шпат представлен почти исключительно микроклином с прекрасно выраженной решетчатой структурой; микроклин прорастает значительным числом пертитовых вростков, начиная от лен-

точных до микропертитовых, когда от вростков альбита остаются только следы в виде морщинистости микроклина.

Плагиоклаз в значительной степени идиоморфный, представлен главным образом №№ 18—20, редко до № 27 или несколько больше. Последнее обусловлено тем, что значительная часть альбита находится в микроклине в виде альбитовых вростков.

На границе между микроклином и плагиоклазом часто видны округлые зерна мирмекита, обычно с тонкими кварцевыми червеобразными вростками. В том случае, когда вростки обладают более крупными размерами, мирмекитовая структура переходит в микропегматитовую.

Кварц обычно образует аллотриоморфные зерна, реже гранулитовые, и в последнем случае вообще вся порода приобретает характер панидиоморфной.

Фемические минералы частью кристаллизовались параллельно с салическими и обычно в нормальной последовательности, т. е. в порядке, начиная с оливина, выделившегося первым, далее ромбические пироксены, моноклинические пироксены, роговые обманки, последним биотит.

Оливин представлен не особенно крупными зернами, почти совершенно бесцветными, переходящими часто в ленточный чешуйчатый темнобуровато-зеленоватый иддингсит с довольно высокой интерференционной окраской. Частью же переходит в бурый аггрегат гидратных окислов железа. Обычно форма зерен оливина округлая, редко имеются следы кристаллографических очертаний, но углы обычно округлены в большей или меньшей степени. $2V =$ около $-80-70°$; $\gamma - \alpha = 0.040$, т. е. свойства не отличимы от свойств того гортонолита, который присутствует в рапакиви, с одной стороны, и в ряде габброноритовых пород Украины, с другой.

Иногда оливин при разрушении дает аггрегаты мелких кристалликов и зернышек магнетита и кварца.

Пироксены представлены разнообразными минералами. Особенно часто, но реже, чем роговые обманки, в состав гранитов и сиенитов входит авгит в виде почти изометричных неправильных зерен, часто содержащих внутри себя зерна оливина. Окраска авгита светлокоричневая; $c : \gamma$ около $45°$; $\gamma - \alpha = 0.025$; $2V = +66 + 69°$. Обычно зерна авгита окружены оболочками, часто неполными, из той или иной роговой обманки.

Диаллаг присутствует лишь иногда, но редко самостоятельно, независимо от других фемических минералов, чаще вместе с различными амфиболами.

Образует такие же зерна, как и авгит, часто более или менее отчетливо идиоморфные, слабо вытянутые по c, с резко выраженной тонкополосатой структурой; $c : \gamma = 41°$; $2V =$ около $+60°$. Цвет сероватый до слабобуроватого, чаще со слабозеленоватым оттенком. В диаллаге

Таблица 11

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	72.80	72.50	68.72	77.28	59.63	72.98	65.86	61.01
TiO_2	0.12	сл.	—	—	—	0.42	1.21	0.61
Al_2O_3	13.58	13.77	14.72	14.35	14.35	12.87	10.82	16.85
Fe_2O_3	1.27	1.80	1.42	2.44	2.44	2.29	4.41	1.49
FeO	1.87	1.08	1.74	0.77	4.47	1.46	5.73	5.53
MnO	0.05	0.05	0.01	сл.	0.10	0.18	0.15	—
MgO	0.22	0.47	1.29	0.26	4.30	0.75	1.08	0.04
CaO	1.51	0.80	2.52	2.27	5.17	0.99	3.25	2.95
Na_2O	3.52	3.45	3.07	3.49	3.69	3.90	2.03	4.32
K_2O	4.85	5.61	4.25	3.55	2.92	2.68	4.86	6.22
H_2O+	—	—	—	—	—	—	—	0.35
H_2O-	—	—	—	—	—	—	—	0.11
S	79.71	79.98	76.65	80.82	65.88	80.38	74.49	68.65
a	10.5	12.8	8.5	10.0	4.8	9.2	5.8	9.0
c	2.1	1.6	4.2	4.4	2 6	1.6	1.4	2.0
f	7.4	5.6	7.3	5.6	12.6	9.2	12.8	9.0
SiO_2	7.30	8.3	7.5	8.2	6.3	8.7	8.3	5.9
RO	1.17	1.09	1.27	0.98	2.3	1.1	1.7	1.7
R_2O : RO	1.9 : 1 4.10	2.7 : 1 4.1	1 : 1.1 3.5	1.6 : 1 4.2	1 : 2.9 2.4	1.5 : 1 4.3	1 : 1.8 3.5	1 : 1.1 2.5
β	25.5	25.1	30.5	23.8	51.8	23.9	34.0	45.7

1. Серый гранит окрестностей Кривого Рога. 2. Серый гранит, оттуда же. 3. Серый порфировидный гранит, оттуда же. 4. Гранит, оттуда же 5. Пироксеновый гнейс, оттуда же. 6. Гранит р. Кальмиус. 7. Роговообманковый гранит р. Кальмиус. 8. Роговообманковый гранит окрестностей Чермалыка.

присутствуют иногда мелкие четырехугольные пластиночки бурого цвета; зерна как диаллага, так и авгита нередко окружены каемками из зеленой роговой обманки, либо в виде более крупных сплошных зерен, либо в виде аггрегатов мелких зерен.

Имеются также переходы от авгита без диаллаговой структуры к типичному диаллагу.

Эгирин попадается только в редких случаях; особенно часто он присутствует в сиенитах, которые развиты вблизи района развития нефелиновых сиенитов; так он встречен был мной около с. Архангельского в эгириновом сиените. Обладает обычными свойствами эгирина нефелиново-сиенитового массива, с резко выраженным плеохроизмом от зеленого, частью травянисто-зеленого до желтовато-зеленого, с углом

$c : \alpha = 5^c$ и высокой интерференционной окраской; $\gamma - \alpha = 0.036$. В присутствии эгирина плагиоклаз обладает составом альбита № 5, калиевый полевой шпат представлен ортоклазом.

Пироксены иногда обладают скелетной структурой, прорастая, главным образом, плагиоклазом, с которым они очевидно кристаллизуются одновременно.

Значительно более разнообразны амфиболы.

Далеко не часто встречается зеленая роговая обманка (обыкновенная) с окраской от зеленой или буро-зеленой до грязноватозеленой и светложелтой ($c : \gamma = 15°$; $\gamma - \alpha =$ около 0.022) с обычно более или менее сильно удлиненными зернами, с плохо образованными гранями призмы по (110) и иногда также (010).

Чаще встречается роговая обманка, интенсивно окрашенная в буровато-зеленый цвет, чрезвычайно сходная с аналогичными роговыми обманками, входящими в состав рапакиви северных частей Украины и родственных рапакиви пород. Обычно она является преобладающей среди фемических компонентов щелочных гранитов бассейна Кальчика и Кальмиуса. Обычно она образует сплошные зерна, нередко также более или менее скелетные, благодаря прорастанию ее кварцем, частью также и плагиоклазом, иногда также и скелетными листочками биотита. Обычно резко отделена от пироксена, который образует в ней центральные части зерен, обычно во взаимно-параллельном прорастании (взаимно-параллельны вертикальные оси обоих минералов). Характерна непостоянная окраска этой роговой обманки: γ—бурая с зеленоватым оттенком, почти черная, β — буро-зеленая, α — светложелтая или же γ — темнозеленая с синеватым оттенком, α — светложелтая.

Нередко проявляется также и голубоватая окраска, аналогично тому, что наблюдается и в рапакиви.

Угасание не вполне постоянное: $c : \gamma =$ от 13° до 15°, иногда уменьшается до 10°.

Точно так же непостоянна и сила двойного лучепреломления от 0.015 и несколько менее (редко до 0.008), и до 0.020 в отдельных также сравнительно редких случаях.

Присутствует также в отдельных штуфах голубовато-зеленая роговая обманка, в общем более светлоокрашенная, с углом угасания $c : \gamma = 15°$ и $\gamma - \alpha = 0.035$, возможно и несколько выше. Эта роговая обманка приближается по своему характеру к киевиту, отличаясь от него несколько более слабым двойным лучепреломлением.

Угол оптических осей в буро-зеленой роговой обманке 2V обычно $= -47°$. В некоторых случаях этот угол понижается до значительно меньших размеров, иногда $2V = -15 - 10°$, редко почти он равен 0 (2V около $-5°$).

Одновременно с буро-зеленой роговой обманкой присутствует также киевит то сплошными зернами, то волокнистыми и игольчатыми аггре-

гатами, иногда с радиально-лучистым сложением. Окраска киевита иногда слабожелтоватая; обычно он почти совершенно бесцветный: $c : \gamma = 0.050$.

В районе Чермалыка, также в районе, прилегающем к Мариуполю, наряду с другими роговыми обманками в отдельных участках массивов присутствуют также и своеобразные роговые обманки со следующими свойствами: основная окраска сплошных зерен этой роговой обманки индигово-синяя, очень густая (β), фиолетовые оттенки отсутствуют совершенно, γ — темнозеленая, α — светлокоричневая, почти бесцветная. Интерференционная окраска очень низкая, $\gamma - \alpha$ равно почти 0.009, возможно в некоторых случаях и меньше. Чрезвычайно резко выражена дисперсия биссектрис в разрезах, параллельных (010). Эта окраска данной роговой обманки не соответствует окраске тарамитов Морозевича: α — небесно-синий, зеленый, почти черный, β — небесно-зеленый, α — бледножелтый.

Угасание $c : \gamma$ в тарамите для красного цвета 14°, для фиолетового 18°; в данной роговой обманке—для красного 20° и для синего и фиолетового 50°.

Ближе всего она подходит к рибекиту Аильза Краг, описанному в 1891 г. Тиллем и типу III Айнберг (2).

Иногда в одном и том же выделении роговой обманки можно видеть нарастание различных типов их в определенной последовательности по зонам; так в гранитах Чермалык были встречены такого рода роговые обманки: с ядром, с узкой промежуточной частью и широким ободком, для которых выявились следующие изменения окраски:

1) Ядро: γ — бледнофиолетовый почти бесцветный, β — бледнозеленый почти бесцветный, α — слабо-зеленовато-желтоватый.

2) Средняя зона: γ—светлофиолетовый, β—густой сине-индиговый, α—светлофиолетово-зеленоватый, частью совсем бледный.

3) В оболочке: γ—светлокоричневый, иногда со светлозеленоватым оттенком; β — оливково-зеленый довольно темный; α — изумрудно-зеленый.

Угасание $c : \gamma$ в ядре 3°, интерференционная окраска довольно высокая; в средней зоне 8°, высокая интерференционная окраска; в оболочке 16°, интерференционная окраска очень низкая, сильная дисперсия биссектрис, как и в средней зоне.

В некоторых роговых обманках наблюдается также и фиолетовый оттенок; следовательно, такого рода роговая обманка приближается к кросситу.

Особый тип представляет собой голубая роговая обманка, изредка встречающаяся в этих гранитах и сиенитах, отличающаяся $\gamma - \alpha = 0.0089$; $c : \gamma = 19°$, причем в зернах ее можно иногда заметить переход голубой окраски в отдельных участках ее в яркую изумрудно-зеленую.

Биотит обычно присутствует в небольшом количестве, как последний по времени образования из фемических минералов, окрашен в густой почти черно-бурый цвет до светложелтого, с обычными для биотита контурами.

Кроме того присутствуют апатит, циркон, ортит, магнетит, титанистый железняк, с лейкоксеновыми оболочками.

Относительные количества фемических и салических минералов крайне разнообразны. Структура также разнообразна, обычно гипидиоморфнозернистая, равномерно зернистая, реже порфировидная, иногда со слабо выраженным переходом к гранулитовой.

Химические анализы приведены на стр. 122.

Роговооманковые граниты по большей части почти не затронуты горообразующими процессами и лишь иногда проявляется слабое волнистое угасание кварца, редко более или менее резко выражена милонитизация самой породы.

Биотитовые граниты, выступающие частью независимо от роговообманковых гранитов, частью образующие между ними участки, окрашены обычно в розовые мясокрасные цвета. Иногда обладают порфировидной структурой, часто также равномернозернисты. Среди них можно различать ряд типов, главными из которых являются биотитовые порфировидные граниты, развитые около ст. Анатолии и ст. Карани, также около Николаевки между нею и Волновахой, и в ряде других мест, розовые аплитовые граниты, образующие мощные до 60—100 м, иногда жилообразные тела, состоящие из мелкозернистого аггрегата кварца и полевых шпатов, почти бесслюдистые; они могут иметь большое значение, как полевошпатовое сырье взамен пегматитов, при условии размола на пегматитовых заводах. Они пользуются распространением среди области развития мигматитов как в бассейне Кальчика, так и в особенности Кальмиуса.

Эпидотовый гранит выступает в районе ниже Стыли по р. Мокрой Волновахе, также несколько ниже с. Николаевки на левом берегу ее. Эпидотовый гранит в значительной степени милонитизирован, состоит из кварца аллотриоморфного, микроклина, плагиоклаза около №№ 15—20 и биотита с довольно большой примесью неправильных зерен эпидота, зеленых макроскопически, желтых и довольно резко плеохроичных под микроскопом, с яркой интерференционной окраской. Аналогичные породы выступают в ряде мест по р. Кальмиусу.

Диориты. Диориты встречаются изредка в бассейне Кальмиуса, где они представлены черными и зеленовато-черными среднезернистыми, часто мелкозернистыми породами, образующими либо небольшие массивы, либо дейки, состоящие из основного плагиоклаза №№ 30—40 и в значительной степени аллотриоморфной зеленой роговой обманки, светлозеленой ($c : \gamma = 22$; $\gamma - \alpha = 0.018$). Встречаются плеохроичные оболочки вокруг кристалликов ортита.

Среди гранитового массива окрестностей Чермалыка и Чердаклов попадаются отдельные участки, образованные мелкозернистым диоритом, форма залегания которого приближается к дейкам. Порода мелкозернистая; плагиоклаз—андезин, роговая обманка частично носит уралитовый характер. Иногда можно видеть, что фемические минералы замещены аггрегатами хлорита, выполняющими пустоты среди идиоморфных кристаллов плагиоклаза, т. е. имеются следы первичной диабазовой структуры. Структура непостоянная, меняется от диоритовой до диабазовой. В этой же породе присутствуют обломки кристаллического известняка, очень малых размеров—один или несколько больше сантиметров; этот кристаллический известняк состоит из мелких неправильных зерен кальцита; в непосредственном контакте с диоритом присутствуют мелкие игольчатые кристаллики зеленой роговой обманки.

Среди щелочных гранитов попадаются местами также участки, образованные авгитовыми диоритами, с плагиоклазом от № 25 до № 30, в плагиоклазе наблюдается довольно резко выраженная полизонарная структура. Авгит образует мелкие, около 1—2 мм в поперечнике, зерна, окрашенные в светлозеленоватый цвет; присутствуют небольшое количество зеленой роговой обманки, мелкие листочки скелетного биотита. Много титанита и кальцита, последний выполняет пустоты.

Изредка в областях развития мигматитов встречаются выходы хлоритовых диоритов, в которых зеленая роговая обманка сохраняется только частично; одновременно присутствует много мелких и крупных зерен эпидота; более крупные из них обладают диаметром до 1—2 мм; $\gamma - \alpha = 0.045$; $2V = -80°$. Здесь также присутствует значительное количество зерен титанита.

Габбро. Породы группы габбро встречаются в восточной половине Приазовского массива сравнительно редко и не образуют сколько-нибудь крупных массивов, обычно попадаются в отдельных выходах. Особенно крупные массы их развиты в районе, прилегающем к Ласпи в северной части района (средняя часть Кальмиуса), около Каракубы у устья р. Мокрой Волновахи, где они представляют собой более глубокие части масс базальтовой магмы, в других местах давшей начало породам дейк в виде диабазов и диабазовых порфиритов и других пород. Они же обнаружены были мной также и в южной части бассейна р. Кальмиуса около балки Ханженковой, на берегу р. Кальмиуса, где выступают кварцево-авгитовые габбро. Выше по р. Кальмиусу местами, между прочим около Каракубы, выступают также и роговообманковые габбро.

Пироксеновое габбро у с. Ласпи на правом берегу р. Кальмиуса состоит из среднезернистого аггрегата лабрадора № 50, частью несколько более кислого, в некоторых случаях близкого к № 40. Плагиоклаз водянопрозрачный образует слабо идиоморфные зерна. Авгит

слабозеленоватый, слабоплеохроичный; $c:\gamma = 40°$; $\gamma - \alpha = 0.025$; $2V =$ = около $+ 65°$. По составу своему стоит между диопсидом и геденбергитом. Он также лишь частично идиоморфный, в результате чего структура породы типичная для габбро. В незначительном количестве присутствует апатит, титанистый железняк, очень мало неправильных зерен кварца, многочисленные зерна титанита, кристаллики и зерна магнетита.

Аналогичное габбро образует отдельные выходы в районе Кальчика, между прочим в районе, расположенном ниже с. Архангельского.

Роговообманковое габбро окрестностей Каракубы отличается темносерой, почти черной окраской, состоит из преобладающего лабрадора № 50 с колебаниями то в сторону более кислого, то в сторону более основного плагиоклаза. Из фемических минералов присутствует коричневая роговая обманка, с плеохроизмом от темнокоричневого цвета до светложелтого или светлокоричневого, почти бесцветного; $c:\gamma = 12°$; $\gamma - \alpha = 0.034$; $2V = \pm 90°$. Одновременно присутствует небольшое количество слабо идиоморфного диаллага; зерна его мелкие, уцелевшие от преобразования в коричневую роговую обманку.

Кварцево-авгитовое габбро у балки Ханженковой состоит, главным образом, из лабрадора, близкого к № 50, и авгита, также и ромбического пироксена. Авгит тождествен по своим свойствам с авгитом пироксенового габбро, описанным выше. Гиперстен зеленоватый, со слабым плеохроизмом, прямым угасанием; $\gamma - \alpha = 0.043$; $2V = -70°$.

Внутри этого минерала, близкого по ряду признаков к гиперстену, но отличающегося большой силой двойного лучепреломления, присутствуют мелкие волоконца и пластинки, по α темнозеленых, по β почти черных, по γ светлых синезеленых, с очень малой силой двойного лучепреломления (шлиф. 13 Л/830).

Горные породы, образующие дейки, лакколиты и покровы. Среди этих пород особенно видную роль играют, с одной стороны, основные породы, производные различных типов базальтовой магмы—базальты, диабазы, диабазовые порфириты, баркевикитовые порфириты, с другой—сравнительно кислые породы: андезиты различных типов и кирпичнокрасные по большей части породы, отнесенные в свое время Морозевичем к ортофирам. Ряд этих пород обозначался ранее типами керсантитов, минетте, вогезитов и других, причем уже из самих названий видно, что их относили к породам жильным в смысле Розенбуша.

Мои исследования показали, что разнообразие этих пород чрезвычайно велико; среди них можно различать, с одной стороны, типы ультраосновные, как, например, породы, которые можно отнести к авгититам, с другой—также и породы кислые, как типичные кварцевые порфиры. Особенно крупную роль играют производные базальтовой магмы упомянутые выше, и андезиты, а также частью породы, относимые Моро-

зевичем к ортофирам, в действительности представляющие собой дейковые палеондезиты-трахиты.

Среди этих пород возможно различать более древние породы, подвергшиеся более или менее глубокому изменению (ряд порфиритов и порфиров); с другой стороны, имеются очень свежие породы со стекловидным плагиоклазом, в частности некоторые породы, тождественные в отношении ряда свойств волынитам, содержащим здесь стекловидный водянопрозрачный плагиоклаз, или такие неизмененные породы, как, например, ряд андезитов (палеоандезитов), несомненно более юные, чем карбоновые породы, которые обладают всеми свойствами неовулканических андезитов.

В отношении форм залегания этих пород можно указать на следующие характерные особенности. В южной части района и в западной все эти породы образуют, главным образом, дейки различной мощности и крайне разнообразного простирания (большею частью СЗ—ЮВ). По направлению в общем к СВ дейки постепенно сменяются массивами то неправильной формы и не особенно крупных размеров (штоки среди докембрия), то переходят в лакколитообразные массы, залегая, повидимому, частью конкордантно среди мигматитов; они же образуют лакколитоподобные формы залеганий, также и среди нижнекаменноугольных отложений, наряду с присутствием тут же и дейк.[1]

Еще далее на СВ между ст. Волновахой и Каракубой они часто представлены в виде покровов, иногда повторных (например, по балке Камышевахе, Хайнах, Чохрак и др.).

[1] В ряде случаев применяется термин „дейковые породы", а термин „жилы" заменен термином „дейки"; это основано на исследованиях тех пород, которые обычно относились к жильным в районе Украины; это, однако, не соответствует тому смыслу, который вкладывается в название собственно „жильные породы", как продукты отщепления от магм определенного типа—гранитной (минетте и аплиты), диоритовой (керсантиты, вогезиты), габбровой (беербахиты, одиниты) нефелиново-сиенитовой (мончикиты, камптониты, тингуаиты) и т. д.; эти породы обычно залегают в форме жилы, и далеко за пределы родоначальной магмы (горных пород) не уходят, не образуя иных форм залегания. Между тем, в районе Приазовского массива и в особенности в восточной части его совершенно ясно видно, что ряд пород, образующих дейки, являются переходными от излившихся к глубинным породам; залегание не всегда в виде дейк; если иногда они часто действительно заполняют прямолинейные трещины, то в ряде других случаев они выполняют также и неправильной формы пространства, образуя формы залегания, которые Морозевич определяет как лакколитовые; не отрицая лакколитовое условие залегания, я определял их как штоковидные. Ни в мигматитах, ни в гранитных массивах прорывающие их породы лакколитов не могут образовывать. Диабазы дейк, являясь переходными между поверхностными базальтовыми покровами и глубинными штоками и массивами габбро, представляют собой типичные субабиссальные породы; крупнозернистые палеоандезиты занимают то же положение между диоритами, с одной стороны, и палеоандезитам покровов, с другой. Многочисленные дейки диабазов указывают на наличие на глубине по большей части вскрытых денудацией габбровых массивов; в то же время обилие и мощность их дейк указывает на мощные, когда-то существовавшие базальтовые покровы, в настоящее время денудированные.

Таким образом имеются постепенные переходы от глубинных и гипабиссальных пород на ЮЗ и З, до излившихся на СВ.

Одновременно изменяются и некоторые черты петрографического характера самих горных пород с З и ЮВ на В и СВ; диабазы крупнозернистые сменяются более мелкозернистыми и затем базальтами; меняют свой характер также и андезиты, хотя и не так резко, сохраняя свою структуру в различных частях района.

Особенно мощным развитием и большим разнообразием отличаются породы базальтовой магмы.

Среди всех этих пород мы можем различать:

1) Диабазы, диабазовые и авгитовые порфириты, баркевикитовые порфириты, базальты, авгититы.

2) Палеоандезиты.

3) Палеоандезито-трахиты.

4) Кварцевые порфиры.

Диабазы. Диабазы пользуются на всем протяжении бассейнов Кальчика и Кальмиуса особенно широким распространением, причем особенно обильные и мощные дейки, до 60 м мощности, встречаются в районе Ласпи и Мервена, т. е. в северовосточной части района, в средней части течения р. Кальмиуса. Здесь они выдвигаются среди гранитов и мигматитов, которые они прорезают, в виде валов до 5 и более метров высоты, ближе к долине реки, тянущейся на протяжении нескольких километров и затем исчезают в связи с полным разрушением самой породы и превращением ее в почву.

Простирание дейк диабаза обычно СЗ.

Диабазы этого района массивны, окрашены обычно в темносерые с зеленоватым оттенком цвета, то более темные, то более светлые, крайне разнообразной степени зернистости от мелкозернистых до крупнозернистых с кристаллами плагиоклаза до 1 см и несколько более. Преобладают диабазы авгитово-плагиоклазовые, но иногда встречаются также диабазы с большим или меньшим содержанием биотита или роговой обманки (разных типов): имеются также диабазы с большим или меньшим содержанием кварца.

Лабрадор—обычно табличатыми кристаллами, резко идиоморфными по отношению к авгиту, часто совершенно водяно-прозрачный, стекловидный; обычно он близок к № 50 (балки Кровавая, Козлова, Верлю окрестностей Мервена, Ласпи и др.). В то же время в некоторых мощных дейках он обладает также и более кислым составом вплоть до № 30, что однако наблюдается сравнительно редко, например, в некоторых диабазовых дейках окрестностей Мервена (№ 40) или балки Водяной (№ 45).

Обычно, в особенности в более кислых разностях, он обладает резко выраженной зонарной структурой. На кислый характер лабрадора в ряде

Таблица 12

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	40.49	41.96	48.89	48.68	46.58	44.09	41.19	38.74	56.02	53.16	65.32	62.02	59.94	64.97	59.63	57.70	56.08	74.15	72.00	80.66
TiO_2	17.67	2.87	1.42	1.56	1.85	0.84	1.74	0.71	2.31	1.12	—	—	—	0.91	0.28	0.62	2.12	1.08	0.48	0.66
Al_2O_3		13.65	19.97	18.25	20.31	20.57	16.14	12.47	16.69	16.45	12.00	15.15	15.52	4.15	18.35	20.37	11.06	2.67	11.91	7.18
Fe_2O_3	14.50	4.78	2.15	7.57	4.65	0.52	1.65	7.97	9.35	6.23	8.54	2.08	2.53	3.67	4.59	4.12	2.36	11.96	3.11	4.26
FeO		7.53	8.99	2.06	6.73	9.58	7.67	5.54	0.88	3.67	—	1.96	2.00	0.73	1.03	3.10	2.36	1.37	1.18	0.59
MnO	—	—	0.16	0.38	0.31	0.21	отс.	0.05	0.46	0.67	—	—	—	0.09	0.18	0.08	сл.	0.12	0.07	0.06
MgO	4.10	8.19	4.64	5.51	1.56	3.66	9.28	9.32	1.35	3.36	1.33	3.75	3.62	2.25	1.08	2.84	2.15	0.79	1.61	0.14
CaO	10.40	9.75	8.31	8.03	7.48	9.82	13.87	11.71	3.44	3.85	3.90	4.72	6.76	4.37	2.01	5.20	0.91	0.38	0.33	0.41
Na_2O	4.48	2.92	1.54	3.24	2.78	2.24	1.57	2.65	2.31	2.93	6.21	5.05	4.46	4.71	4.85	2.12	1.61	2.86	2.21	0.18
K_2O	2.48	1.83	2.24	1.28	1.12	1.43	2.28	1.82	4.32	7.16	5.00	1.23	1.29	1.74	5.29	2.85	4.01	3.92	5.58	5.09
CO_2	6.64	6.02	—	—	—	4.59	—	—	—	—	71.97	69.7	66.3	72.4	68.94	65.60	—	—	—	88.20
S	48.79	49.70	55.67	50.27	58.58	51.94	48.06	49.33	67.51	—	11.9	2.6	4.8	6.8	9.8	3.4	—	—	—	9.2
a	4.5	2.2	2.0	2.9	1.3	2.4	1.7	2.4	4.9	—	1.4	5.3	3.7	3.2	2.5	5.0	—	—	—	1.0
b	3.4	2.2	6.5	4.7	3.0	6.3	4.0	2.4	3.7	—	6.7	10.1	11.5	10.0	7.7	11.6	—	—	—	9.8
f	12.1	15.6	11.5	12.4	15.7	11.3	14.3	15.2	11.7	—	6.5	7.47	8.41	8.0	5.8	5.3	—	—	—	—
SiO_2	3.9	4.38	3.8	3.6	3.4	3.6	4.2	3.8	4.3	—	9.3	6.47	6.11	6.58	4.80	4.29	—	—	—	13.9
RO	3.0	3.28	2.1	1.7	1.4	2.2	3.5	3.0	0.9	—	2.61	1.76	2.0	1.41	1.08	1.21	—	—	—	0.84
$RO:R_2$	4.3:1	7.3:1	8.6:1	4.7:1	4.8:1	7.4:1	102:1	6.9:1	1.4:1	—	1:1	1:3	1:2.8	1:1.46	1:1.5	1:3.3	—	—	—	3:1
α	1.3	1.4	1.5	1.6	7.5	1.4	1.4	1.3	2.2	—	3.35	2.65	2.44	2.99	2.33	2.04	—	—	—	7.22
β	103.8	97.47	79.7	75.4	70.7	90.0	102.0	103.9	43.8	—	39.0	41.81	49.03	36.60	43.6	51.4	—	—	—	13.4

1. Оливиновый базальт, западная окраина Донбасса, по Алексееву. 2. Анамезит, Николаевка, р. М. Волноваха. 3. Базальт, бассейн р. Кальмиуса, по В. И. Соколову. 4. Плотная порода из конгломерата, оттуда же. 5. Диабазовый порфирит, там же. 6. Диабазовый порфирит, там же. 7. Темный жильный порфирит, там же. 8. Мончикит, западная окраина Донбасса, Мокрая Волноваха. 9. Темный порфирит, там же. 10. Темная основная порода, там же.

11. Роговообманковый андезит, Игнатовка; 12 Роговообманковый андезит, балка Дубовая. 13. Роговообманковый андезит, Мокрая Волноваха, ниже Николаевки. 14. Андезито-дацит, там же. 15. Палеотрахит, бассейн р. Кальмиуса, по В. И. Соколову. 16. Порфир, оттуда же, то же. 17. Красный девонский сланец (туф), то же. 18. Тингуаит, то же. 19. Зеленый вулканический туф, то же. 20. Кварцевый порфир, то же.

случаев указывают и продукты выветривания его—соссюрит с примесью серицита.

Авгит обычно аллотриоморфен по отношению к плагиоклазу, в то же время иногда в нем проявляется также и большая или меньшая степень идиоморфизма, особенно идиоморфен он в отдельных дейках, когда в породе присутствует бурое аморфное вещество (стекло), по отношению к которому он резко идиоморфен.

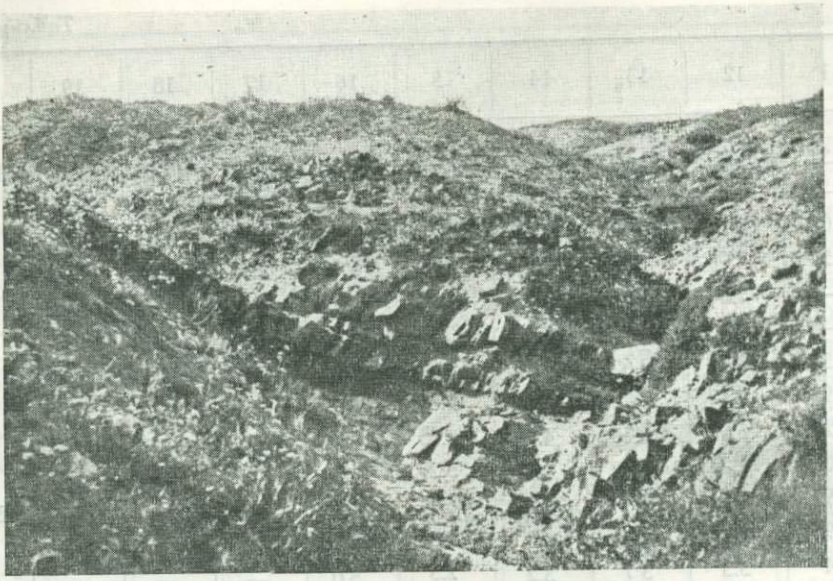
Иногда (балка Верлю и др.) авгит образует удлиненные, почти игольчатые кристаллы.

Обычно авгит совершенно свежий, светлокоричневатый с заметным фиолетовым оттенком; окраска иногда располагается так, что проявляется зонарная структура кристаллов авгита.

Иногда переходит в хлорит или уралитовую роговую обманку. Зерна авгита обычно полные, но иногда и скелетные.

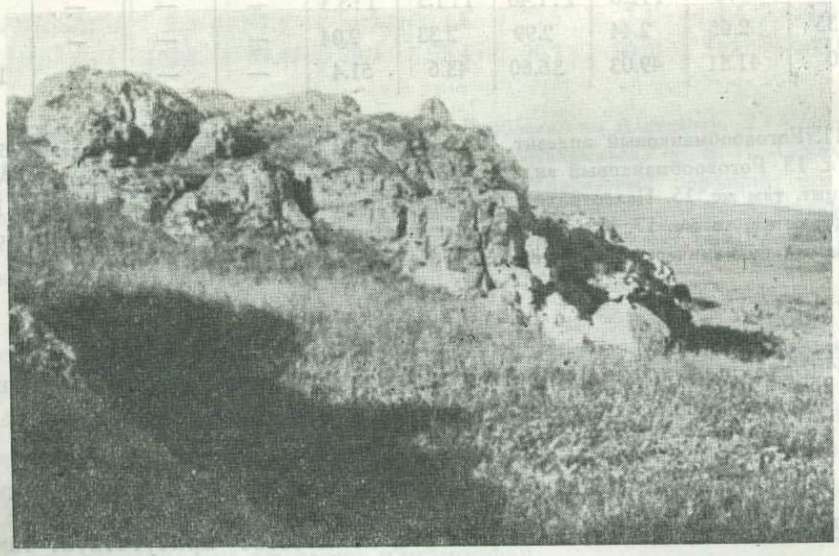
$$c:\gamma = 41°;\ \gamma - \alpha = 0.030;\ 2V = +60°.$$

В отдельных дейках в небольшом количестве присутствует также и роговая обманка, окрашенная в светлозеленый цвет; присутствует в ряде дейк буровато-зеленая до светложелтого оттенка роговая обманка. Нередко авгит и роговая обманка находятся в параллельном срастании; взаимно-параллельны вертикальные оси и повидимому (010); граница, между авгитом и роговой обманкой резко выражена; роговая обманка образует оболочки вокруг авгита.



Фиг. 13. Пологопадающая дейка диабаза, р. Кальмиус окр. Мервена.

Кроме того, иногда присутствуют неправильные зерна кварца, в различном количестве апатит в виде зерен и кристалликов, титанит

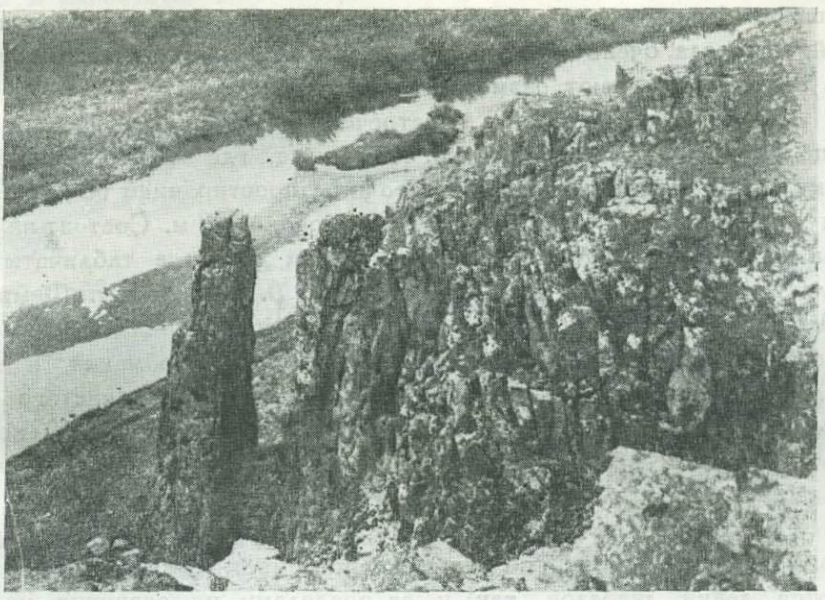


Фиг. 14. Дейка диабаза, р. Кальмиус, окр. Ласни.

иногда в виде крупных зерен, магнетит, титанистый железняк. Оливин встречается лишь изредка.

Структура крайне разнообразная; можно видеть все те структуры, которые описал Левинсон-Лессинг в своей работе о траппах Восточ-

ной Сибири (Левинсон-Лессинг, Гинзберг и Дилакторский. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. Изд. Академии Наук СССР, 1932): 1) типичная интерсертальная структура, при которой крупные кристаллы лабрадора идиоморфны, авгит выполняет пустоты между ними в виде аллотриоморфных зерен; 2) типичная офитовая структура, при которой крупные табличатые кристаллы лабрадора цементируются крупными кристаллами авгита; 3) переходный тип интерсертально-офитовой структуры; 4) гломеропорфиритовая структура, наблюдаемая реже предыдущих, с мелкими аггрегатами мелких



Фиг. 15. Дейка диабаза, р. Кальмиус, окр. Мервена.

зерен авгита, выполняющих пустоты между крупными кристаллами лабрадора; 5) пойкилофитовая структура, также наблюдаемая не часто, с крупными зернами авгита, среди которых рассеяны более мелкие табличатые кристаллы лабрадора; 6) порфиритовый тип с вкрапленниками более крупных кристаллов плагиоклаза.

Если присутствует кварц, то он частью входит в состав микропегматитовых срастаний с полевым шпатом по преимуществу.

Так как оливин в диабазах данного района по большей части отсутствует и, наоборот, нередко имеются признаки присутствия кварца, то можно думать, что в данном районе среди диабазовых магм преобладали магмы сравнительно кислые.

Биотитовые и биотитово-роговообманковые диабазы отличаются довольно резко своим составом от авгитовых диабазов тем, что они, во-первых, обычно в значительной степени разрушены,

хлоритизированы и нередко уралитизированы; во-вторых, отличаются содержанием, наряду с табличатым лабрадором, состава, близкого к №№ 45—50 темнокоричневой роговой обманки, с очень малым углом оптических осей—2 V до—60°, с углом угасания $c:\gamma =$ около 15°.

Одновременно присутствует также авгит, близкий к диаллагу; роговая обманка обычно окружает его оболочкой, часто тонкой; присутствует темнокоричневый биотит, образующий также частью тонкие оторочки вокруг зерен диаллага, частью и вокруг роговой обманки; обыкновенно в этих оторочках он образует сравнительно мелкочешуйчатые аггрегаты, присутствуют также в небольшом количестве листочки совершенно бесцветного, поляризующего с небольшим углом оптических осей, минерала, очень сходного с мусковитом; размеры сплошных листочков его мало уступают размерам других минералов.

Биотитовый диабаз встречен был только в районе тотчас выше Ласпи на правом берегу р. Кальмиуса, где этот диабаз образует дейку среди гранитов, с северовосточным простиранием 60°, т. е. иным, чем другие диабазовые дейки, мощностью около 2 м. Состоит из лабрадора состава, близкого к №№ 45—50, при диаметре табличатых кристаллов его около 2 мм, при толщине 0.18—0.20 мм. Фемические минералы представлены, главным образом, темнокоричневым биотитом с небольшой примесью темнокоричневой роговой обманки, и длинностолбчатых кристаллов, довольно многочисленных, титанистого железняка, в значительной степени перешедших в лейкоксен; довольно много кристалликов и зерен апатита, магнетита. Структура породы, главным образом, близкая к офитовой.

Диабазовые порфириты. Диабазовые порфириты образуют многочисленные дейки, по существу повсеместно, как там, где встречаются дейки диабазов, так и за пределами их развития на юге и западе района, в особенности в южной части района. Среди этих порфиритов можно различать две довольно резко отличные одна от другой группы, именно одну—баркевикитовые порфириты, другую— авгитово-диабазовые порфириты, отличающиеся одни от других своим составом.

Группа собственно диабазового порфирита характеризуется тем, что плагиоклаз образует мелкие и более крупные табличатые кристаллики, в беспорядке рассеянные в основной массе породы, в то время как зерна и аггрегаты мелких зерен авгита выполняют пустоты между ними. Одновременно присутствует также буроватое стекло или продукты выветривания стекла.

Вкрапленники образованы в одних случаях крупными кристаллами авгита, в других—тонкотабличатыми или табличатыми крупными кристаллами плагиоклаза. Состав плагиоклаза непостоянный, изменяется от андезина до лабрадора, № 50; иногда, главным образом в основной массе, он представлен также и олигоклаз-андезином.

Авгит обладает теми же оптическими свойствами, как и авгит диабазов. Он бесцветен или слабо-желтовато-коричневатый. $c:\gamma = 45°$; $\gamma - \alpha = 0.029 - 0.030$; $2V =$ около $+66^c + 65°$. Часты двойники по (100). Кристаллики авгита по большей части удлинены по вертикальной оси, в особенности в основной массе. Вкрапленники короткостолбчатые.

Из других особенностей можно отметить присутствие значительного количества апатита в виде длинноигольчатых кристалликов, переполняющих кристаллы как плагиоклаза, так и авгита.

Иногда присутствуют зерна и кристаллы титанистого железняка, также и магнетита.

Фиг. 16. Поверхность покрова баркевикитового базальта р. Мокрая Волноваха, б. Камышеваха.

Структура основной массы часто типичная диабазовая (микродиабазовая), иногда частично стекловатая, и тогда с мелкими микролитами плагиоклаза и авгита.

Изредка присутствуют мелкие кристаллики баркевикита, чем и обусловливается переход от диабазового порфирита авгитового к баркевикитовому порфириту (базальту).

Баркевикитовый порфирит (черный базальт) обычно окрашен в темный, почти черный цвет, с плотной или очень тонкозернистой структурой. Характеризуется бурым оттенком. Дейки этого порфирита пользуются очень широким распространением, главным образом в районе р. Кальмиуса, частью и по р. Кальчик, хотя и в меньшем количестве. Особенно типично представлены дейки баркевикитового порфирита по балкам Кровавой, Павловой, у Чермалыка, у устья балки

Калмыцкой, в районе балки Чернечьей, также в районе Ласпи и Мервина, далее у Николаевки на Кальмиусе, на балке Антон-Тарама, на Мокрой Волновахе и в ряде других мест.

Породы частью порфировые, из плагиоклаза, по большей части лабрадора, иногда и андезина, авгита и баркевикита. По структуре и составу очень близки к диабазовым порфиритам, от которых отличаются присутствием значительного количества баркевикита, причем последний обычно преобладает над авгитом; иногда он присутствует только один из числа фемических минералов. Одновременно для этих пород характерно и присутствие огромного количества апатита в виде игольчатых кристаллов, часто довольно длинных.

Фиг. 17. Дейка баркевикитового базальта

Плагиоклаз и авгит того же типа, как и в диабазовых порфиритах.

Баркевикит образует столбчатые кристаллики, окрашенные в коричневый цвет, прекрасно развитые и ограниченные плоскостями (110), (100), (010), (011), (111). Плеохроизм его резко выражен, от темнокоричневого до светложелтого, показатель преломления значительный; $\beta = 1.69$; $c : \gamma =$ = около 12°.

Иногда присутствуют мелкие зерна и кристаллики оливина, обычно почти совершенно неизмененного, в ряде случаев свежего, реже частично серпентинизированного.

Баркевикитовый авгитит. В некоторых случаях в баркевикитовом порфирите (базальте) почти совершенно отсутствует плагиоклаз; в таком случае получается черная плотная или мелкозернистая порода, образованная, главным образом, кристалликами баркевикита и несколько более аллотриоморфного авгита, иногда с примесью стекла. В некоторых случаях в таком баркевикитовом авгитите отдельные кристаллы авгита, хорошо образованные, в виде вкрапленников достигают крупных размеров до 1 и более сантиметров; в некоторых случаях присутствуют в значительном количестве; таковы баркевикитово-авгититовые дейки в районе балки Чернечьей около хутора Шпакова (дейка мощностью около 1 м). Обычно дейки баркевикитовых пород обладают значительной мощностью.

Авгититы. В тех же покровах, которые широко развиты в районе балки Антон-Тарама около Николаевки на р. Мокрой Волновахе, в районе балки Камышевахи, выше Каракубы, среди покровов авгитовых и иных порфиритов присутствуют иногда в довольно значительном

количестве авгититы, плотные и мелкозернистые черные породы, макроскопически не отличимые от других темноокрашенных пород (порфиритов, мелкозернистых диабазов). В них отдельные кристаллы авгита достигают иногда довольно крупных размеров. В основной массе присутствует также почти исключительно авгит в виде мелких кристалликов; вполне подчиненную роль играют мелкие кристаллики плагиоклаза, причем полевошпатовое вещество выполняет промежутки между кристалликами авгита. Повидимому здесь имеются горные породы того вида, из которых почти полностью была отжата плагиоклазовая жидкость. Вкрапленники авгита достигают диаметра 4—4.5 мм при толщине их 2—2.5 мм. В некоторых авгититах в основной массе присутствует в виде включений довольно значительное количество мелких лейст плагиоклаза.

Базальты. В районе, главным образом, непосредственно прилегающем к Донбассу, глубинные и полуглубинные породы типа габбро, диабазов, диабазовых порфиритов и т. д. совершенно исчезают и их заменяют мощные покровы, состоящие из иных пород—именно из базальтов, окрашенных в чисто черный цвет, частью совершенно плотных или буровато-черных, очень плотных до мелкозернистых; они, то без вкрапленников, то с вкрапленниками, главным образом пироксенов. По большей части эти базальты образуют покровы, особенно крупные в районе Николаевки по балкам Антон Тарама и Василь Тарама, балке Камышевахе и др., впадающим в р. Мокрую Волноваху, частью также дейки, пересекающие кристаллические породы—в районе той же Николаевки, в районе Стыли и в других местах; они обычно очень сильно разрушены, в особенности, где они образуют покровы, и более слабо там, где они образуют дейки. В дейках иногда наблюдается прекрасно выраженная столбчатая структура (шестигранная).

Обычно там, где базальты образуют покровы, они одновременно чередуются с другими излившимися породами, главным образом с порфиритами различного состава и с трахитовидными породами (палеоандезито-трахитами).

Состоят они, главным образом, из плагиоклаза и обычно преобладающего авгита. Плагиоклаз большею частью в виде лейст, резко идиоморфных, авгит в виде короткостолбчатых кристалликов и зерен примерно тех же размеров, как и лейсты плагиоклаза. Плагиоклаз близок к лабрадору № 50; авгит обладает теми же свойствами, как и авгит других вышеописанных пород.

Одновременно присутствует в большем или меньшем количестве бурое стекло, выполняющее промежутки, обычно сильно разрушенное, и довольно большое количество мелких кристалликов и зернышек магнетита, иногда переполняющего породу.

Иногда в довольно большом количестве присутствуют неправильные зерна, или короткостолбчатые довольно хорошо образованные кристаллики оливина, в большей или меньшей степени серпентинизирован-

ного. Присутствие оливина, главным образом, отличает эти породы от сходных с ними диабазовых (авгитовых) порфиритов, с которыми в общем эти базальты очень сходны.

Структура их крайне разнообразна и меняется иногда послойно в более крупных потоках. Нередко она, в особенности по балке Камышевахе, миндалекаменная, обусловленная присутствием многочисленных мелких и более крупных, неправильной формы или округлых, почти совершенно круглых миндалин, окрашенных в розовый или белый, или зеленоватый цвета, диаметром от 1 мм до 0.5, редко больше, сантиметров; рассеяны они в породе очень неравномерно. Минералы, выполняющие их, довольно разнообразны. В ряде случаев они представлены кальцитом в виде мелко-, тонко- и довольно крупнозернистого аггрегата. Обычно к кальциту присоединяется также светложелтый плеохроичный ярко поляризующий аггрегат зерен эпидота, который иногда выполняет пустоты и самостоятельно. В ряде случаев присутствует бесцветный цеолит, $\gamma - \alpha = 0.008—0.009$ и с обычным малым показателем преломления, в виде мелкошестоватых зерен. В отдельных редких случаях присутствует пренит с характерным для него паркетовидным строением, показателем преломления $\beta = 1.63$; $\gamma - \alpha = 0.008—0.010$. В отдельных миндалинах в большем или меньшем количестве попадаются мелкие чешуйки хлорита, расположенные лучисто или радиально-лучисто, светлозеленые до бесцветных. Изредка имеются также зерна кварца, неправильной формы. Обычно миндалины являются полиминеральными.

Структура базальтов массивная, равномерно-зернистая или порфировая, в них часто появляется также и флюидальная текстура. Характерно то, что базальты нередко порфировые, благодаря выделению крупных прекрасно образованных кристаллов, главным образом авгита, с обычными для авгитов пород данного района свойствами. Иногда вкрапленники состоят также из темнобурого или темнокоричневого с красноватым оттенком биотита; вкрапленники биотита в таких случаях присутствуют в значительном количестве, резко идиоморфны, с косым угасанием до 3° (биотитовые базальты).

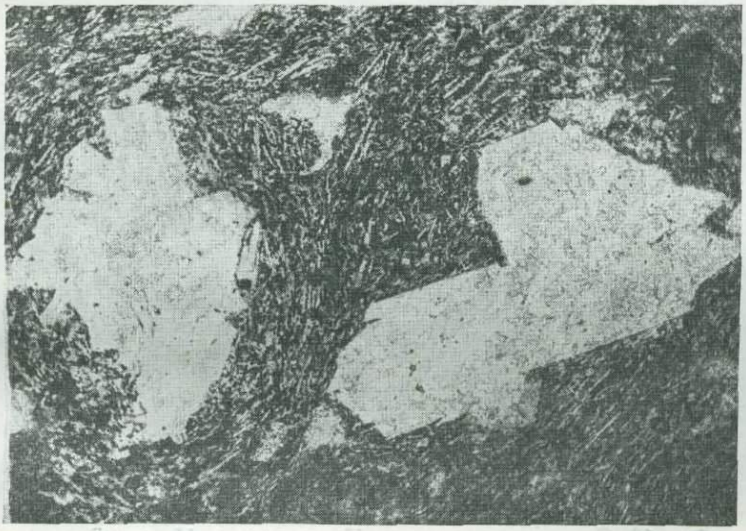
В том случае, когда базальты содержат плагиоклаз более кислый, они приближаются по составу к авгитовым порфиритам, развитым частью в тех же местах, где присутствуют и базальты.

Авгитовые порфириты (частью волыниты) образуют дейки почти по всей восточной части Приазовского массива, в особенности в бассейне р. Кальмиуса, где они образуют дейки, частью идущие в контакте с диабазовыми дейками.

Среди них большой интерес представляют те авгитовые порфириты, которые характеризуются довольно темносерой с зеленоватым оттенком плотной до мелкозернистой основной массой, с рассеянными в ней крупными белыми или водянопрозрачными, стекловидными прекрасно образованными кристаллами плагиоклаза, т. е. по структуре

своей не отличающиеся, как по существу, так и по первичному составу, от части волынитов северозападной Украины; вкрапленники обычно состоят из плагиоклаза, часто тонкотабличатого. Особенно свежие породы такого рода выступают в районе между Ласпи и Мервеном, на обоих берегах р. Кальмиуса, ниже Каракубы.

Основная масса этих пород, образованная плагиоклазом, близким к андезину, и авгитом по преимуществу, редко с примесью других минералов—биотита, роговой обманки, не обладает диабазовой структурой, представляя зернистую смесь с почти одинаковой степенью идиоморфизма обоих минералов—плагиоклаза и авгита, с преобладанием плагиоклаза над авгитом.



Фиг. 18. Порфирит, сел. Каракуба.

В некоторых случаях, главным образом, ниже по течению р. Кальмиуса, частью по балке Камышевахе, впадающей в р. Мокрую Волноваху, тонкотабличатые, иногда очень тонкотабличатые вкрапленники плагиоклаза, длиной и шириной до 2 см, толщиной в 2—3—5 мм, переполняют породу, в отдельных покровах располагаясь взаимно-параллельно.

Основная масса состоит из мелких зерен авгита, частью более крупных размеров, чем присутствующий плагиоклаз, с зонарной структурой, особенно резко выраженной во вкрапленниках; очертания кристаллов его в основной массе обычно толстотабличатые, в других разновидностях тонкотабличатые. Присутствуют иногда также и мелкие листочки темнокоричневого биотита и зеленой роговой обманки. Иногда довольно много магнетита. Основная масса часто обычно атакситовая.

Как и в базальтах, в авгитовых порфиритах присутствуют также миндалины, выполненные кварцем, цеолитами и кальцитом порознь или всеми этими минералами одновременно. В очень небольшом количестве и изредка присутствуют также мелкие зерна неправильной формы бесцветного оливина, частью в виде неясно очерченных кристалликов, также мелкие кристаллики биотита.

Авгититы. В тех же комплексных покровах, которые состоят из чередующихся покровов авгитовых порфиритов, частью и базальтов, присутствуют тонкие прослои, образованные авгититами, состоящими почти исключительно из авгита и стекла; эти авгититы нередко обла-

Фиг. 19. Отдельность андезита, Николаевка, р. Мокрая Волноваха.

дают порфировой структурой, обусловленной тем, что присутствуют, наряду с мелкими кристалликами авгита, входящими в состав основной массы, также и крупные до 5—10 мм длины, редко больше, короткостолбчатые кристаллы авгита. В основной массе иногда при отсутствии стекла можно видеть выполняющее промежутки бесцветное слабо поляризующее вещество, наиболее сходное с полевым шпатом; изредка видно, что это плагиоклаз.

Андезиты. Породы, которые можно назвать андезитами, частью и дацитами, обладают древним возрастом; в ряде случаев возраст установлен в области развития каменноугольных отложений как каменноугольный, так как они прорывают низы карбона, но не входят в отложения верхнего карбона. Их удачно назвал Морозевич палеоандезитами. Называть их порфиритами затруднительно, так как по составу и структуре своей они не отличимы от тех андезитов, которые образуются в настоящее время.

Андезиты развиты, главным образом, в северовосточной части Приазовского массива, следовательно в районе, непосредственно примыкающем к области развития каменноугольных отложений, частью заходят в область развития каменноугольных отложений, прорывая низы их в виде дейк, небольших лакколитов или штокообразных тел, обнажаясь в большом числе мест, начиная от Каракубы и Стыли и до ст. Шахты, частью и далее к востоку, во многих местах выступая по южной окраине Донбасса.

Залегают они в пределах Приазовского массива то в виде дейк в области значительного развития кристаллических пород, пересекая

Фиг. 20. Радиально-столбчатая отдельность роговообманкового андезита, Николаевка, р. Мокрая Волноваха.

гранитные и мигматитовые массивы, частью массивы щелочных гранитов и сиенитов (балка Дубовая около Игнатовки, где они образуют частью дейки, окрестности Каракубы), то образуют неправильной формы залегания, определявшиеся Морозевичем как лакколиты; но так как эти формы залегания наблюдаются в данном случае среди кристаллических пород, где они вряд ли могут существовать, надо считать их скорее штоками; таковы штокообразные формы залегания палеоандезитов ниже Николаевки на р. Мокрой Волновахе, также и в районе той же реки выше Каракубы, по балкам Оттоман и Лисьей, впадающей у Игнатовки в балку Дубовую. Дейки, мелкие лакколитообразные формы залегания образуют палеоандезиты также и в ряде мест среди нижнего и среднего карбона по р. Сухой Волновахе, Большому и Малому Несветаю, р. Аюте и другим по южной окраине Донбасса.

Часто видна прекрасно выраженная столбчатая отдельность с шестигранными столбами, иногда расходящимися веером.

Дейки палеоандезитов обладают разнообразной мощностью. Около Ласпи, тотчас ниже его на правом берегу р. Кальмиуса, дейка типичного серого роговообманкового палеоандезита достигает мощности 7 м, по р. Кальмиусу около Каракубы по балке Вербовой и др.—до 8 м. Размеры штоков (лакколитов по Морозевичу) разнообразны от очень малых в несколько десятков метров в поперечнике (балка Лисья) до нескольких сотен метров (ниже Николаевки).

Фиг. 21. Роговообманковый андезит р. Б. Несветай.

Палеоандезиты обычно окрашены в светлосерый цвет, плотные или частично пористые, с резко выраженной порфировой структурой, благодаря присутствию довольно многочисленных вкрапленников черной роговой обманки; таковы роговообманковые палеоандезиты, играющие преобладающую роль; реже встречаются авгитовые палеоандезиты, играющие второстепенную роль с вкрапленниками авгита.

Широко развиты также андезиты, в состав которых входит небольшое количество калиевого полевого шпата, окрашенные часто в кирпичнокрасный цвет, которые правильнее назвать палеоандезито-трахитами. Их Морозевич называет ортофирами.

Роговообманковые палеоандезиты окрашены обычно в светлосерый цвет, содержат крупные и мелкие сильно удлиненные вкрапленники черной роговой обманки.

Основная масса состоит из мелких и более крупных, в различных частях массивов и дейк, неодинаковой величины лейст плагиоклаза, состава, по большей части близкого к №№ 20—25, обычно располагающихся флюидально, и из многочисленных мелких зернышек и кристалликов почти совершенно бесцветного авгита и мелких кристалликов бледно-зеленой роговой обманки. Одновременно присутствуют иногда довольно многочисленные мелкие кристаллики и зернышки магнетита; в некоторых типах присутствуют также в небольших количествах неправильные зерна кварца, и тогда порода переходит в роговообманковый палеодацит. Вкрапленники образованы исключительно зеленой роговой обманкой.

Роговая обманка светлозеленая, обычно с зонарным распределением окраски, плеохроизм слабый; $c:\gamma = 18°$; $2V \doteq -80°$. Кристаллы длиннопризматические с развитием граней только (110), (010).

Авгитовые палеоандезиты, выступающие по балке Дубовой около Игнатовки (балка Оттоман), как около устья, так и на левом берегу р. Дубовой, где они образуют части массива, прорвавшего граниты, отличаются значительным преобладанием авгита в основной массе и присутствием авгита также и среди вкрапленников. В состав этого массива все же входят, главным образом, роговообманковые палеоандезиты и дациты. Отдельные участки среди авгитовых палеоандезитов образованы исключительно мелкозернистыми аггрегатами авгита.

В районе р. Мокрой Волновахи ниже Николаевки в роговообманковых палеоандезитах попадаются мелкие обломки, образованные аггрегатом мелкозернистых удлиненных кристалликов альбита, флюидально располагающихся; между ними располагаются мелкие зерна нефелина. Эти обломки имеют состав и структуру, не отличимые от альбититов, входящих в состав нефелино-сиенитового массива района окрестностей ст. Волновахи, и указывают по всем признакам на наличие на глубине этих пород.

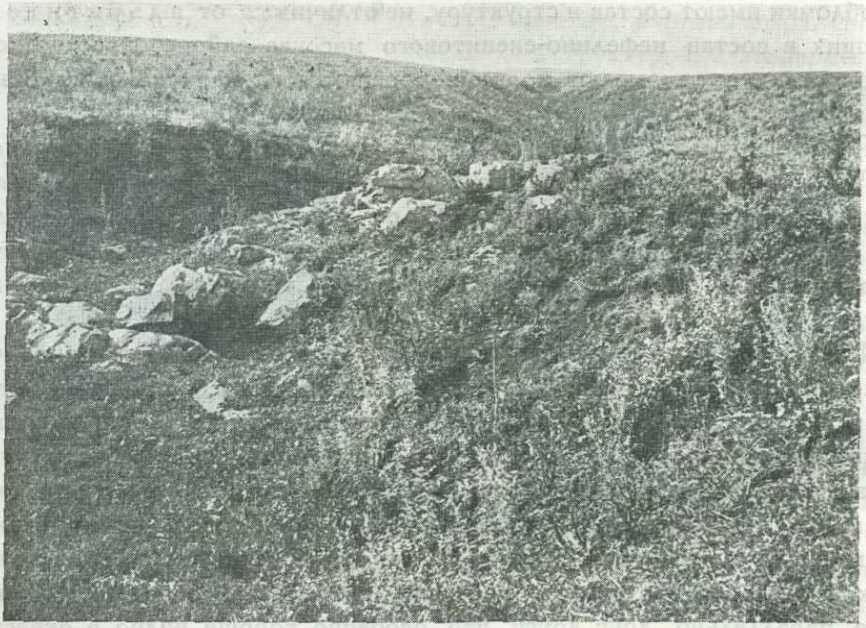
Роговообманково-авгитовые палеоандезиты окрестностей Чермалыка по балке Вербовой отличаются тем, что они состоят почти исключительно из плагиоклаза от № 20 в основной массе до №№ 35—40 среди вкрапленников; авгит и роговая обманка присутствуют в очень ограниченном количестве. Структура также флюидальная.

Палеоандезито-трахиты и трахиты отличаются кирпичнокрасной различной степени интенсивности окраской; благодаря иногда тонкоплитняковой отдельности они раскалываются на куски, напоминающие кирпичи, и в таком виде выступают местами в обнажениях. Образуют дейки, потоки и покровы, перемежающиеся с потоками и покровами палеоандезитов, порфиритов и базальтов и других пород (балка Камышеваха), в некоторых случаях также крупные массы, прорезывающие кристаллические породы; дейки иногда тянутся в большом количестве параллельно друг другу, что особенно хорошо видно в окрестностях Чермалыка на Кальмиусе (в южной части района). Особенно крупный массив этих пород выступает в районе между Стылей и Каракубой, где они образуют неправильной формы массы на правом берегу Кальмиуса, частью и на левом берегу его, тотчас ниже балки Камышевахи, где Морозевич отмечает присутствие крупного лакколита; однако там, где он указывает, лакколит отсутствует, лакколита вообще нет, так как имеется форма залегания массива палеоандезито-трахита скорее штокообразная.

Состоят из вкрапленников, главным образом, черной или более сильно измененной и хлоритизированной роговой обманки, аналогичной той, которая присутствует также и в палеоандезитах, и основной массы, состоящей, главным образом, из мелких и более крупных лейст как плагиоклаза, так и ортоклаза, располагающихся флюидально, причем полу-

чается резко выраженная типичная трахитовая структура этой основной массы. В очень малом количестве одновременно присутствуют также мелкие кристаллики роговой обманки, иногда также и авгита, в ряде случаев также разрушенный биотит.

Вкрапленники образованы часто калиевым полевым шпатом, как ортоклазом, так и микроклином с тонкорешетчатой структурой, частью также и плагиоклазом, близким к олигоклазу, причем иногда калиевый полевой шпат образует большею частью частичные оторочки вокруг вкрапленников плагиоклаза. Присутствуют иногда также вкрапленники, образованные черной роговой обманкой, аналогичной той, которая присутствует также и в палеоандезитах.



Фиг. 22. Дейка андезито-трахита, р. Кальмиус. б. Вербовая около Чердаклов.

Микрогранитовые порфиры встречаются в виде дейк в окрестностях Каракубы; обычно окрашены в фиолетово-красный цвет. Основная масса их микропегматитовая, с мелкими и более крупными кристалликами олигоклаза. Одновременно присутствуют мелкие и крупные кристаллики эгирина, по большей части игольчатые, нередко радиально-лучистыми пучками, довольно яркозеленые; $c : a = 5°$; $\gamma - a = 0.400$. При выветривании переходят в бурые окислы железа. Иногда одновременно присутствует также и зеленая роговая обманка.

Характер породы очень интересен в том отношении, что указывает на присутствие щелочных магм также и в районе Каракубы, следовательно к востоку от Волновахского щелочного нефелин-сиенитового

массива. Остальные породы, как глубинные, так и излившиеся, носят типичный щелочно-земельный характер, за исключением баркевикитовых порфиритов и диабазов, которые возможно близки по своему составу к щелочной магме и являются производными ее. Следует, однако, отметить, что они тесно связаны переходами с типичными авгитовыми диабазами и авгитовыми порфиритами. В других местах встречены были также кварцевые порфиры и иного рода, именно типичные щелочно-земельные, например, по р. Камышевахе, где в микрогранитовой магме основной массы, состоящей из кварца, ортоклаза и олигоклаза (мало), присутствуют крупные вкрапленники, главным образом, ортоклаза и олигоклаза, сильно разрушенные. Имеются остатки биотита.

Таким образом, можно видеть характерную область поразительно большого развития разнообразных излившихся и гипабиссальных пород начиная от авгитов, авгитовых диабазов, баркевитовых диабазов и баркевитовых порфиритов вплоть до андезитов, дацитов, палеоандезито-трахитов, палеотрахитов, кончая микрогранитовыми порфирами, причем местами дейки присутствуют в огромном количестве (район между Мервеном и Ласпи ближе к Каракубе), то почти отсутствуют (ниже по течению р. Кальмиуса, район Карани), то снова присутствуют в значительном количестве, причем образуют многочисленные дейки более тонкие, чем у Ласпи, Мервена, где мощность их до 50—60 м; в районе же Чермалыка и ниже по течению всего 5—10 м, редко больше. При этом дейки различных горных пород чередуются и почти никогда не пересекаются.

Закономерности в распределении этих пород почти не наблюдается, за исключением того, что палеоандезито-трахиты, баркевикитовые диабазы, авгитовые порфириты развиты в виде дейк, главным образом, в южной части течения Кальмиуса; в средней части течения его, около Каракубы и по Мокрой Волновахе, они образуют частью крупные массивы взамен дейк, хотя дейки их выступают также и в районе Ласпи и Мервена. Одновременно в районе от Мервена до Каракубы мощным развитием пользуются типичные авгитовые диабазы, с крупнозернистой структурой и мощными размерами дейк.

В районе р. Кальчика эти дейковые породы играют более второстепенную роль, хотя и там они встречаются в большем количестве.

По мере передвижения на север появляются все в большем количестве, главным образом, в области бассейна р. Кальмиуса, выходы андезитов, сперва в виде дейк и небольших массивов (балка Дубовая, с. Ласпи, с. Каракуба), одновременно местами в виде штоковидных масс с обломками многочисленных пород, с которыми андезиты соприкасаются (балка Лисья, впадающая в балку Дубовую); еще далее к северу развиты особенно крупные штоки (по р. Мокрой Волновахе, частью и по р. Сухой Волновахе) и покровы, чередующиеся с покровами базальтов, причем самые штоки обладают структурой, мало отличной или не отличимой от струк-

туры излившихся пород того же состава, что говорит в пользу образования этих штоков вблизи поверхности земли. Одновременно в районе Каракубы эти излившиеся породы—палеоандезиты и палеоандезито-трахиты, также и базальты—сопровождаются вулканическими туфами.

Таким образом, совершенно отчетливо выступает сохранение эффузий на поверхности земли в районе западной окраины Донбасса, где нижне-каменноугольные известняки обрываются частью крутой стеной у Каракубы, не покрывая далее кристаллических пород, ряда излившихся пород с их туфами, в то время как далее на юг и запад размыв поверхности был больше, и потому у покровов и потоков, также и штоков, образовавшихся у самой поверхности земли, где магмам было легче приподымать кристаллические породы, обнажены более глубокие части, образованные теми же лавами, но частью с иной структурой. Наблюдаются и иные формы залегания—заполнение прямолинейных трещин, которые давали начало в свое время крупным массам излившихся пород—андезитам и базальтам по преимуществу, от крупных покровов которых сохранились только небольшие остатки по западной окраине Донбасса.

Отсюда же можно сделать заключение, что жильные породы в смысле Розенбуша здесь отсутствуют, и в юговосточной украинской вулканической области имеется поразительно большое разнообразие типов изверженных пород и магм—продуктов диференциации магмы. Породы, выполняющие трещины, следовало бы называть дейковыми в связи с тем, что дейки образованы путем выполнения огромных, до 60 м мощности, в десятки километров длины прямолинейные трещины в земной коре в кристаллических породах, которые выполнены продуктами диференциации магмы разнообразного состава; эти дейки и были проводниками разнообразных магм к поверхности земли, т. е. являются продуктами диференциации крупного общемагматического бассейна, излившегося в последние периоды докембрия и в первую половину карбона; это в особенности относится к палеоандезитам, палеодацитам, палеоандезито-трахитам, палеотрахитам и другим, которые заполнили трещины и изливались на поверхность земли или застывали вблизи поверхности земли в низах карбона, не достигая верхов его.

В ряде мест, в особенности в более южных частях и на западе его района, выступают также габбровые и габбро-диоритовые породы, которые являются глубинными продуктами кристаллизации тех же магм.

Таким образом, восточная часть Приазовского массива характеризуется наличием разнообразных типов горных пород как результатов кристаллизации магм различного состава—от глубинных (габбро, диориты, сиениты, граниты) до субабиссальных (главным образом диабазы, часть палеоандезитов, палеодацитов, палеоандезито-трахитов, возможно микрогранитовых порфиров и других и, наконец, типичных эффузивных—части авгитовых и иных порфиритов, палеоандезитов, палеотрахианде-

зитов, палеодацитов и др.). Морозевич указывает на присутствие в окрестностях Каракубы тингуаита.

Весь район Приазовского массива отличается тем, что полезные ископаемые в нем присутствуют в крайне ограниченном количестве, если не относить самые кристаллические породы к полезным ископаемым.

Железные руды присутствуют в западной части массива, прилегающей к Бердянску, где имеется ряд месторождений железных руд, по всем признакам залегающих среди осадочных докембрийских свит и представляющих собой метаморфизованные первично-осадочные руды (Коксунгур, Корсак, Могила, и др.).

Железные руды встречены также и в восточной части массива, где они связаны с изверженными породами, в частности с нефелиново-сиенитовыми массивами, где они описаны были Айнберг, где они связаны с габбро-перидотитами и пироксенитами, частью в контакте с нефелиново сиенитовыми породами. Однако, все месторождения, как и встречающиеся местами среди гранитов и мигматитов, промышленного значения не имеют в виду малого размера железорудных выделений.

Цветные металлы не встречены, так как и тут они в значительной степени размыты, если они и присутствовали.

Кристаллические породы имеют в данном районе значение сами по себе, как ценный материал, в двух отношениях.

Частью здесь имеются ценные материалы для строительства в виде очень красивых в полированном виде черных и темнозеленовато-черных щелочных гранитов и сиенитов, обладающих к тому же хорошей параллелепипедальной отдельностью и притом совершенно смежных с каменоломнями, готовыми для разработок в районе Чердаклов по балке Яйленки в 3—4 км от ст. Карани к западу от нее; еще встречаются розовые среднезернистые граниты, также красивые в отделке, в карьере в 3 км от той же станции к востоку от нее по дороге в Старую Карань.

Значительное количество тех горных пород, которые выступают в районе Приазовского массива, может быть использовано так же, как камень для литья (в петрургии), именно различные типы диабазов и авгитовых порфиритов, ввиду того, что они обладают составом, подходящим к тем породам, которые обычно применяются в петрургическом деле. Таковы диабазы, обладающие значительной мощностью и значительным однообразием состава в каждой отдельной дейке. При разнообразии состава дейковых пород Приазовского массива вполне возможно при дальнейших исследованиях выявить места нахождения пород, вполне пригодных для петрургии, имея в виду также и возможность использования электроэнергии Донбасса.

В ряде мест выступают далее породы типа андезитов, частью совершенно плотные, которые могли бы быть использованы как кислотоупорный материал.

Наконец в больших количествах, в особенности в районе, прилегающем к Бердянску, встречаются пегматитовые жилы с пегматитами, вполне пригодными для фарфоро-фаянсовой промышленности, однако, редко в таком виде, чтобы можно было из них извлекать чистый полевой шпат; их необходимо перемалывать на пегматитовом заводе в виде пегматитового сырья.

Возможно, что вместо пегматитов можно было бы использовать крупные массы аплитовидных гранитов, образующих мощные жилы среди гранитов и мигматитов, между прочим вблизи Николаевки, где пегматитовые месторождения и малой мощности и не особенно высокого качества.

Наконец, как полевошпатовое сырье могли бы быть использованы по всем признакам также и образующие дейки палеоандезито-трахиты обычно содержащие очень малые количества фемических минералов.

Е. ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА ПРИАЗОВСКОГО МАССИВА

Судя по данным Морозевича, восточная окраина Приазовского массива по р. Еланчику и его притокам носит совершенно тот же характер, как и восточная часть его по бассейну р. Кальмиуса, именно здесь развиты те же роговообманковые и роговообманково-биотитовые граниты, окрашенные однако не в темные цвета, а в мясокрасные и желтоватые, главным образом, между Слюсаревкой и Гречкиной, также к северу от Кузнецово-Михайловки и др.

Здесь же развиты биотитовые граниты и мигматиты с многочисленными жилами аплитов, прорываемые щелочными гранитами.

Мнение Морозевича, повторяемое им и для этого района, согласно которому роговообманковые граниты занимают более глубокие горизонты, чем биотитовые граниты и мигматиты, вряд ли соответствует действительности, судя по исследованиям бассейнов рр. Кальмиуса и Кальчика, где эти роговообманковые граниты явно прорывают все остальные граниты и мигматиты.

Морозевичем указано на присутствие здесь же разнообразных дейковых пород, более детально описываемых П. И. Лебедевым. У Морозевича имеются указания на кварцевый грорудит (тингуаит), дейки которого, мощностью 7 и 13 м, имеются у Иловайских хуторов; они тождественны, судя по его описанию, с микрогранитовым эгириновым порфиром Каракубы, описанным мною выше; далее кирпично-красные породы, называемые Морозевичем кварцевыми порфирами и ортофирами с трахитовой структурой, соответствуют моим палеоандезито-трахитам и палеотрахитам.

Между Гречкиной и Иловайскими хуторами проходит дейка с северозападным простиранием 1.5—5.5 м мощности диоритового порфирита.

Дейки диабазов и диабазовых порфиритов пользуются особенно широким распространением между Слесаревкой и Гречкиной—по Грузкому, Еланчику и Каменке, также по балкам Бирючьей, Холодной и другим. Меньшим распространением пользуются „лампрофировые" породы, также образующие дейки обычно мощностью до 2 м; к ним Морозевич относит породы, называемые им вогезитами и камптонитами. В вогезитах удлиненные призмочки плагиоклаза собраны в радиально-лучистые розетки, покрытые сетками из магнетита и трихитовыми образованиями авгита. Авгит частью образует вкрапленники. Обычно присутствует кварц и ортоклаз.

Севернее Гречкиной проходит дейка, мощностью 1.6 м, камптонитовой породы рядом с диабазовой, буроватая, менее плотная, чем вогезит, пятнистая, из аггрегата призматических кристаллов роговой обманки бурого цвета, удлиненных кристалликов фиолетового авгита и плагиоклаза с биотитом, магнетитом, ильменитом и апатитом; порода эта по всем признакам приближается к типу баркевикитово-авгитового базальта (порфирита).

В северном конце Грековой встречен был Морозевичем в неясных условиях залегания нефелиново-сиенитовый порфир, напоминающий фонолит, в плотной основной массе которого присутствуют полупрозрачные вкрапленники ортоклаза, биотита; основная масса состоит из ортоклаза, шестиугольных кристалликов нефелина и иголочек эгирина при трахито-флюидальной структуре.

Таким образом, в районе самого восточного края Приазовского массива, отделенного от более западной части развитием в области водоразделов верхнетретичных отложений, развиты те же типы горных пород, как и далее на запад в районе Кальмиуса, Кальчика и др.—именно наряду с мигматитами и биотитовыми гранитами имеются те же щелочные граниты и крайне разнообразные типы дейковых пород.

Надо думать, что и далее на восток, должны продолжаться прикрытые сплошными слоями верхнетретичных отложений, те же типы горных пород; они же продолжаются и далее на север, выходя в ряде мест по южной окраине Донбасса, где они прорезают низы толщи каменноугольных отложений и где они представлены двумя группами пород—мончикитами и камптонитами р. Крынки и распространены, начиная от западной окраины Донбасса—с. Новотроицкое, по р. Сухой Волновахе и далее по местности расположенной восточнее ст. Шахты и линии железной дороги Воронеж—Ростов.

Изверженные породы Донбасса. На территории развития каменноугольных отложений Донбасса изверженные породы развиты во многих местах, выступая по долинам рек, особенно глубоко врезавшихся в низы каменноугольных отложений. Они детально были изучены Морозевичем (81).

1. Река Сухая Волноваха. В районе р. Сухой Волновахи в пределах развития каменноугольных отложений имеется несколько выходов изверженных пород.

В с. Новотроицком, расположенном вблизи ст. Еленовка, имеется три выхода изверженных пород, с породами не всегда одинакового типа.

Ниже паровой мельницы в балке, впадающей в долину р. Сухой Волновахи, на протяжении около 1.5 км среди известняков Волновахской зоны (турнейского яруса) выступает сильно разрушенный буровато-желтый светлый порфирит с прекрасно образованными кристаллами полевого шпата. У устья после небольшого перерыва выступают снова порфириты, но менее сильно разрушенные, сероватые и более мелкозернистые, образуя по всем признакам продолжение того же лакколита, прикрытого каменноугольными известняками. Порфириты того же типа выступают также и у конца села на правом берегу.

Порфириты образованы вкрапленниками из плагиоклаза, близкого к андезину, и основной массы, образованной аггрегатом сильно разрушенных минералов—плагиоклаза частью в виде лейст и разрушенных кристалликов авгита и роговой обманки.

Присутствие более или менее крупных кристалликов плагиоклаза до 1 см в поперечнике, придает характерный отпечаток этим порфиритам в отличие от палеоандезитов других выходов как бассейна р. Кальмиуса, так и южной окраины Донбасса.

Ниже по течению р. Сухой Волновахи, не доходя Стыли, имеется небольшая неправильной формы дейка серых андезитов нормального типа роговообманкового палеоандезита, прорывающего известняки стыльской зоны (вольтборского яруса) далее по течению р. Сухой Волновахи к ЗСЗ от Стыли, образуя неправильной формы дейку в этих же известняках. Андезит серый, с более или менее многочисленными мелкими обломками биотитового гранита, полурастворенными в нем. Основная масса мелкозернистая из андезина или олигоклаз-андезина, авгита, роговой обманки с многочисленными довольно крупными хорошо образованными кристаллами андезина и роговой обманки в виде вкрапленников.

В районе самой Стыли в четырех местах выступают изверженные породы; на продолжении того же сброса, на котором располагаются только-что перечисленные выходы палеоандезитов и порфиритов выступают изверженные породы частью на правом берегу (на улице против церкви, главным образом) и в трех местах по левому берегу той же реки, образуя дейки среди девонских известняков. Представлены базальтами совершенно черного цвета, в значительной степени мелкозернистыми, состоящими из лабрадора и авгита, окрашенного в слабофиолетовый цвет с примесью небольшого количества бурого стекла.

Местами в базальтах присутствует также и довольно большое количество оливина в виде довольно крупных кристаллов, более или

менее сильно разрушенных. Структура оливиновых базальтов гиалопилитовая и интерсертальная.

Тут же присутствуют плотные, и частью с примесью баркевикита, вулканические туфы непостоянной структуры.

Изверженные породы р. Крынки. Изверженные породы р. Крынки были описаны впервые Морозевичем (81). Эти породы он отнес к мончикитам и камптонитам.

Таблица 13

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	39.28	40.30	39.62	38.74	41.99	39.54	49,82	66.05	39.69
TiO_2	0.62	0.50	0.53	0.73	—	—	0,20	0.06	2.52
Al_2O_3	13.04	12.42	12.98	12.47	14.96	24.49	19.30	15.86	11.73
Fe_2O_3	7.83	7.64	7.54	7.97	11.63	10.91	4.61	1.75	4.85
FeO	5.72	5.04	5.47	5.54			1.00	1.67	5.77
MnO	0.05	0.02	0.15	0.05	—	—	—	0.03	0.23
MgO	19.88	12.34	9.93	9.32	10.30	3.44	1.35	1.85	10.56
CaO	10.88	12.10	10.55	11.71	11.42	11.42	3.11	4.10	11.46
BaO	0.68	0.20	0.26	0.05	—	—	—	—	0.15
SrO	сл.	сл.	сл.	сл.	—	—	—	—	—
Na_2O	3.72	3.31	4.33	2.65	—	—	11.16	4.36	6.56
K_2O	1.39	1.22	1.27	1.88	—	—	1.81	1.71	2.08
H_2O	4.25	3.22	4.33	5.03	7.55	6.20	8.54	2.24	2.08
P_2O_5	1.16	0.99	1.02	0.88	—	—	—	—	—
F	0.73	0.85	1.23	0.68	—	—	—	—	—
Cl	0.03	0.05	0.07	0.02	—	—	—	—	—
SO_3	0.57	0.32	0.35	0.36	—	—	—	—	0.16
CO_2	0.71	0.60	0.70	2.23	—	—	—	—	2.16
S	45.2	44.1	45.5	47.1	—	—	60.9	73.1	—
a	2.2	1.8	2.5	12.1	—	—	13.8	7.1	—
c	1.6	1.5	1.3	1.9	—	—	3.3	5.3	—
f	16.2	16.7	16.2	16.0	—	—	2.9	7.6	—
n	8.0	8.0	8.3	6.9	—	—	9.0	7.9	—
SiO_2	3.68	3.88	3.70	3.88	—	—	3.79	6.64	4.7
RO	3.21	3.72	2.74	3.05	—	—	1.33	2.29	4.30
α	1.19	1.15	1.28	1.28	—	—	1.73	2.51	1.29
β	114.0	121.4	104.43	104.28	—	—	62.2	49.55	—
$RO:R_2O$	1:66	1:85	1:48	1:48	—	—	22:1	1:33	1:18

1. Плотный мончикит без видимых вкрапленников, Крынка. 2. Тот же мончикит с вкрапленниками оливина, там же. 3. Мончикит, богатый слюдой и стекловатым базисом. 4. Камптонит, там же. 5 и 6. Неполный анализ мончикита, там же. 7. Стекловатый базис из мончикита. 8. Палеоандезит, Аюта, Каменная балка. 9. Мончикит Юкспорра, Хибины.

Эти породы выходят в виде нескольких небольшой мощности дейк, большей частью не превышающих 1 м, и частью быстро выклинивающихся. Простирание дейк не вполне постоянное; они прорезают каменноугольные известняки к северу от с. Успеновки, южнее ст. Амвросиевки.

Мощность дейк 0.5—1.6 м, частью, по моим наблюдениям, и до 0.1 м. Простирание северных дейк к СЗ, южных—к СВ.

Мончикиты отличаются темной окраской основной массы; в ней рассеяны мелкие листочки биотита; вкрапленники представлены кристаллами оливина и авгита; присутствуют шарообразные скопления стекла. В основной массе оливин отсутствует. Вкрапленники его прекрасно образованы и ограничены гранями (100), (110), (111), (001), сплюснуты по (100). Кристаллы авгита—двух поколений. Вкрапленники ограничены гранями (110), (100), (010), (111), реже (001).

Часто наблюдается структура песочных часов; внутри кристаллов авгита $c:\gamma = 30°$, снаружи $c:\gamma = 40°$. В основной массе авгит в виде удлиненных кристалликов. Слюда, по мнению Морозевича, флогопит с краснобурой до светложелтой окраской, исключительно в основной массе. Характерно присутствие бурой роговой обманки, длиной до 0.3 мм, ограниченной плоскостями (110), (100), (001), (111), иногда (100). Угасание $c:\gamma =$ около 13°, иногда наблюдается зонарная структура. По оптическим свойствам Морозевич относит ее к баркевикиту. Все вкрапленники и мелкие кристаллики основной массы соединены бурым стеклом сероватого цвета; иногда наблюдается также присутствие анальцима. Продуктом раскристаллизации являются, по мнению Морозевича, обильные прозрачные призмочки, относимые им к нефелину (слабое лучепреломление и двупреломление, прямое угасание, отрицательный характер минерала), присутствуют среди продуктов раскристаллизации стекла короткопризматические кристаллики мелилита и плагиоклаза (андезина).

Второстепенную роль играют апатит, магнетит, характерная составная часть—плавиковый шпат в виде серовато-голубых неправильной формы выполнений пустот.

Структура породы обычно гиалопорфировая. Местами при большом количестве кристалликов авгита, плагиоклаза и других получается интерсертальная или гиалопилитовая структура основной массы. Морозевич отмечает, что роговая обманка и оливин как бы избегают друг друга.

Присутствие шариков из стекла он объясняет повторным расплавлением породы.

Вторая группа пород р. Крынки с более ясной кристаллической структурой Морозевич отнес к камптонитам, отличающимся тем, что основная масса их полнокристаллическая, хотя размер зерен и очень мал; основная масса состоит, главным образом, из авгита, роговой обманки и плагиоклаза; стекловатый базис либо отсутствует совершенно, либо его очень мало; биотит отсутствует полностью. Оливин, авгит,

роговая обманка (баркевикитовая) такие же, как и в мончиките; плагиоклаз—лабрадор или андезин. Присутствуют выделения одноосного мелилита и голубоватый плавиковый шпат. Структура часто пилотакситовая. Для этих горных пород характерно присутствие небольших количеств серебра и золота; в мончиките в среднем на 1 т, серебра 36.46 г, золота 1.49 г; в камптоните—39.06 г и 1.76 г; в части дейк и золота и серебра очень мало, до следов.

Как мончикиты, так и в особенности камптониты Морозевича, представляют собой в полной мере те породы, которые образуют многочисленные дейки в районе бассейна рр. Кальмиуса и Кальчика и которые были названы мной выше баркевикитовыми базальтами, баркевикитовыми порфиритами, баркевикитовыми диабазами, смотря по характеру их структуры и состава; как видно из описания, во всех этих породах как Кальмиуса и Кальчика, так и Крынки, главные составные части тождественны—авгит, баркевикитовая роговая обманка, плагиоклаз от андезина до лабрадора; кроме того, обычно в небольшом количестве присутствует оливин.

Было бы целесообразнее для этих пород, резко отличающихся по своему химическому составу от типичных мончикитов и камптонитов (малое содержание кремнекислоты, большое двуокиси титана, большое окиси кальция), сохранить название баркевикитовых порфиритов, тем более, что они во всем районе их распространения не играют роли жильных пород, но представляют собой самостоятельную крупную группу горных пород, образующих многочисленные дейки (гипабиссальные породы), частью же изливаются на поверхность земли в виде баркевикитовых базальтов, образуя покровы, чередующиеся с другими излившимися породами.

Если эти породы тождественны по составу и в значительной степени по структуре с баркевикитовыми изверженными породами восточной части Приазовского массива, то совершенно ясен и возраст их, именно возраст каменноугольный, так как они секут каменноугольные отложения в районе западной части окраины Донбасса (на Крынке), и в то же время они пересекают в отдельных местах дейки диабазов, свидетельствуя о более древнем возрасте последних, чем баркевикитовые базальты и другие баркевикитовые породы данного района.

Биотитовый порфирит Тузлова. По р. Тузлову, впадающей в р. Несветай Морозевичем в 5 км ниже Александровского поселка (хутор Мюллера) обнаружен был выход биотитового порфирита в виде дейки мощностью до 7 м с северозападным простиранием 315° и падением на ЮВ 65°, конкордантно залегающей среди глинистых сланцев. Порода сильно разрушена, красноватого цвета, состоит из многочисленных кристалликов плагиоклаза (андезина и ортоклаза) и цементирующего их кварца; присутствует огромное количество игольчатых кристалликов апатита. Морозевич отнес эту породу к кварцевому 'биотито-

роговообманковому порфириту, переходному к кварцевому порфиру, но не к типичному роговообманковому порфириту.

Изверженные породы Большого Несветая. В районе верхней части течения р. Б. Несветай имеется ряд выходов изверженных пород, прорывающих среднекаменноугольные отложения около хутора Болдырева и впадения в р. Б. Несветай балки Дубовой.

Выходы этих пород отмечены на 1-верстной карте Донбасса (планшет IX—27, 1921) по работам Лутугина, Лихарева, Славянова и Степанова 1910—1914 гг. в четырех местах: 1) большой выход на правом берегу р. Б. Несветай с северовосточным простиранием, прослеживаемый на расстоянии примерно до 700 м; 2) на левом берегу той же реки с простиранием западно-северозападным двумя полосами, прослеживаемыми также на расстоянии до 700 м; 3) и 4) в виде двух небольших выходов на правом берегу р. Б. Несветая и по балке Дубовой.

У впадения балки Дубовой в правый приток р. Несветая р. Керету, наблюдается выход беловатого палеоандезита, условия залегания которого были приняты Морозевичем за лакколитообразное. Мои наблюдения говорят в пользу наличия здесь только части не вполне размытой и вскрытой денудацией дейки, прорезающей среднекаменноугольные отложения, мощностью около 3.3 м; прослеживаемая на расстоянии до 22 м по всем признакам она срезана сбросом.

На левом берегу Несветая наблюдается дейка, прослеживаемая на некотором расстоянии до места, где она также срезана сбросом. Эта дейка вскрыта многочисленными каменоломнями и состоит из типичного серого роговообманкового палеоандезита.

Морозевич относит породы, выступающие на правом берегу Несветая, к роговообманковому ортофиру, на левом берегу—к палеоандезиту. В действительности обе породы одинаковы, но отличаются различной степенью сохранности.

Палеоандезит левого берега, прекрасно вскрытый каменоломнями, представляет собой на глубине совершенно свежую светлосерую породу, кверху с довольно резким переходом к желтовато-буроватой окраске. На светлосером фоне многочисленные игольчатые и длинностолбчатые кристаллы роговой обманки. Основная масса в свежих породах очень плотная, почти сливная. Главные составные части основной массы—андезин в виде вытянутых кристалликов (лейст), авгит и роговая обманка с небольшой примесью кварцевых зерен. Вкрапленники, главным образом, из зеленой роговой обманки того же типа, как и в палеоандезитах Кальмиуса и Сухой Волновахи; часть вкрапленников принадлежит табличатым кристаллам плагиоклаза несколько более основного, чем в основной массе. Структура обычная флюидальная.

Совершенно тот же состав имеет также и роговообманковый порфир Морозевича, отличаясь значительной степенью каолинизации полевых шпатов, но того же состава и тождественной структуры.

Ввиду плотной структуры и плитчатой отдельности он может быть использован как хороший кислотоупорный материал. Неудобством месторождения при удобных условиях добычи является отдаленность от железной дороги—около 35 км.

Река Малый Несветай и балка Улюк. По р. Несветаю и балке Улюк, впадающей в него слева, имеется справа ряд выходов изверженных пород, представленных исключительно палеоандезитами, серого цвета по преимуществу.

По р. Улюк палеоандезиты выступают, начиная от впадения в нее балки Берестовой (справа), где имеются довольно крупные выходы этих палеоандезитов, до 5 м и более высоты, на правом берегу балки Улюк с простиранием примерно (плохо выражено) северозападным. Ниже по балке имеется ряд выходов тех же пород с перерывами в задерненных склонах вплоть до устья, где имеются выходы палеоандезитов как по дну балки, так и в левом склоне ее, где они вскрыты небольшой каменоломней. Очень небольшие выходы имеются также и на берегу М. Несветая тотчас выше устья балки Улюк.

Палеоандезит серый, с мелкозернистой основной массой из плагиоклазовых лейст (андезина), зернышек и кристалликов, очень мелких, по преимуществу авгита и частично роговой обманки и вкрапленников лабрадора, желтовато-бурой роговой обманки и почти бесцветного авгита. Морозевич указывает на присутствие также и санидина. Имеются выходы сильно разрушенных пород, которые Морозевич относит к группе орто фиров, может быть роговообманковых. Возможно, что они также представляют собой сильно разрушенные палеоандезиты.

По р. М. Несветаю имеется ряд выходов палеоандезитов в районе поселения М. Несветая, где выступают среднекаменноугольные отложения, прорванные дейками палеоандезита; имеются две дейки: одна группа дейк (вероятно одна дейка с перерывами) в южной части поселения, где они выступают по берегу р. Несветая и у устья балки Шлыковой довольно крупными массами и прослеживаются отдельными выходами по простиранию дейки на СЗ еще в трех местах, причем самый отдаленный северозападный выход находится в балке Блитмана.

Вторая дейка проходит несколько севернее, в северной части поселения и представлена двумя выходами; в одной из них, подымающейся довольно высоко над уровнем р. М. Несветая, очень хорошо выражена столбчатая, частью веерная отдельность. Мощность дейк местами достигает 130 м.

Палеоандезит совершенно такой же, как и в районе балки Улюк.

Палеоандезиты балки р. Аюта. Выходят палеоандезиты ниже хутора Мильконова на расстоянии около 2 км от него на обоих берегах р. Аюта, где они прорывают дейками с простиранием на СЗ среднекаменноугольные породы. У устья балки Каменной имеется, кроме

того, и отдельный лакколитовый шток. Палеоандезит различно окрашен, как и в других районах южной окраины Донбасса; в свежем виде имеет синевато-серый, довольно светлый оттенок и плотную структуру; при выветривании приобретает буроватую окраску.

Палеоандезит здесь также состоит из основной массы с преобладанием плагиоклаза в виде мелких лейст с трахитовидным расположением, и одновременно в очень малом количестве присутствуют мелкие кристаллики авгита и роговой обманки. Иногда заметно присутствие санидина. Вкрапленники образованы роговой обманкой, с двойниками по (100); окрашена в коричневый цвет с плеохроизмом от оливково-бурого по (γ) до светложелтого (по α); $c : \gamma =$ около 17°; в значительной степени оплавлен. Кроме того, часть вкрапленников принадлежит плагиоклазу (кислому лабрадору).

Иногда встречаются кристаллы санидина (ортоклаза) и зеленовато-желтого авгита. Основная масса имеет трахитовидную структуру.

Заключительная глава. Результаты исследований Морозевича, и те данные, которые были получены мной при производстве дополнительных исследований выходов кристаллических пород по южной окраине Донбасса в связи с изучением дейковых и лакколитово-штоковых гипабиссальных пород района Кальмиуса и Кальчика, дают возможность притти к выводам относительно взаимоотношений ряда горных пород, развитых в районе Донбасса, и выявить их возрастные отношения, хотя и не для всех в окончательной форме.

Совершенно очевидно из данных исследований палеоандезитов восточной окраины Приазовского массива и палеоандезитов южной окраины Донбасса, что эти породы тождественны в минералогическом и структурном отношении, не отличимы в отношении степени сохранности, выполняют одни и те же по существу трещины, идущие по направлению, примерно, на СЗ, что наблюдается как в Приазовском массиве, так и на юге Донбасса, и, следовательно, возрастные отношения их должны быть одинаковы. Не может быть, чтобы граница распространения в данное время каменноугольных отложений Донбасса (у Каракубы) в то же время была бы причинно связана с иным возрастом палеоандезитов, расположенных далее к западу, за пределами распространения каменноугольных отложений. А так как возраст палеоандезитов Донбасса по всем признакам не древнее среднего карбона, очевидно и возраст палеоандезитов Приазовского массива тот же.

Особенно большой интерес представляет группа баркевикит содержащих пород, разнообразных по содержанию как баркевикита, так и авгита, оливина и плагиоклаза. Эти породы широко развиты по территории Приазовского массива. Мной наиболее западные дейки баркевикитовых пород обнаружены были у с. Архангельского по балке Вали Тарама в нижней части течения ее, т. е. в общем они развиты на значительной площади (с ЮЗ на СВ до 100 км).

В то же время повторные исследования мной изверженных пород, описанных Морозевичем под названием мончикитов и камптонитов, показали, что эти породы не отличаются от баркевикитовых пород Приазовского массива, за исключением того, что на западе они отличаются значительным разнообразием в отличие от пород, образующих дейки по р. Крынке, что конечно, не существенно. Другими словами, мончикиты и камптониты, которые на р. Крынке прорывают низы каменноугольных отложений, также являются не более древними, чем средний карбон.

Таким образом, две группы пород—палеоандезиты, образующие дейки, лакколитообразные массы, штоки и другие формы залегания, также баркевикитовые породы, встречающиеся в виде многочисленных дейк и покровов, образовались не в более древнее время, чем среднекаменноугольное.

Стоит вопрос и о сущности баркевикитовых пород и возможности отнесения их к типичным мончикитовым и камптонитовым породам.

Судя по данным химического анализа, они отличаются от типичных мончикитов своим малым содержанием кремнекислоты и двуокиси титана и очень значительным содержанием окиси кальция.

Следует, однако, обратить внимание на тот факт, что, судя по составу баркевикитовых пород Приазовского массива и р. Крынки, они очень сходны с мончикитом, описанным Куплетским в его последней работе (Кукисвумчорр и прилегающие к нему массивы. Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова. Тр. Сов. по изуч. произв. сил АН, ч. 1, 1932, стр. 66), где также он обращает внимание на сходство анализов двух пород: мончикита Юкспорра и мончикитов р. Крынки. О форме залегания мончикитов в связи их с массивом нефелиновых сиенитов вопрос о Юкспорре не выяснен, так как мончикиты были найдены только в виде двух кусков в аллювиальной россыпи.

Однако, совершенно ясно выступает сходство его мончикита с породами р. Крынки, как это видно из анализа, приведенного на стр. 151.

Характерно далее то, что состав оливинового базальта, описанного Алексеевым, анализ которого приведен выше на стр. 130, еще более близок к химическому составу щелочных базальтов Хибин, описанных Куплетским (там же, 1932, стр. 64), причем это сходство еще больше, чем между мончикитами Хибин и мончикитом Крынки.

	Na_2O	K_2O	MgO	CaO	SiO_2
1. Мончикит Хибин	6.36	2.08	10.46	11.46	39.69
2. Мончикит Крынки	4.33	1.27	9.93	10.55	39.62
3. Щелочной базальт Хибин	6.03	1.64	1.73	9.83	41.49
4. Базальт Стыли	4.48	2.48	4.10	10.40	40.49
5. Базальт Николаевки	2.92	1.83	8.19	9.75	41.96

Имеются некоторые, частью существенные, отличия между минералогическим составом этих пород.

	Баркевикит	Авгит	Слюда	Эгирин-авгит	Оливин
1. Мончикит Хибин	красновато-бурый	розоватый с TiO_2	оранжевая	есть	есть
2. Мончикит Крынки	то же	желтоватый с TiO_2	красно-бурая	„	„
3. Щелочной базальт Хибин	„	розовый с TiO_2	оранжевая	„	„
4. Базальт Стыли	„	желтоватый с TiO_2	нет	нет	„
5. Базальт Николаевки	нет	то же	„	„	„

	Лабрадор	Андезин	Альбит	Нефелин	Анальцим	Мелилит	Канкринит
1.	нет	нет	есть	нет	нет	нет	есть
2.	„	есть	нет	есть	есть	есть	нет
3.	„	нет	есть	„	„	нет	есть
4.	есть	есть в основной массе	нет	нет	нет	„	нет
5.	„	есть в основной массе	„	„	„	„	„

Что касается других пород, таких, как диабазовые порфириты и базальты, часть диабазов, авгититы, то они настолько сходны по своему минералогическому составу с теми же баркевикитовыми породами, как и по структуре и условиям нахождения, что вряд ли можно сомневаться в их одновременном происхождении, т. е. не более древнем, чем средний карбон. Тем же возрастом обладают и волыниты бассейна р. Кальмиуса и Кальчика. По аналогии можно считать, что и аналогичные породы северозападной окраины Украинского кристаллического массива обладают тем же сравнительно юным возрастом.

Сомнение имеется относительно пород, которые относятся к порфиритам и порфирам, отличающимся значительной степенью перекристаллизации, главным образом, основной массы, частью также и к диабазам, по крайней мере части их, в особенности тех, которые также в значительной степени перекристаллизованы. Вероятнее всего, что их возраст значительно более древний, чем предыдущих пород, и относится к докембрию. Очевидно они подверглись действию иных геологических процессов, чем эти последние.

Можно поставить вопрос о возрасте щелочных пород—щелочных гранитов и сиенитов восточной части Приазовского массива. Имея в виду, наличие одновременно с этими породами многочисленных основных продуктов диференциации щелочной магмы, давшей щелочные граниты, сиениты и связанные с ними нефелиново-сиенитовые породы—именно баркевикитовые породы, можно считать, что щелочные породы образовались, если не одновременно, то во всяком случае не отделенные сколько-нибудь большим промежутком времени друг от друга.

Указанные выше признаки чрезвычайно крупного размыва не только каменноугольных отложений, мощным обрывом прекращающих свое распространение между прочим в районеКаракубы, но и размыв мощ-

ных девонских отложений, сохранившихся на территории восточной части Приазовского массива только в виде отдельных участков, говорят в пользу крупного массива также и кристаллических пород, в результате чего могли быть вскрыты и сравнительно юные, но скорее всего докарбоновые щелочные породы; размыв особенно сильно отразился на территории, более удаленной от западной окраины Донбасса. Если на западной окраине Донбасса сохранились покровы базальтов, субабиссальные палеоандезиты и другие породы, то далее на запад и на юг размыв проявился более интенсивно, сопровождаясь в то же время и процессами поднятия; эти процессы обнаружили субабиссальные по преимуществу дейковые породы, затем также и глубинные, представленные разнообразными типами их от гранитов и до габбро и нефелиновых сиенитов.

Существенно важный вопрос—это вопрос металлоносности Украинской кристаллической полосы. На огромных пространствах обнажены крупные массы кристаллических пород, среди которых наиболее видную роль играют глубинные породы и продукты мигматизации. Все указывает на крупные процессы интенсивного размыва, которые сняли совершенно с земной коры в районе Украинской кристаллической полосы массы наиболее высокие, поверхностные или располагавшиеся недалеко от поверхности земли; вместе с тем унесены были и те рудные тела, которые вне всякого сомнения в прежнее время здесь были и от которых сохранились лишь местами признаки то среди гнейсов, то среди силурийских слоев Подолии в виде скопления свинцового блеска и др.

Там, где субабиссальные, возможно, металлоносные породы присутствуют—Волынь и восточная часть Приазовского массива, частью и другие места,—металлоносность проявляется также в очень слабой степени, и лишь за пределами кристаллической полосы она проявляется в виде отдельных месторождений цветных металлов: на юге в районе Нагольного кряжа в виде месторождений цветных руд, как свинец, цинк, золото и серебро, или далее на северо-запад в виде месторождений ртутных и сурьмяных руд более высоких горизонтов у ст. Никитовки или еще далее в виде отмеченных мной уже давно, соляных растворов в районе Миргорода и сбросов в районе Полтавы, или в виде диабазов Исачек.

Если провести тектонические линии, ориентировочно намечаемые акад. А. П. Карпинским с дополнениями В. Н. Чирвинского и моими и в последнее время Безбородько, то в общем получаем одно и то же направление с некоторыми изменениями. Можно думать, что имеются не линии, а совокупность многих линий, образующих полосу, которая, обладая большей или меньшей шириной, тянется от области развития изверженных пород в районе Б. Несветая, М. Несветая, Аюты и Табунщиков, где вскрыты признаки наличия мощных изверженных андезитовых магм, тянется через район Нагольного кряжа, проходит через

район месторождений киновари и сурьмяного блеска у Никитовки, далее идет в направлении, где проявляется дислокация у Полтавы, у Миргорода и далее через Исачек к северу от Лубен, уходя далее в направлении северной части Волыни.

Признаки дислокаций проявляются также и в данных бурения в районе Переяслава и Черкасс, они же проявляются в Каневе. Можно считать, что, если в районе Аюты, Несветая и др. мы имеем гипабиссальные породы, не оставившие следа металлоносности, то в более высоких горизонтах, выше тех, в которых задержались палеоандезиты, на меньшем расстоянии от них образовались руды серебро-свинцово-цинковые Нагольного кряжа, далее там, где эти изверженные породы находятся на значительно большей глубине, у поверхности находим руды более охлажденных источников, связанных с изверженными породами и, наконец, далее на северо-западе изверженные породы уходят на значительную глубину, карбон прикрыт мощными, более юными неметаллоносными отложениями, и потому и рудные накопления нами не выявлены.

Отсюда вывод тот, что имеется надежда на нахождение свинцово-цинково-серебряных руд в районе, более близком к области развития изверженных пород, в особенности, можно думать, андезитовых и одновременно в районах сильно дислоцированных; и далее на северо-запад имеются все данные при постановке дальнейших поисковых работ обнаружить также и новые месторождения ртути и сурьмы.

Если в отношении цветных и редких металлов, связанных с предельными типами изверженных горных пород и с размерами денудации поверхности земли выше этих изверженных пород, пока нет геологических оснований для планирования поисков цветных руд и руд редких металлов, кроме определенных частей Украины вне кристаллической полосы, именно в пределах дислоцированного Донбасса, в связи с выходами изверженных пород в виде крупных массивов, то в отношении железных руд имеются данные для поисков в тесной связи с геологической изученностью Украины и с результатами обработки того крупного материала, который собран во время геологической съемки с целью составления 3-верстной карты Украинской кристаллической полосы; обработка материала сильно задержалась; выходят работы с обработанными материалами по осадочным работам в связи с этой же геологической съемкой (Выржиковский, Геологічна мапа України. Планшеты XXVI—6 і XXV—XXVII—6, Наддніпрянщина, Могилів—Ямпіль, 1933, Укр. Геол.-разв. трест); в этой работе обработке материала по кристаллическим породам говорится следующее: „Коллекція кристалічних порід наддністрянщини я передав для оброблення проф. М. І. Безбородько петрографічному кабінету Укргеолкому на жадь досі що ця коллекція не оброблена и в цьому нарисі мені довелося використати, тільки матеріали моіх польових досліджень“ (стр. 141). В аналогичном

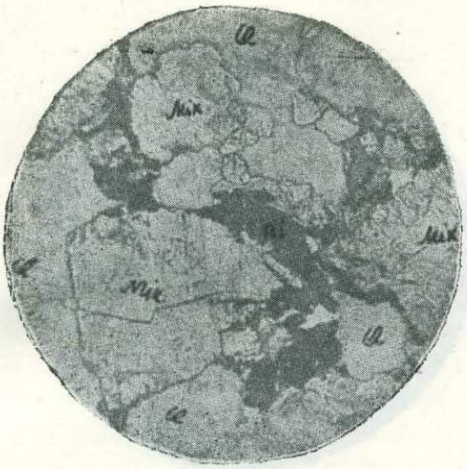
положении, повидимому, обстоит дело и с рядом других полевых работ по геологической съемке кристаллических пород Украины. Подготовленные к печати обработанные материалы по той же съемке не публикуются и остаются в архивах Украинского ГРТ. При таких условиях затруднительно планирование разведочных работ путем выявления тех мест, где могут быть встречены породы саксаганской свиты, связанные с железорудными месторождениями.

Если в отношении металлоносности Украинская кристаллическая полоса не дает оснований на надежды в ближайшее время найти месторождения цветных и редких металлов, за немногими малыми месторождениями их, зато в отношении неметаллических ископаемых, связанных с докембрийскими породами и с глубокими частями земной коры Украины, обнаженными размывом, Украина стоит на одном из первых мест, главным образом, в отношении графитов, полевошпатовых пород, первичных и вторичных каолинов, крайне разнообразного характера ценнейших каменных строительных материалов в виде разнообразных гранитов, сиенитов, габбро-норитовых пород, базальтов, диабазов различных типов, андезитов и ряда других пород, также и кристаллических известняков, нефелиновых сиенитов, пригодных как флюс и др.

Большое значение может иметь также изучение и поиски среди кристаллической полосы Украины ряда других ископаемых, как топазы (север Волыни), ультраосновные породы (юго-восток Украины) и др.

Большим дефектом является отсутствие сводной геологической и в особенности сводной петрографической карты Украины.

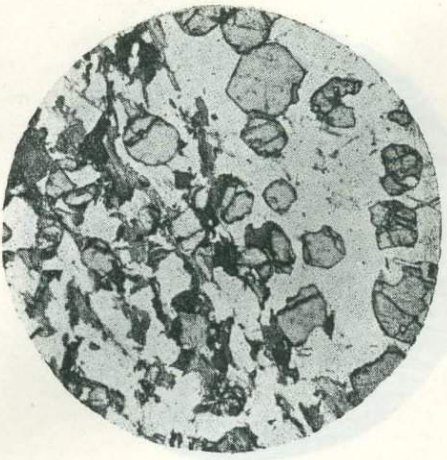
В. И. Лучицкий. Петрография Украины. Часть I.



1

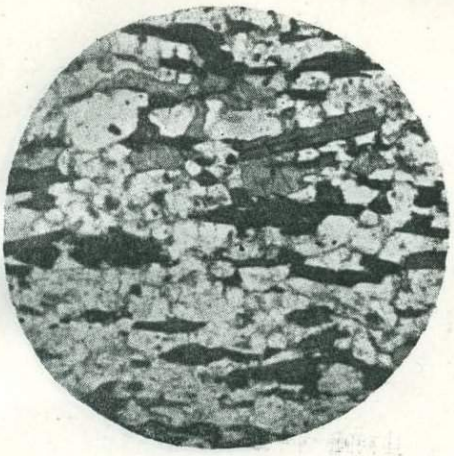
2

3

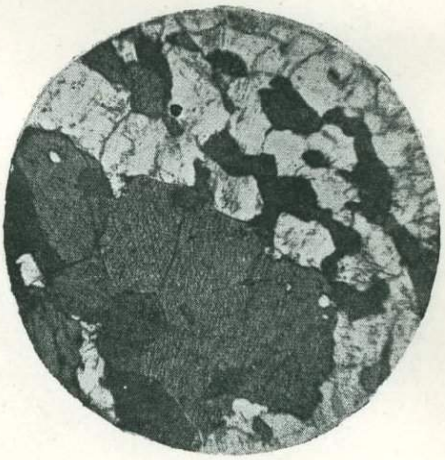


4

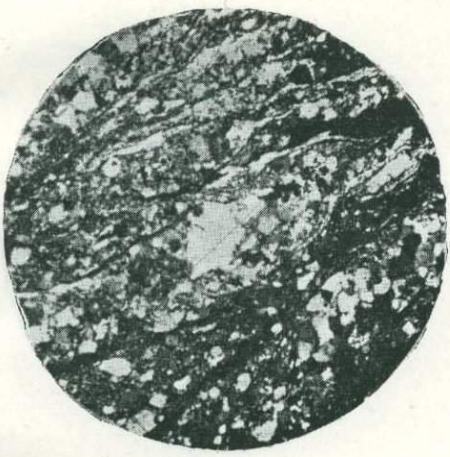
1. Мигматит. Круподеринцы, Киевская область.
2. Плагиоклазовый гнейс. Погребище, Киевская область.
3. Рапакиви. Каневский массив (оливин).
4. Гранато-кордиеритовая порода (гранато-кордиеритовый мигматит).



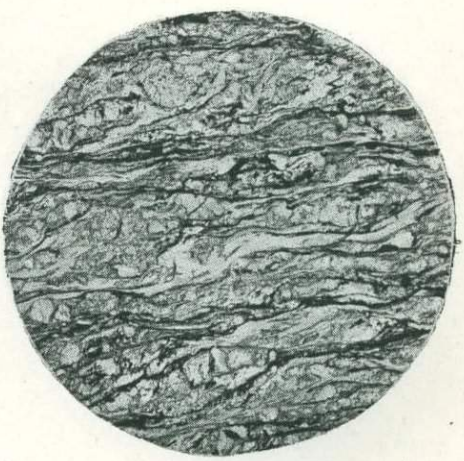
5



6



7

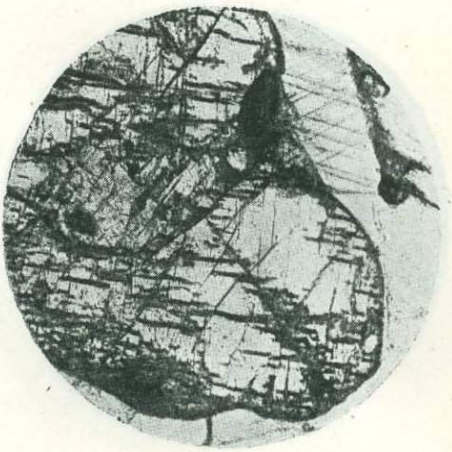


8

5. Биотито-пироксеновый гнейс. Окрестности Радомысля.
6. Амфиболит (ксенолит). Саражинцы, Киевская область.
7. Милонит. Франковка, Киевская область.
8. Милонит. Франковка, р. Гнилой Тикич.

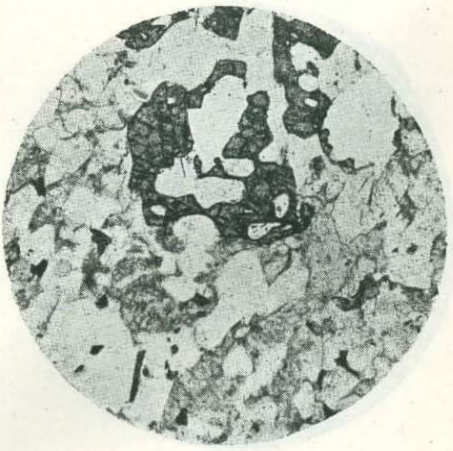
В. И. Лучицкий. Петрография Украины. Часть I.

9



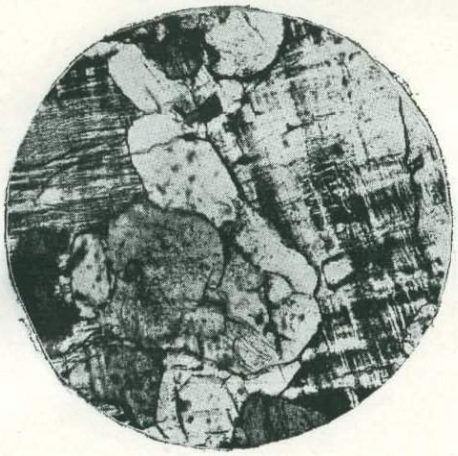
10

11

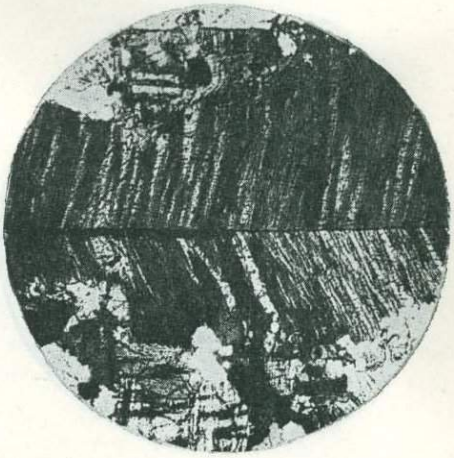


12

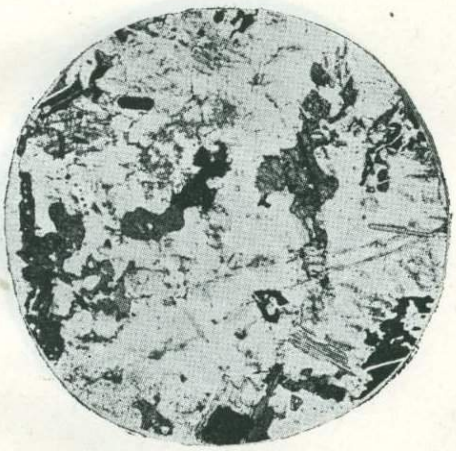
9. Графитовый гнейс. Коржева, Волынь.
10. Известняк со скаполитом (ксенолит). Окрестности Липовеца.
11. Авгитовый известняк (ксенолит). Липовец.
12. Гранулитовидная порода. Каменка, р. Тесмин.



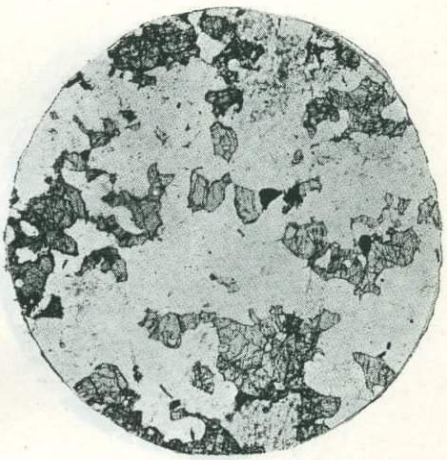
13



14

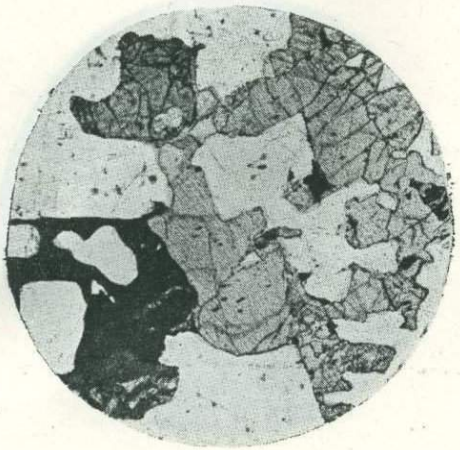


15



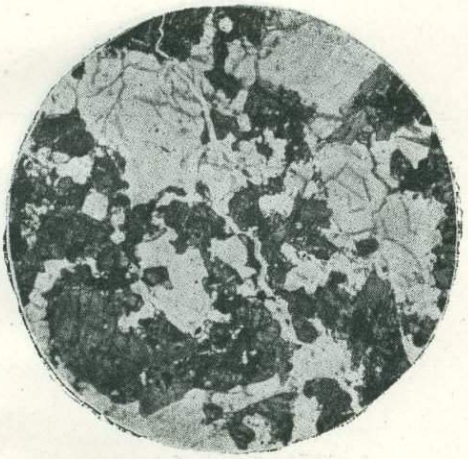
16

13. Авгитовый гранит. Старый Крым, р. Кальчик.
14. Порфировидный щелочный гранит. Старый Крым, р. Кальчик.
15. Роговообманково-биотитовый гранит. Чердаклы, р. Кальчик.
16. Авгитовый гранит мелкозернистый. Окрестности Чермалык, р. Кальмиус.

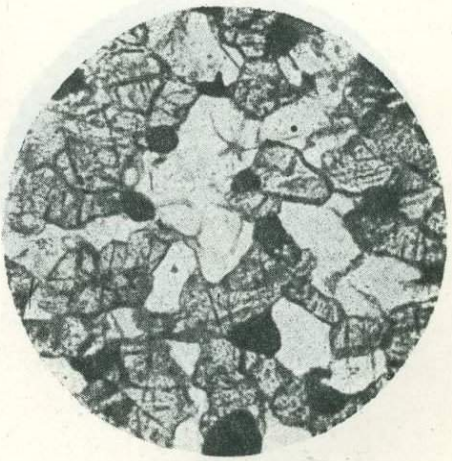


17

18



19

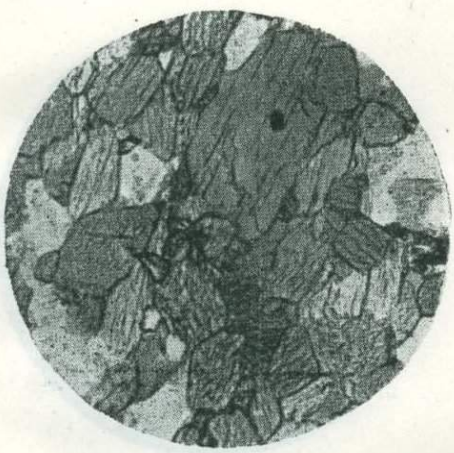


20

17. Диаллагоновый гранит. Окрестности Мариуполя.
18. Авгитовый сиенит. Окрестности Чердаклы, р. Кальчик.
19. Габбро-диорит. Окрестности Старого Крыма, р. Кальчик.
20. Габбро. Окрестности Мариуполя, р. Кальчик.

21

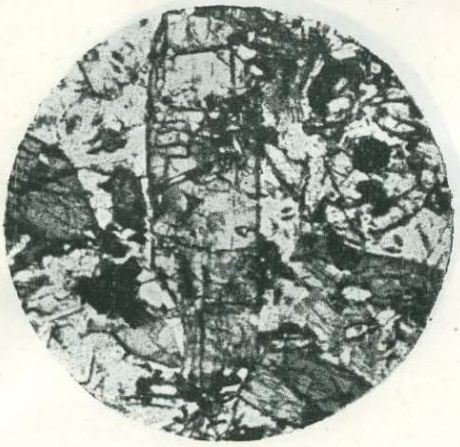
22



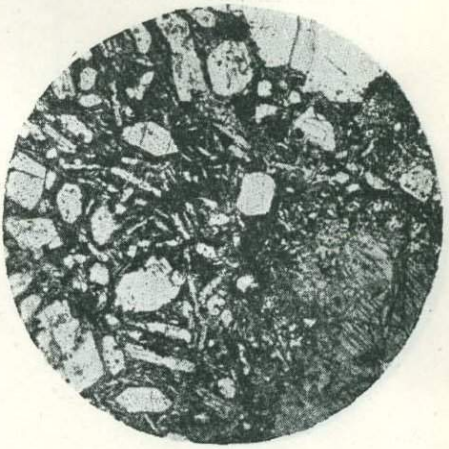
23

24

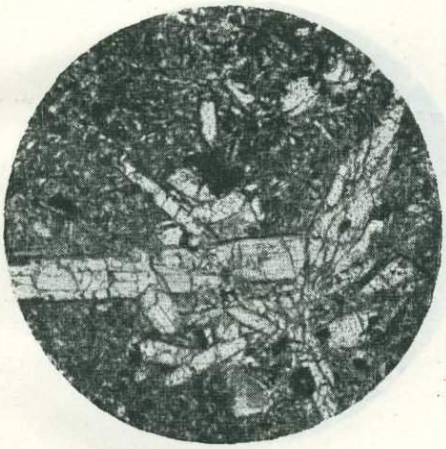
21. Крупнозернистый диабаз. Река Кальчик, ниже Крымовской.
22. Диабаз. Окрестности Мервена, р. Кальмиус.
23. Амфиболит (ксенолит). Чердаклы, р. Кальчик.
24. Кварцевый порфир. Река Мокрая Волноваха, Каракуба.



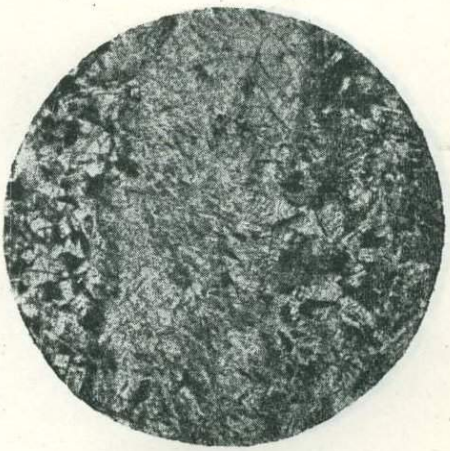
25



26



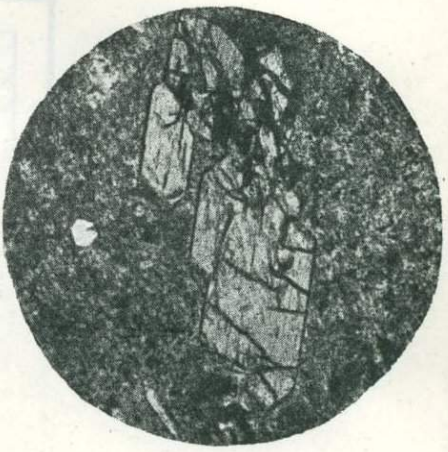
27



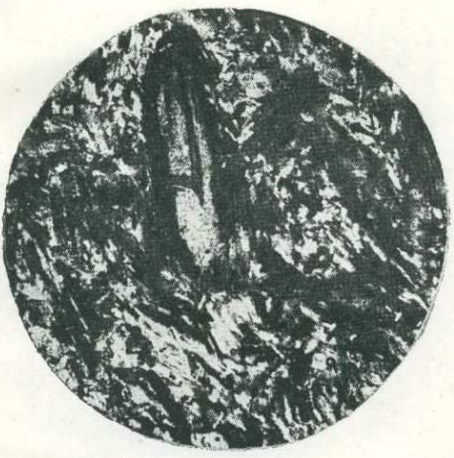
28

25. Баркевикитовый базальт. Окрестности Мервена, р. Кальмиус.
26. Авгитит. Мервен, р. Кальмиус.
27. Баркевикитовый авгитит. Б. Чернячья, р. Кальмиус.
28. Авгитовый порфирит. Окрестности Каракубы.

29



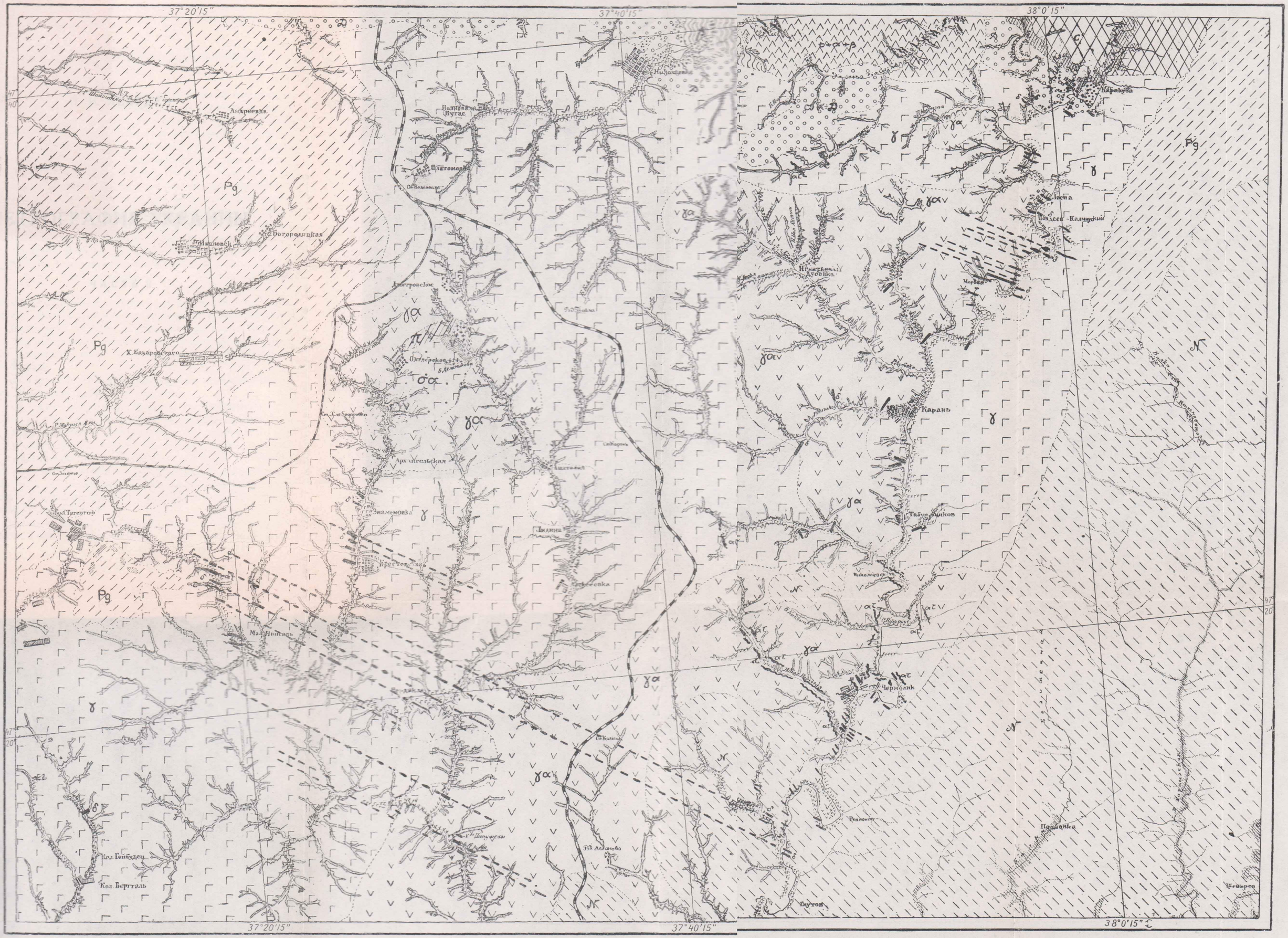
30



31

32

29. Палеоандезит. Николаевка.
30. Палеоандезит. Игнатовка, балка Дубовая.
31. Палеотрахит. Б. Камышеваха.
32. Авгитовый палеоандезит.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21

1. Неогеновые отложения, предполагаемое распространение. 2. То же, коренные выходы. 3. Палеогеновые отложения, коренные выходы. 4. То же, предполагаемое распространение. 5. Каменноугольные отложения, предполагаемое распространение. 6. То же, коренные выходы. 7. Девонские отложения, предполагаемое распространение. 8. То же, коренные выходы. 9. Граниты щелочно-земельные и мигматиты, коренные выходы. 10. То же, предполагаемое распространение. 11. Щелочные граниты, коренные выходы. 12. То же, предполагаемое распространение. 13. Щелочные сиениты, коренные выходы. 14. Нефелиновые сиениты, коренные выходы. 15. То же, предполагаемое распространение. 16. Перидотиты (верлит) и габбро, коренные выходы. 17. То же, предполагаемое распространение. 18. Трахиты, андезиты и базальты. 19. Базальты. 20. Дайки основных пород. 21. Дайки андезито-трахитов.

П. И. ЛЕБЕДЕВ

ПЕТРОГРАФИЯ УКРАИНЫ

ЧАСТЬ II

ГАББРО-АНОРТОЗИТО-ЧАРНОКИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ВОЛЫНИ

Район северозападной и западной части Украинской кристаллической полосы представляет исключительный интерес в отношении петрографии изверженных пород. Северозападная часть, собственно—Волынь занята комплексом пород, которые состоят из анортозитовой центральной области, окруженной в западной и восточной части неравномерно развитыми периферическими зонами пород переходного типа, которые могут быть названы или габбро-сиенитами (по В. Е. Тарасенко), или чарнокитами. Включенными в породы этого типа в непосредственной близости с анортозитовой площадью залегают породы габбро-норитовой магмы.

Весь этот район, составленный из разнообразных пород единого генетического комплекса в северной и, отчасти, западной своих частях, окружен значительной полосой развития красных, гранофировых, по преимуществу, гранитов, которые в юговосточной части через промежуточные по текстуре и минерало-химическому составу дериваты гранитной магмы, могут быть сопоставлены с областями развития рапакиви.

Отделенная зонами развития гранитов других генетических типов, к которым можно отнести граниты житомирского и чудново-житомирского типов, расположена область кристаллических пород Подолии. Последяя, имея ряд собственных отличительных признаков, может быть сопоставлена с отмеченной выше областью анортозито-норито-чарнокитовых пород Волыни.

В части, посвященной изучению изверженных пород волынского комплекса, последовательно проводится описание:

1) красных гранофировых гранитов так называемого коростеньского типа; 2) чарнокитовых пород, которые на основании химического и минералогического состава могут быть разбиты на ряд разностей, соединенных между собою последовательными переходными типами, и образующих ряд постепенных изменений в сторону основной серии, т. е. пород габбро-норитовой магмы; 3) габбро-норито-анортозитовых пород, представляющих собою, сверх указанных переходов к соседним петрографическим типам, замкнутую генетическую группу изверженных пород Волыни.

Область Подолии, детально изучаемая Н. И. Безбородько, вне области распространения гранитов указанных типов разделяется на по-

роды чарнокитовой серии, преобладающей в верхних горизонтах темноцветных пород и по периферии, и породы норитовой серии, развитой в системе р. Буга. Отличительной чертой петрографического строения подольского района является богатство ксенолитовых образований, приуроченных к периферической чарнокитовой серии пород.

Ввиду важности для дальнейшего изучения изверженных пород Украины и их генезиса, установления возможных взаимоотношений между отдельными группами пород, в специальную главу выделена петрогенетическая часть.

1. КИСЛАЯ СЕРИЯ. КРАСНЫЕ ГРАНОФИРОВЫЕ ГРАНИТЫ

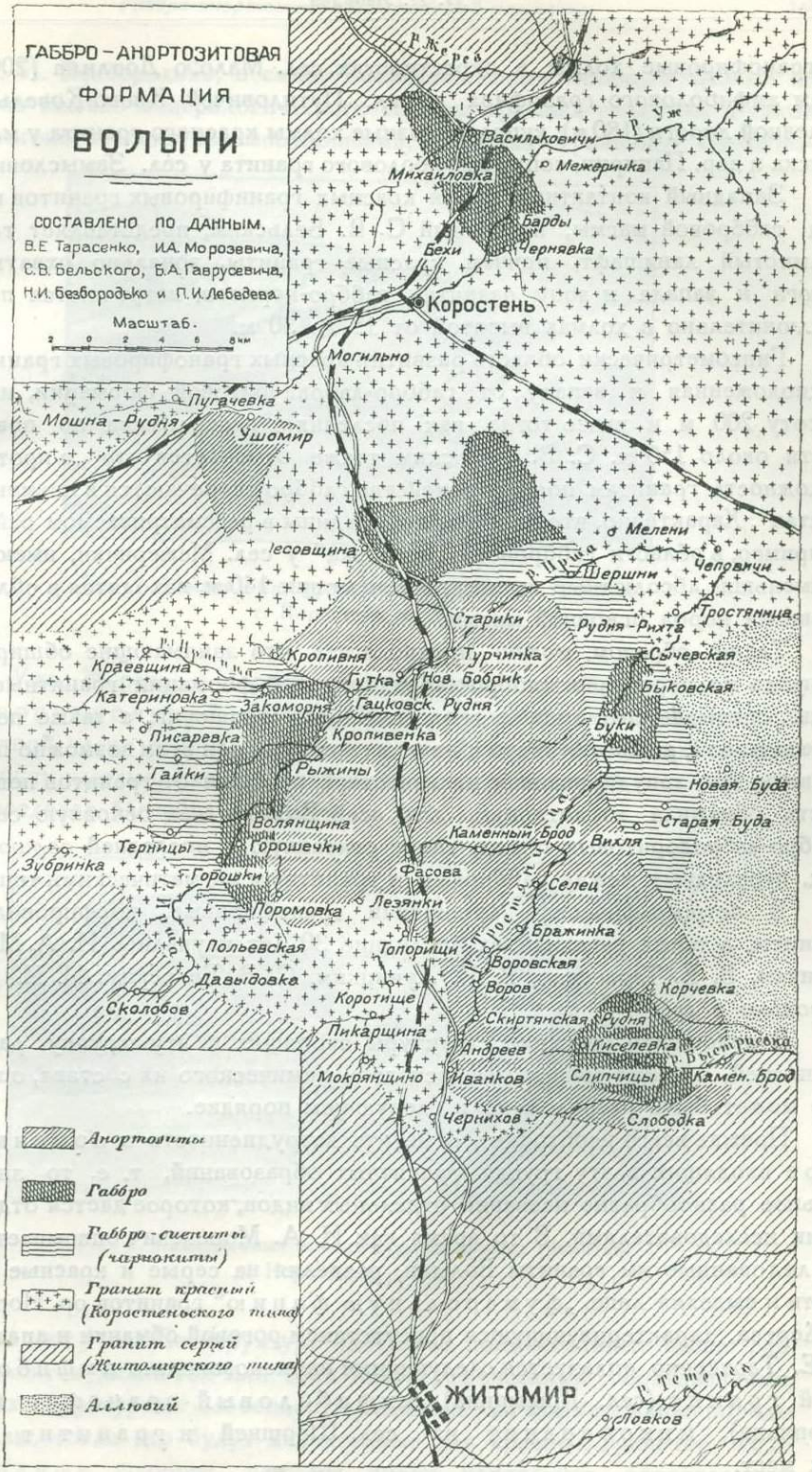
Наиболее ясные взаимоотношения между дериватами гранитной магмы, с одной стороны, и петрографическими образованиями, являющимися продуктами диференциации основной магмы, с другой—можно наблюдать в том петрографическом комплексе, который расположен в Волынском районе в северозападной части Украинской кристаллической полосы.

Здесь мы имеем обширную площадь по системам рр. Жерева, Ужа и верховьев р. Ирши, занятую гранитами гранофирового типа, имеющими как равномернозернистые разности, так и порфировидные; далее на восток и на юго-восток между средними течениями Ужа и Ирши преимущественное развитие имеют порфировидные граниты (россоховский тип по Н. И. Безбородько), имеющие несомненно тесное петрогенетическое взаимотношение с рапакиви и рапакивиобразными гранитами. Последние по р. Ирше, начинаясь от сел. Чеповичи и захватывая непосредственные окрестности г. Малина, обнажаются до сел. Пинязивичей, выходя также по правым притокам Ирши рр. Здравле и Возне, и образуют тот Малинский (Радомысльский) массив рапакиви, который, по В. И. Лучицкому, является крайним северозападным массивом рапакиви на Украине.

Таким образом, среди кислой гранитной серии волынского комплекса изверженных пород является задачей установить петрогенетические взаимоотношения между следующими типами гранитов: 1) красные гранофировые граниты; 2) порфировидные граниты; 3) рапакиви.

Вместе с тем для установления отношения этой гранитной серии к основному комплексу габбро-лабрадорито-сиенитовых пород представляет интерес привести данные по геологическим условиям залегания всего комплекса изверженных интрузивных пород этой части Украины.

На основании исследований П. А. Тутковского и С. В. Бельского залегание красных гранофировых и порфировидных гранитов представляется следующим. Они образуют в большинстве случаев куполообразные и конусообразные возвышенности, из которых в северной части площади развития указанных пород можно отметить: микрогранитовые


ГАББРО-АНОРТОЗИТОВАЯ
ФОРМАЦИЯ
ВОЛЫНИ
СОСТАВЛЕНО ПО ДАННЫМ
В.Е. Тарасенко, И.А. Морозевича,
С.В. Бельского, Б.А. Гаврусевича,
Н.И. Безбородько и П.И. Лебедева.
Масштаб.
2 0 2 4 6 8км
р. Жерев
р. Уж
Васильковичи
Межеричка
Михайловка
Барды
Бехи
Черняевка
Коростень
Могильно
Пугачевка
Мошна-Рудня
Ушомир
Лесовщина
Мелени
р. Ирша
Шершни
Черповичи
Тростянница
Старики
Рудня-Рихта
Сычевская
Быковская
Буки
Новая Буда
Старая Буда
Вихля
Кропивня
Краевщина
Турчинка
Гутка
Нов. Бобрик
Катериновка
Закоморня
Гацковск. Рудня
Писаревка
Кропивенка
Гайки
Рыжины
Волянщина
Горошечки
Терницы
Зубринка
Горошки
Каменный Брод
Фасова
Селец
Поромовка
Лезянки
Бражинка
Польевская
Топорищи
Воровская
Давыдовка
Воров
Корчевка
Сколобов
Коротище
Скиртянская
Рудня
Пикарщина
Киселевка
Андреев
р. Быстрицевка
Мокрянщино
Иванков
Слипчицы
Камен. Брод
Черняхов
Слободка
Анортозиты
Габбро
Габбро-сиениты (чарнокиты)
Гранит красный (Коростеньского типа)
Гранит серый (Житомирского типа)
Аллювий
ЖИТОМИР
р. Тетерев
Ловков

и гранофировые холмы в окрестностях сел. Малого Довлина (200 м); холм амфиболового гранофира у сел. Путиловичей Киево-Ковельской железной дороги (180 м); куполообразные холмы красного гранита у м. Норинска и дер. Папирин, сопку амфиболового гранита у сел. Замысловичей.

Западный контактный район красных гранифировых гранитов и пород габбровой магмы, изученный С. В. Бельским, представляет также холмистый ландшафт, причем красные граниты, зонально охватывая с юга и запада и зону развития габбро-норитов, встречаются почти исключительно в холмах высотой от 15 до 30 м.

Гипсометрически область развития красных гранофировых гранитов, расположенная к западу от габбро-лабрадоритовой формации, имеет высоту 200 м и выше тогда как последняя расположена по поверхности около 150 м. С. В. Бельским также отмечается что „в противоположность гранитам породы семейства габбро встречаются в низменных местах". Характерно, что наибольшие впадины в рассматриваемом районе, например, в области габбрового „островка" у сел. Межерички, имеющие наименьшие абсолютные высоты, достигающие 140 м, находятся в области развития пород основной магмы.

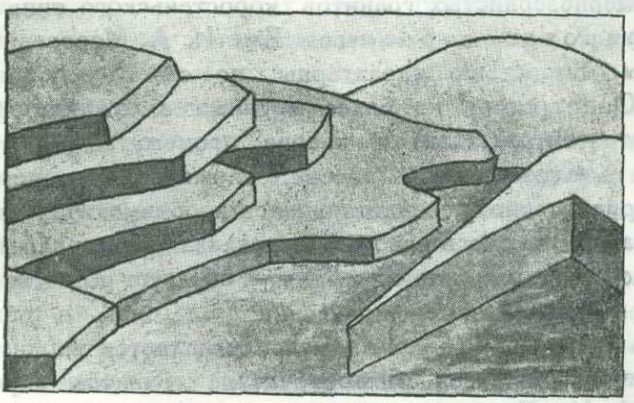
Таким образом, можно предполагать, что занимающие обширную площадь по периферии габбро-лабрадоритовой формации гранитные породы описываемого типа в геологическом отношении, а также петрогенетическом, являются тесно с нею связанными; при этом возможно представить, что денудированная на известной площади от гранитов поверхность обнажила характерную для всей Волыни как основную серию габбро-лабрадоритовых пород, так и связанную с последней серию пород, переходных между габбровым и гранитным магматическими типами.

В петрографическом отношении гранофировые, порфировидные граниты, а также рапакиви, за последние 30 лет изучались И. А. Морозевичем, В. Е. Тарасенко, В. И. Лучицким, С. В. Бельским, Н. И. Безбородько и др.

В отношении изучения структуры входящих в эту группу разновидностей, а также минералогического и химического их состава, описание может быть расположено в следующем порядке.

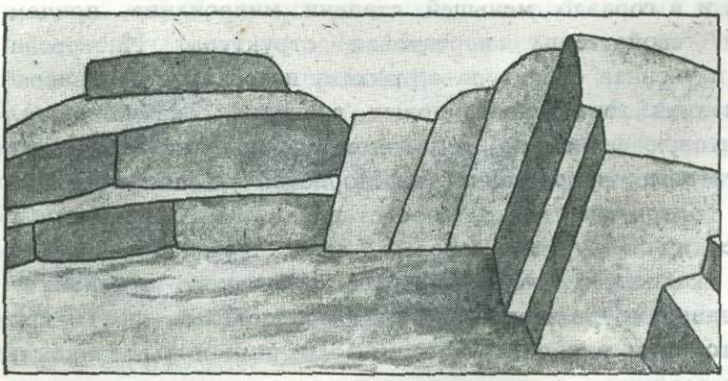
Прежде всего необходимо отметить затрудненность в номенклатуре входящих в эту группу гранитных образований, т. е. то значительное разнообразие названий отдельных видов, которое дается отдельными исследователями. В то время как И. А. Морозевич описывает все исследованные им граниты Волыни, разделяя на серые и красные разности и выделяя лишь „фумарольную фацию" гранитов рр. Норыни и Жерева, характеризующуюся присутствием роговой обманки и апатита, В. Е. Тарасенко пользуется следующими наименованиями: амфиболовый гранит (сел. Крывщина), амфиболовый гранофир (сел. Кропивни), микрогранит из сел. Шершней и гранитит разных мест.

Н. И. Безбородько, в самое последнее время обобщая данные по изучению химико-минералогического состава красных гранитов, а также их петрогенетических взаимоотношений, разделяет гранитные образова-



Фиг. 1. Каменоломня красных гранофировых гранитов г. Коростеня, р. Уж.

ния рр. Ужа, Жерева, и Норыни на три типа: главный — коростеньский, россоховский, являющийся переходным к рапакиви, развитый в восточной части района, и пержанский, характеризующийся явлениями динамометаморфизма и развитый в северозападной части формации в пределах бассейна р. Перги.



Фиг. 2. Каменоломня красных гранофировых гранитов г. Коростеня, р. Уж.

Структура. По структуре своей все поименованные выше разности гранитов являются или теми петрографическими образованиями, в которых структурные особенности указывают на формирование породы в две фазы, тогда это будут характерные для красных гранитов порфировидные граниты, где мы имеем накопление определенных

вкрапленников, представленных ортоклазом и в меньшей степени кварцем или более равномернозернистыми разностями.

Для основной массы порфировидных гранитов и для микроструктуры равномернозернистых гранитов коростеньского типа характерно их гранофировое строение. Еще И. А. Морозевич указывал, что „граниты Коростеня характерны по своей особенной микроструктуре". Они состоят из более крупных аллотриоморфных зерен ортоклаза (отчасти пертита) и кварца, промежутки между которыми выполненены мелкозернистой массой, сложенной из червеобразных волокон кварца, тесно переплетающихся и обнимающих петлеобразно зерна ортоклаза. Эта смесь кварца и ортоклаза представляет, очевидно, второе позднейшее поколение минералов и образует род основной массы, хотя породы не содержат порфирических выделений, в обыкновенном смысле этого слова, и по наружному виду является вполне зернистой.

Аналогичной является микроструктура гранитов коростеньского типа и по Н. И. Безбородько, по которому часто основная масса порфировидных гранитов нацело является сложенной из характерной гранофировой массы; в других случаях гранофировая структура является в зачаточном состоянии в форме пойкилитового прорастания полевого шпата червеобразными зернами кварца.

Наибольшую роль в породе играет ортоклаз, причем в некоторых разностях количество порфировидного ортоклаза достигает $^1/_5$ породы, причем отдельные индивидуумы имеют размеры 0,5—1—2 см. Характерным является присутствие калиевого полевого шпата в виде ортоклаза и в гораздо меньшей степени микроклина, причем обычно ортоклазу свойственна пертитовая структура. Интересна более детально изученная структура ортоклаза из гранита Андреева и Топорищ (западная зона гранофировых гранитов, окаймляющая габбро-лабрадоритовую формацию), в котором наблюдались следующие сложные пертитовые прорастания (по Морозевичу): порфировидные вкрапленники ортоклаза часто, представляют, карлсбадские двойники, отдельные индивидуумы которых дают пертитообразное срастание по (001) калиевого полевого шпата и близкого к альбиту олигоклаза; независимо от этого срастания оба полевые шпата проникнуты по (100) тонкими микропертитовыми волокнами и пластинками, принадлежащими альбиту.

Наблюдается частое нарастание на ортоклазовые вкрапленники гранофировой каймы, которая иногда окружает и плагиоклазовые кристаллы.

Плагиоклаз, как это следует и из химической характеристики красных гранофировых гранитов, присутствует в них в подчиненном количестве, причем по составу наблюдаются колебания между 23 и 35 номерами плагиоклаза (по Безбородько) с образованием двойников по манебахскому (преимущественно), альбитовому и периклиновому законам.

Кварц, кроме составной части гранофировой или микропегматитовой массы, дает обычно отдельные кристаллы, уступающие как по количеству, так и по размерам ортоклазовым образованиям. В отличие от гранитов других генетических типов Волыни и Подолии красные гранофировые граниты рассматриваемых типов содержат кварцевые образования, не несущие следов динамометаморфных воздействий. Только для гранитов Топорищ указываются некоторые явления пластических деформаций в форме появления волокнистой структуры, но без проявления более грубых механических деформаций в виде явлений раздробления или проявления катаклазовой или мозаичной структуры. Наблюдаются в кварцевых зернах микролитические включения рутила, циркона и апатита, а также многочисленные, жидкие включения.

Биотит и роговая обманка. Сравнительно незначительная роль в строении гранофировых гранитов цветных минералов стоит в связи с их химической характеристикой, обнаруживающей незначительное присутствие железисто-магнезиальных соединений. Биотит и роговая обманка, не играющие значительной породообразующей роли во всех разностях порфировидных гранофировых гранитах, значительно вариируют в относительных своих количествах. Иногда в наиболее кислых разностях цветная составная часть представлена только биотитовыми образованиями (например, район сел. Шершней), представленными чаще темнокоричневой и иногда светлозеленой разностями (гранитит Ушомира).

Роговая обманка, играющая некоторую роль в разностях, названных Тарасенко амфиболовыми гранитами и амфиболовыми гранофирами, дает иногда неоднородные скелетные кристаллические образования, в центральной своей части переходящие в авгит.

Плеохроизм—Nm—бурый; Np—буровато-зеленый; погасание Cn_g 18°.

Характерным из акцессорных минералов является присутствие для многих разностей: циркона, апатита, титанистого железняка и в особенности флюорита, что дает основание некоторым исследователям говорить о фумарольной фации гранитов. Плавиковый шпат, по В. И. Лучицкому, является характерным минералом для рапакиви и сопровождающих его пород, будучи всегда последним по времени в кристаллизационном процессе продуктом. При постоянном участии в составе красных гранитов минералов, говорящих о значительном участии при их формировании газообразных составных частей магмы (апатит, флюорит, минералы титана), является в то же время характерным отсутствие на площади их развития пегматитовых образований, по сравнению с другими гранитами Волыни, например, развитыми к югу от габбро-лабрадорито-гранитного комплекса серыми гранитами житомирского типа. При отсутствии промышленно-ценных пегматитовых образований, граниты коростеньского типа в то же время (по Безбородько) „богаты отжилками аплитовой магмы, которые в виде мелко-

Таблица 1

Количественный минералогический состав красных гранитов, со включением разностей—рапакиви

	Коростеньский гранит		Россоховский гранит		Мелкоовоидн. микропегмат. рапакиви Радомысль		Безовоидный равномерно-зернистый	
Кварц	29.49		30.53		31.14		33.96	
Or	29.15		28.65		35.03		33.36	
An	5.17	38.66	1.57	37.33	3.34	28.49	3.06	28.21
Ab	33.49		35.76		25.15		25.15	
Биотит	2.02		0.67		—		—	
Гиперстен	—		0.65		2.41		1.88	
Диопсид	—		—		0.99		—	
Магнетит	0.45		2.16		1.39		1.39	
Гематит	0.23		—		—		—	
Состав плагиоклаза	An_1 Ab_7		An_1 Ab_{24}		—		—	
	—		Ост. Al_2O_3—0.10		—		Корунд — 0.40	
Сумма	—		100.00		99.45		99.20	
Авторы:	Н. И. Безбородько				В. И. Лучицкий			

Таблица 2

Основная разность

	Коростеньский гранит		Розовый радомысльский рапакиви	
Кварц	27.28		20.34	
Or	36.26		32.80	
An	3.29	30.22	3.89	36.90
Ab	26.93		33.01	
Биотит	0.55		—	
Гиперстен	2.74		0.70	
Диопсид	—		4.71	
Оливин	—		2.86	
Магнетит	—		2.55	
	Остат. Al_2O_3—1.01		—	
Сумма	100.00		100.86	
Авторы:	Н. И. Безбородько		В. И. Лучицкий	

зернистой гранитной разности в большом количестве то жилообразно пересекают тело материнской породы (Россоховский хутор, Закусиловка, Игнаполь), то образуют более крупные тела, выступающие в виде возвышений или холмов. При своей мелкозернистости этот сателлитовый тип коростеньской магмы продолжает сохранять гранофировую структуру общей массы и пертитовое строение полевых шпатов.

При значительном качественно-минералогическом разнообразии, красные порфировидные и гранофировые граниты в отношении количественно-минералогического, а также химического состава, группируются, преимущественно, вокруг *двух разностей*: более *кислой*, преобладающей в этом типе гранитов, и более *основной*.

Это разделение гранитов особенно выступает ясно при изучении химических, т. е. магматических особенностей.

Таблица 3

1. Кислые разности красных гранитов

Порода	Местонахождение	Магматические формулы			Коэффиц.		SiO_2 вес. %	Автор работы
		$\overline{RO}$	SiO_2	$\frac{R_2O}{RO}$	α	β		
Гранит красный .	Р. Уж, дер. Межеричка	1.00	8.50	5.50	4.25	23.52	73.90	И. А. Морозевич
„ порфировидный	Р. Уж. Россоховск. хут.	1.08	9.00	3.66	4.36	23.11	74.46	Н. И. Безбородько
Гранит красный .	Р. Норик, Нарынск	0.83	8.73	—	4.55	20.96	75.20	И. А. Морозевич
„ пержанский тип	Сел. Перга	1.03	9.12	5.50	4.52	22.45	73.75	Н. И. Безбородько
Гранит красный .	Сел. Андреев	1.10	9.37	1.80	4.57	22.41	75.20	И. А. Морозевич
„ гранофировый	Г. Коростень	1.09	9.72	3.01	4.75	21.50	75.41	П. И. Лебедев
Гранитовый порфир	Р. Тростяница сел. Топорище	0.85	9.29	4.50	4.82	19 91	75.72	И. А. Морозевич
Рапакиви мелкоовоидный . . .	Сел. Гамария	1.20	9.56	2.50	4.55	23.00	74.16	В. И. Лучицкий
Рапакиви, гранит безовоидный . .	Радомысл. массив	1.05	9.70	3.70	4.80	21.18	75.06	В. И. Лучицкий
Гранофировый шлир в лабрадорите	Сел. Каменный Брод	1.01	10.76	2.66	5.36	18.68	77.65	П. И. Лебедев

В отношении выяснения магматической природы тех петрографических разновидностей, которые входят в группу: гранофировые граниты—порфировидные граниты—рапакиви, можно сопоставить имеющиеся данные химического состава также в две группы: 1) кислых разностей и 2) более основных разностей.

Таблица 4

2. Основные разности красных гранитов

Порода	Местонахождение	Магматические формулы			Коэффиц.		SiO_2 вес. %	Авторы работы
		$\overline{RO}$	SiO_2	$\frac{R_2O}{RO}$	α	β		
Рапакиви нормальный тип	М. Корсунь	1.55	7.44	1.2	3.27	34.3	66.99	В. И. Лучицкий
Рапакиви черкасский тип . . .	М. Городище Черкасск. у.	1.36	7.42	1.18	3.40	31 8	68.08	В. И. Лучицкий
Рапакиви розовый радомысльский .	Сел. Гамарня	1.40	7.86	1.46	3.57	30.05	69.03	В. И. Лучицкий
Рапакиви темнокрасный	Сел. Андреево	1.19	8.40	2.00	4.00	26.07	71.00	И. А. Морозевич
Рапакиви красный	Г. Коростень	1 08	8.13	2.75	3.98	25.58	71.65	Н. И. Безбородько

В особенно тесную химическую группу могут быть объединены более кислые разности, входящие в рассмотренную единую петрогенетическую группу красных гранитов. Очень характерным является постоянство члена магматической формулы $\overline{RO}$, колеблющегося в узких пределах около единицы; коэффициент кислотности также является близким для всех анализов — 4.25 — 4.80; большие колебания обнаруживает отношение $R_2O : RO$, имеющее все же постоянное превышение щелочей над щелочными землями (от 2 до 4 раз, в отдельных случаях доходя до 5).

Вторая, более основная группа гранитных диференциатов заключает в себе, с одной стороны, более основные разности гранофировых и порфировидных гранитов, с другой, в нее входят тесно с ними генетически связанные рапакиви нормального типа. Для этой группы характерно $\overline{RO}$, колеблющееся от единицы до 1.5; коэффициент кислотности заключает вариации 3.3 — 4.0, а для отношения $R_2O : RO$ мы имеем в группе рапакиви уже превышение щелочных земель (1.2—1.5), в то время как в более основных разностях гранофировых гранитов наблюдается еще превышение некоторых щелочей (1.5—2.0 и более).

К категории кислых гранитных дериватов необходимо отнести те шлировые и жильные образования красных гранитообразных выделений, которые несколькими авторами описывались в районе развития лабрадоритовой формации (сел. Каменный Брод по р Быстриевке).

В. Е. Тарасенко, описывая довольно детально их морфологию, считает эти образования за кислые выжимки габбро-лабрадоритовой магмы, своего рода гистеро-генетическими шлирами. Состоящие существенным образом из ортоклаза и кварца с некоторым участием плагиоклаза и биотита эти шлировые образования по своему химическому составу относятся к наиболее кислым дериватам магмы красных гранофировых гранитов (П. И. Лебедев).

Таблица 5

	Весовые %	Молекулярные колич.	Молекулярные %	
				По Озанну
SiO_2	77.65	1.2877	84.06	S = 84.26
TiO_2	0.24	0.0030	0.20	A = 6.04 a = 14.16
Al_2O_3	11.84	0.1158	7.56	C = 1.17 c = 2.74
Fe_2O_3	0.70	0.0044	0.29	F = 1.32 f = 3.10
FeO	0.90	0.0125	0.41	K = 2.04 n = 5.30
MnO	следы	—	—	$S_{84.26}\ a_{14.16}\ c_{2.74}\ f_{3.10}\ n_{5.30}$
MgO	0.17	0.0042	0.27	
CaO	1.01	0.0180	1.17	
BaO	нет	—	—	
Na_2O	3.04	0.0490	3.20	
K_2O	4.10	0.0435	2.84	
				По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу
$H_2O - 110°$ . .	0.02	—	—	$1.27\overline{RO} \cdot 1.20R_2O_3 \cdot 12.91SiO_2$
Сумма .	100.00	1.5319	100.00	$1.01\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 10.76SiO_2$
				$\alpha = 5.36$
				$\beta = 18.68$
				$\gamma = 5.36$
Аналитик	В. А. Молева		—	$RO : R_2O = 1\ \ 2.66$

II. СРЕДНЯЯ СЕРИЯ. ЧАРНОКИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Наиболее сложной в отношении систематизации и выяснения соотношения с другими петрографическими группами является та переходная между габбро-норитами и гранитами довольно распространенная категория пород, которая у различных исследователей Украины получала самые разнообразные наименования.

Номенклатура относящихся сюда интрузивных образований носит самый запутанный и неопределенный характер.

Одна из разновидностей этих переходных между габбро и гранитами пород включает, например, ряд изученных в различных районах Украины образований, которые были описаны различными авторами под следующими названиями: габбро-гранит (Морозевич), норито-сиенит (Тарасенко), гранодиорит и кварцевый сиенит (Гинзберг), кварцево-биотитовый диорит (Чирвинский), пироксеновый сиенит (Безбородько) и чарнокит (Половинкина). Другая довольно однородная группа переходных пород, ближе по магматической характеристике стоящих к норитам, также описывалась под разнообразными названиями: — габбро-сиенит (Тарасенко), кварцево-пироксеновый сиенит (Морозевич), пироксеновый сиенит (Тарасенко), оливин-амфиболо-пироксеновый сиенит (П. Н. Чирвинский). Сравнение этой группы с аналогичными породами Финляндии, Скандинавского полуострова и других районов произведено в работе Ю. И. Половинкиной,[1] которая принимает для данных пород системы р. Ингулец название чарнокитовых пород, под которыми была описана аналогичная серия пород в Индии Th. Holland'ом[2] (1900 г.). Не касаясь в настоящей главе петрогенетических вопросов, связывающих определенной генетической закономерностью отдельные петрографические „компоненты" этой петрографической провинции, развитой в северозападной части Украинской кристаллической плиты на Волыни и в Подолии и впервые так полно изученной в первой В. Е. Тарасенко, возможно все же—в целях последовательного изложения отдельных разностей и возможности сравнения с другими иногда крайне удаленными петрографическими районами — принять для всей этой группы переходных образований, как это и сделано Половинкиной, наименование „чарнокитовой серии", хотя это название и не носит рационального характера.

Ввиду крайне непостоянного и связанного постепенными переходами количественно-минералогического состава, при крайней аналогии в качественном составе отдельных разностей, входящих в состав переходной между норитами и гранитами группы, представляется более рациональным до описания их минералогического состава остановиться на магматической характеристике отдельных типов. Сопоставляя на основании магматических формул и коэффициентов (Левинсон-Лессинга и Озанна) отдельные изученные на рассматриваемой территории породы и включая для сравнения помимо волынских пород аналогичные образования других районов Украины, можно выделить в целях удобства описания три разности: 1) среднюю, имеющую наибольшее количество изученных пород и две переходные группы; 2) более основную расположенную по химическому и минералогическому составу ближе

[1] Ю. И. Половинкина. Два новых месторождения чарнокитовых пород на Украине. Труды Гл. геол. разв. упр., вып. 94, 1931.

[2] Th. Holland. The Charnockite Series, a Group of Archean Hypersthenic Rocks in Peninsular. India. Met. Geol. Survey India, XXVIII, p. 2, 1900.

к основной—габбровой группе и 3) более кислую, стоящую ближе к гранитным образованиям. Все три разности при этом разнообразии дают породы крайне схожие по внешнему виду. Все это среднезернистые, иногда крупнозернистые породы темного, темносерого или темножелтого оттенков с темной окраской не только цветных минералов, но и полевых шпатов, а также кварца.

1. Средняя группа чарнокитовой серии

Особенности химического состава могут быть подмечены при сравнении соответствующих представителей на следующей таблице магматических характеристик.

Таблица 6

Наименование породы	Местонахождение	Магматические формулы			Коэффиц.		SiO вес. %	Авторы
		$\overline{RO}$	SiO_2	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β		
Чарнокит	Р. Ингулец	3.08	7.00	5.35	2.30	58.5	56.29	Ю. И. Половинкина
Габбро-сиенит . .	Р. Кальчик	1.45	4.95	1.16	2.23	49.29	58.54	П. И. Лебедев
Норито-сиенит . .	Хлыстуновка Киевск. р-н	1.47	6.70	2.51	2.99	36.86	59.20	В. Е. Тарасенко
Габбро-гранит . .	Р. Тетерев	1.03	4.11	1.90	2.04	49.39	59.21	И. А. Морозевич
Кварц-биотитовый диорит	Сел. Жаданы	1.33	4.93	—	2.28	—	60.61	В. Н. Червинский
Грано-диорит . .	Приаз. пол.	1.58	5.91	2.00	2.57	43.65	61.14	А. С. Гинзберг
Грано-диорит . .	Шепетовка Волынь	1.21	5.21	1.30	2.47	42.41	61.98	Н. И. Безбородько
Габбро-сиенит . .	Волынь	1.19	5.27	—	2.51	41.63	62.46	П. И. Лебедев
Пироксен. сиенит .	Хлыстуновка Киевск. р.	1.29	5.50	1.70	2.60	—	62.56	Н. И. Безбородько

Вся эта группа объединяет довольно близкие химически друг другу разности, магматической характеристикой которых является: коэффициент кислотности a — колеблющийся в пределах 2.3 — 2.6, с некоторыми отклонениями, с одной стороны, для приазовской породы — 2.23 и, с другой, для породы сел. Хлыстуновка—2.99. Устойчивым является также $\overline{RO}$, которое в большинстве случаев содержится в пределах 1.2 — 1.6. Сравнивая эти разности чарнокитовой серии с устойчивыми магматическими типами, можно отметить близость среднего состава с сиенитами и банатитами.

Средний член чарнокитовой серии Волыни	Магматические формулы $\frac{RO}{SiO_2}$		$RO:R_2O$	Коэффиц. кислотности α
	1.61	5.53	2.1	2.37
Сиенит	1.8	5.6	2.2	2.34
Банатит	1.4	5.5	1.8	2.56

В минералогическом отношении рассматриваемые породы характеризуются одновременным присутствием плагиоклаза и ортоклаза, с одной стороны, и диаллага и гиперстена, с другой. Кроме того, из цветных минералов присутствуют некоторые разности роговых обманок и биотит. Из рудных минералов в более основных представителях всегда находятся магнитный и титанистый железняки. Характерным является также присутствие акцессорных минералов: апатита, и циркона, переполняющих в форме включений различные минералы, как из группы полевых шпатов, так и метасиликатов.

Переходя более детально к минералогической характеристике можно отметить, кроме того, некоторую неустойчивость в пределах указанных минералов в оптических свойствах и в структурном отношении, выражающуюся также в существовании в пределах некоторых минералов, например, гиперстен, роговая обманка, биотит, ряда переходных разностей, обладающих неустойчивыми оптическими константами.

Характерным также является существование ориентированных форм срастания и прорастания между диаллагом и гиперстеном, а также явлений пертитизации и мирмекитизации. По отношению к отдельным группам породообразующих минералов можно отметить следующее.

Плагиоклаз представлен преимущественно лабрадором и битовнитом, из двойников наблюдаются альбитовый, карлсбадский и периклиновый. Замечается сильная коррозия ортоклазовыми кристаллами, а также случаи, как бы, обрастания последними кристаллов плагиоклазов, принимающих форму включений. Из включений в плагиоклазах отметим: авгит, апатит, циркон, ильменит и рутил, магнетит и гематит, а также стеклообразные включения, подвергающиеся иногда раскристаллизации.

Калиевый полевой шпат наблюдается в более основных разностях в форме ортоклаза, а в некоторых случаях, повидимому, в виде анортоклаза (2V около 88—90°/₀); в других более кислых представителях той же группы можно наблюдать все стадии микропертитизации, причем характерно, что при некоторой деформации ортоклазовых кристаллов и нарушении внутреннего молекулярного строения наблюдается формирование альбитовых веретен в плоскостях делимости и скольжения полевых шпатов (по Морозевичу), что заставляет предполагать), что образование микро- и криптопертитовой структуры связано не с явлениями распадения твердых растворов — ортоклаз + кислый плагиоклаз предельной концентрации.

Из включений интересно отметить диаллаг и плагиоклаз.

Диаллаг в некоторых разностях (например, порода Фрисарки около Житомира) преобладает, обнаруживая ориентированное „срастание" с гиперстеном. Погасание диаллага $Cn_g = 45°$. Интересны случаи слабого, но ясного плеохроизма, совпадающего по оттенкам с гиперстеном с той разницей, что плеохроизм последнего лишь усиливает соответствующие оттенки диаллага (Морозевич).

	Ng	Nm	Np
Диаллаг	Светложелтый	Желтовато-розовый	Желтовато-зеленый
Гиперстен	Желтовато-розовый	Розовый	Зеленый

Тесное взаимоотношение обоих пироксенов, помимо ясного соотношения в некоторых оптических свойствах, выражается также фактами их совместной кристаллизации, что выражается то волокнистостью диаллага, то тонкими вростками ромбического пироксена, то закономерным расположением кристаллов обоего типа. В некоторых случаях (по Тарасенко), кроме обычного зеленоватого диаллага, наблюдался желтоватый диаллаг, подобный гиперстену, но сохранивший оптику моноклинического пироксена. Все эти данные позволяют предполагать, в некоторых случаях, возможно, частичную „гиперстенизацию" диаллага под влиянием, возможно, постмагматических эманаций.

Для выяснения этого вопроса с химической стороны представляет интерес привести данные пересчетов средних диаллага и гиперстена из габбро-норитовых пород (по П. Н. Чирвинскому), а также отдельные анализы Тарасенко и Морозевича.

Если принять на основании тех генетических соотношений между отдельными группами чарнокитовой серии, что гиперстен не является полностью первичным магматическим минералом, а связан с процессом некоторого химического перерождения, то сравнение приведенных анализов показывает, что наиболее характерным для химической стороны процесса гиперстенизации является значительное увеличение комплексной группы окислов — Fe'', Mg, Mn и уменьшение окислов — Ca и Ti.

Роговая обманка, являясь в более основных разностях как бы дополнительным к диаллагу и гиперстену цветным минералом, в более кислых является, повидимому, вместе с биотитом их заместителями.

Роговая обманка является часто в виде корродированных разъеденных кристаллов, иногда обнаруживающих не прорастание, а скорее обрастание пироксеновых образований. Эти взаимоотношения заставляли предполагать некоторых авторов (Миклуха-Маклай), что метаморфизация пироксена в роговообманковое вещество произошла под влиянием позднейших циркулировавших растворов, а другие (Морозевич) видят в этом явлении результаты магматической резорбции.

Плеохроизм: Ng — светложелтоватый и зеленоватый; Nm — зеленый—темнобурый; Np — темнооливковый.

Угасание: $Cn_g — 15°$. Схема абсорбции $Np = Nm > Ng$.

Таблица 7

	Диаллаг		Гиперстен	
	Из габбро Волыни (Каменн. Брод)	Средний из габбро-норитов	Из габбро Волыни (Турчинка)	Средний из габбро-норитов
SiO_2	50.11	50.39	46.47	51.02
TiO_2	1.01	0.51	—	0.01
Al_2O_3	1.69	3.95	6.74	3.84
Fe_2O_3	1.15	1.73	—	1.37
FeO	15.61	9.20	20.55	15.47
MnO	следы	0.19	0.73	0.40
MgO	13.68	15.15	23.70	21.59
CaO	15.10	17.82	1.90	5.70
Na_2O	—	0.18	—	0.16
K_2O	—	0.09	—	0.04
$H_2O_{-100^\circ}$	—	0.82	—	0.27
Сумма	99.00	100.00	100.00	100.00
Авторы	В. Е. Тарасенко	*по* П. Н. Чирвинскому	И. А. Морозевич	*по* П. Н. Чирвинскому

Биотит является более редким, чем роговая обманка, минеральным компонентом более кислых разностей (SiO_2—61.0 и более) рассматриваемой средней группы чарнокитовой серии. Биотитовые образования наблюдаются свежие в виде буро-желтых кристаллов, а несколько измененные в форме оливково-зеленых. Это изменение, подобно взаимоотношениям между пироксеном и роговой обманкой, является результатом также автопневматолитического действия габбровой магмы.

Изменение оптических свойств, естественно, сопровождает это видоизменение

	(2 E)
Буро-желтый биотит	32°30′
Оливково-зеленый	26°30′ — 19°30′

Титанит входит в состав также некоторых представителей (напр., породы Тригурия, окр. Житомира) в довольно значительном количестве, давая идиоморфные контуры кристаллов, ограниченных часто $n'(123)$ и $r(011)$, а также образуя включения в биотитовых и роговообманковых кристаллах. Возможно, что в последнем случае мы имеем перераспределение окислов при переходе пироксена в роговую обманку. Титанит обладает ясным плеохроизмом:

Ng и Nm — оттенки желтого; Np — кирпично-красный.

Оливин обычно является характерным минералом для этих пород, иногда появляясь акцессорно, в виде реликтового минерала (зерна в диаллаговых кристаллах).

Представление о количественно-минералогическом составе переходных пород чарнокитовой серии Украинской кристаллической плиты может быть составлено на основании следующих пересчетов:

	Чарнокит сел. Спасово, сист. р. Ингулец		Чарнокит сел. Спасово, сист. р. Ингулец
Плагиоклаз	51.59%	Биотит	8.64%
Ортоклаз	3.50 „	Рудные минералы . . .	1.76 „
Пироксен	21.03 „	Кварц	9.42 „
Амфибол	2.56 „	Акцессорн. минералы .	1.50 „
Автор Ю. И. Половинкина		Автор Ю. И. Половинкина	

2. Основная группа чарнокитовой серии (калиевые нориты)

Наиболее близкими к главной породе всего комплекса— габбронориту,—являются те представители переходной чарнокитовой серии, которые в минералогическом отношении характеризуются по отношению к группе цветных магнезиально-железистых минералов отсутствием почти полным роговой обманки и биотита и преобладающим развитием среди пироксеновой группы—моноклинических ее представителей. Гиперстен встречается в форме желтоватых кристаллов, дающих то индивидуальные кристаллы, то в форме прорастаний с моноклиническими кристаллами. В отношении количественного минералогического состава можно считать следующие пересчеты, произведенные под микроскопом.

Порода сел. Буки [1]	В %
Плагиоклаз	53.90
Пироксен	30.08
Оливин	1.84
Амфибол	0.16
Биотит	0.76
$FeTiO_3$	7.57
Апатит	0.31
Пирротин	0.38
Сумма	100.00

Таким образом, в этой группе переходных пород существенной группой породообразующих минералов так же, как в главной габброноровитой серии являются рудные минералы, из которых более характерным является титанистый железняк. С другой стороны, отступает на роль второстепенных минералов комплекс—ортоклаз и кварц. Первый

[1] Оливино-амфиболо-пироксеновый сиенит по П. Н. Чирвинскому.

встречается как в форме самостоятельных индивидуумов, так и в виде микропертитовых ассоциаций.

В химическом отношении эта группа пород, развитая преимущественно на Волыни, характеризуются повышенным содержанием, по сравнению с норитами—окисью калия, что позволяет отнести их к „калиевым норитам". В то же время близкое соотношение этих пород с более кислыми представителями чарнокитов дает возможность рассматривать кислые нориты как закономерное звено в общей генетической серии.

Магматическая характеристика этой наиболее основной группы пород, принадлежащих чарнокитовой серии, может быть уяснена сопоставлением формул и коэффициентов следующих пород.

Таблица 8

Наименование породы авторами	Местонахождение	Магматические формулы			Коэффиц.		SiO_2 вес. %	Авторы
		$\overline{RO}$	SiO_2	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β		
Габбро-сиенит . .	Сел.Горошки	2.86	5.82	5.14	1.98	66.32	52.20	В. Е. Тарасенко
Сиенит оливин.-амфиболо-пироксеновый . . .	Дер. Буки	1.85	3.87	3.66	1.57	73.64	54 09	П. Н. Чирвинский
Диорит кварцево-пироксеновый .	Р. Шестень	0.92	3.38	1.66	1.72	56.03	53.88	И. А. Морозевич
Сиенит пироксеновый	Р. Ирша	3.11	6.83	4.37	2.23	60.17	54.50	В. Е. Тарасенко
Среднее		2.70	5.00	4.50	2.00	—	—	
Габбро-сиениты .	средний	3.00	6.00	3 90	2.00	—	—	по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Таким образом, можно отметить, что и химически и в отношении минералогического состава, эта группа, являясь одним из промежуточных звеньев в той цепи петрографических разновидностей, которые соединяют главные типы интрузивных образований района—габбро и граниты, может считаться все же достаточно устойчивой.

3. Кислая группа чарнокитовой серии

При крайне близком качественно-петрографическом составе отдельных участков одной и той же петрографической формации Украинской кристаллической полосы, каковой является габбро-чарнокитовая, можно отметить, что отдельные эти участки, т. е. Волынь, Приднепровье

Криворожье), Приазовская кристаллическая полоса, не являются тождественно построенными в количественно-петрографическом отношении. Выражается это в неодинаковом количественном участии в разных участках формации той или иной промежуточной группы чарнокитовой серии. Например, в то время как для наиболее северозападных выходов Украины, каковыми является Волынь, наиболее характерным является присутствие в составе ее габбро-лабрадоритового комплекса также довольно развитых представителей групп средней и основной из чарнокитовой серии, которые можно сравнить петрографически с сиенитами (банатитами) и габбро-сиенитами,—группа наиболее кислая из той же чарнокитовой серии почти отсутствует. В то же время, на юго-восточных краях плиты, в Криворожьи и особенно в Приазовьи (район р. Кальчик в Мариупольщине) характеризуется присутствием чарнокитовых пород, в виде как раз наиболее кислых представителей, наиболее близко подходящих по химическому составу к наиболее основным представителям гранитной магмы. Здесь, таким образом, замыкается связь между габбровыми и гранитными породами в магматическом отношении. На следующей таблице сопоставлены некоторые кислые породы, генетически тесно связанные с габбро-норитовыми породами.

Таблица 9

Наименование породы авторами	Местонахождение	Магматические формулы			Коэффиц.		SiO_2 вес. %	Авторы
		$\overline{RO}$	SiO_2	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β		
Адамеллит	Балка Вали-Тарама. Приазовье	1.62	7.64	1:1.06	3.32	34.29	65.09	П. И. Лебедев
Чарнокит	Криворожье	1.63	7.00	1.30:1	3.30	37.50	65.20	Ю. И. Половинкина
Гранодиорит-биотитовый	Г. Дашев	1.45	6.53	—	2.91	—	66.44	—
Гранитовый порфир	Р. Саксагань Криворожье	1.63	7.07	1.77:1	3.05	37.19	66.90	В. Е. Тарасенко
Гранит плагиоклазовый	Р. Саксагань	1.50	7.32	1:1.02	3.27	—	69.29	Ю. Г. Дубяга

Минералогическая характеристика наиболее кислой украинской разновидности чарнокитовых пород может быть составлена на основании тех ее разновидностей, которые изучены в центральной (Ю. И. Половинкина) и юговосточной (П. И. Лебедев, Приазовье) частях чарнокитовой зоны. Как те, так и другие могут быть характеризованы свое-

образной комплексностью, как в группе цветных магнезиально-железистых силикатов, так и в полевошпатовой группе.

Криворожские кислые чарнокитовые породы, детально изученные Ю. И. Половинкиной, обладают следующими особенностями своих породообразующих минералов.

Темноцветные минералы представлены моноклиническим пироксеном, гиперстеном, роговой обманкой и биотитом.

Гиперстен, преобладающий по сравнению с бледнозеленым пироксеном в более основных разностях, в более кислых представителях является единственным пироксеном; обладает следующими константами: $Ng - Np = 0.017 - 0.018$ (по кварцу) и $2V = -68°$.

Согласно светопреломлению можно предполагать довольно железистый член изоморфного ряда (около 55—60% $FeSiO_3$).

	Np	Nm	Ng
Плеохроизм	бледно-розоватый	бледно-желтоватый	бледно-зеленоватый

Для суждения о взаимном соотношении ромбического и моноклинического пироксенов, представляют интерес те разности гиперстеновых кристаллов, которые в отношении ориентировки оптического эллипсоида представляют некоторые уклонения; так, в некоторых кристаллах гиперстена указывается косое погасание, колеблющееся чаще в пределах 3—5°, но также достигающее 7—8° и даже 13—15°. Гиперстены криворожских чарнокитов обладают тремя типами спайности: грубой спайностью по (100), несколько более совершенной по (010) и наиболее тонко выраженной призматической (110).

Роговая обманка дает образования, указывающие на тесный парагенезис как с пироксеном, так и с биотитом. Особенно характерным представляются случаи обрастания, амфиболовыми кристаллами пироксеновых образований, дающие основание и здесь предполагать о генезисе роговой обманки за счет возможных пневматолитических перерождений первоначально пироксенового вещества. Оптические свойства роговой обманки следующие:

	Np	Nm	Ng
Плеохроизм	бледно-зеленый	бурый, зеленовато-бурый	буровато-зеленый

схема абсорбции: $Ng \geqslant Nm > Np$

угол погасания — 13 — 15°; $2V = -67°$; $Ng - Np = 0.025$ (по кварцу).

Биотит, также тесно генетически связанный с другими членами магнезиально-железистой группы, обладает резким плеохроизмом:

Np	Ng
бледный, соломенно-желтый	темнобурый до полной абсорбции

Кроме обычных включений циркона, апатита, необходимо отметить случаи пегматитовых биотито-кварцевых прорастаний, указывающих на влияние пегматито-пневматолитовых явлений на минералообразующий процесс в чарнокитовых породах.

Аналогичные взаимоотношения можно указать и для породообразующих цветных минералов наиболее кислых чарнокитовых пород Приазовья (выходы района р. Кальчик). Здесь также можно отметить для биотита (плеохроизм—светложелтый-бурокрасный) характерный парагенезис с пироксеновыми образованиями, представленными как гиперстеном (преимущественно), так и диаллагом: встречаются комплексы железисто-магнезиальных минералов, где биотитовые выделения окаймляют пироксеновую составную часть. В соотношении гиперстена с диаллагом наблюдаются постоянно как случаи закономерного срастания обеих пироксеновых разностей, так и образование системы прямолинейных, хотя и прерывчатых вростков гиперстена, располагающихся в направлении главной зоны кристаллов диаллага.

В отношении лейкократовых породообразующих минералов рассматриваемая группа чарнокитовых пород характеризуется совместным присутствием вариирующих количественных соотношений калиевого и известково-натриевого полевых шпатов, с одной стороны, а, с другой ярким появлением тех, всего вероятнее, вторичных явлений, которые могут быть разбиты по отношению к плагиоклазам на явления:

1) антипертитизации, т. е. образования в плагиоклазовых кристаллах вростков калиевого полевого шпата;

2) мирмекитизации, влекущей появление закономерных прорастаний плагиоклазов кварцевыми образованиями;

3) увеличения кислотности самих плагиоклазовых кристаллов

Все эти разные проявления одного и того же физико-химического процесса являются, повидимому, следствием тех же пневматолитических „прохватываний" первично сформировавшейся более основной породы возможно относившейся к ряду габбро-норитовых пород. Для калиевого полевого шпата, представленного преимущественно ортоклазом, характерны, как обычно для чарнокитовой серии, явления микропертитизации.

Сами полевые шпаты обнаруживают следующие особенности.

Плагиоклаз относится к олигоклаз-андезину (№№ плагиоклазов 32—33), иногда обрастает оторочками более кислого плагиоклаза; содержит вростки ортоклаза ($2V = -66°$). По данным Ю. И. Половинкиной антипертитовые вростки ортоклаза представляют собою призматические кристаллы, вытянутые по оси (100), являющейся направлением наибольшей скорости роста. Плоскости второго и третьего пинакоида располагаются одинаково как для плагиоклазовых кристаллов, так и для ортоклазовых вростков.

Определенных взаимоотношений между количеством ортоклазового вещества, находящегося в антипертитовом врастании и кислотностью самих плагиоклазовых кристаллов не найдено. Повидимому, факторы, определяющие эти количественные взаимоотношения между калиевым и известково-натриевым полевыми шпатами, связаны с процессом автопневматолиза.

Калиевый полевой шпат — ортоклаз ($2V = -64-66°$). Интересны крупные порфировидные кристаллы ортоклаза, которые на основании изучения координат спайности (001) и (100) могут быть отнесены к натровому ортоклазу. Наблюдается микро- и криптопертитизация, которая и по автору связана с позднейшим ростом шнуровидных вростков за счет циркулирующих по трещинам растворов.

Мирмекитизация плагиоклаза идет, повидимому, двумя путями: первый тип мирмекитизации непосредственно плагиоклазовых кристаллов, двойниковые пластинки которых продолжаются в мирмекитовый комплекс, и второй тип, когда происходит замещение вещества калиевого полевого шпата молекулами известково-натриевого алюмосиликата с освобождением кремнекислоты, входящей в мирмекитовый комплекс. Эти вторичные процессы характеризуют кислые разности чарнокитов.

Количественный минералогический состав кислых чарнокитовых пород, представленный на табл. 10 указывает на дальнейшую эволюцию в этом направлении промежуточных между габбро и гранитом образований.

Таблица 10

Название породы	Криворожье Ивановская порода в %	Плагиоклазовый гранит Сакасагани	Приазовье р. Кальчик (в %)
Плагиоклаз	46.73	63.68	12.2
Пертит	—	—	25.1
Ортоклаз	13.35	—	17.15
Кварц	28.20	24.75	30.3
Пироксен	1.39	—	10.6
Амфибол	2.88	—	—
Биотит	6.55	11.57	3.0
Рудный минерал	0.90	—	1.3
Аксессорный минерал			
Сумма	100.00	—	100.0
Авторы:	Ю. И. Половинкина	Ю. Г. Дубяга	П. И. Лебедев

Для сравнения с криворожской чарнокитовой породой даже приведен минералогический состав криворожского же плагиоклазового гранита, который, будучи магматически близок чарнокитовой серии, значительно отличается от разбираемых пород по минералогическому составу.

Сравнение количественно-минералогического состава всех трех разностей чарнокитовой серии видно из табл. 11.

Таблица 11

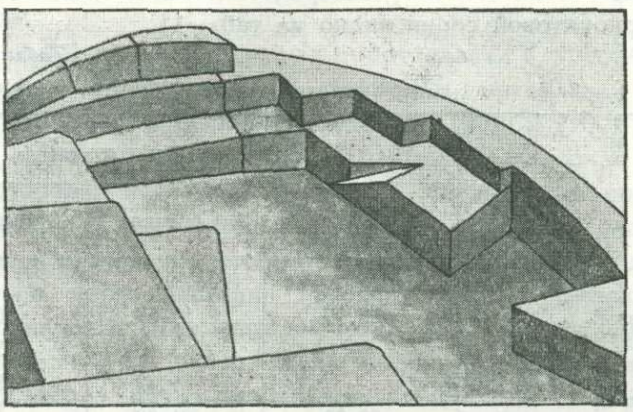
Чарнокитовая серия

	Группы		
	Основная	Средняя	Кислая
Плагиоклаз	58.90	51.59	46.73
Ортоклаз	—	3.50	13.35
Кварц	—	9.42	28.20
Пироксен	30.08	21.03	1.39
Оливин	1.84	—	—
Амфибол	0.16	2.56	2.88
Биотит	0.76	8.64	6.55
Рудный минерал	7.57	1.76	0.90
Апатит	0.31	1.50	
Акцессорные минералы	0.38 (пирротин)		
Сумма	100.00	100.00	100.00
	Волынь. Буки	Спасская порода Криворожья	Ивановская порода Криворожья

III. ОСНОВНАЯ СЕРИЯ ГАББРО-ЛАБРАДОРИТОВЫЕ ПОРОДЫ

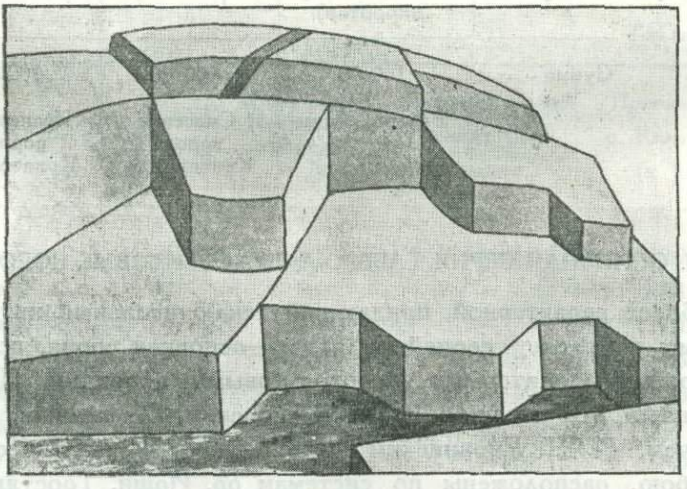
Наиболее характерной, придающей исключительный интерес всему волынскому комплексу серией является—основная серия, представленная габбро-лабрадоритовыми (анортозитовыми) породами. Породы эти, исследованные в различное время Оссовским, Хрущевым, Тарасенко, Морозевичем, П. Н. Чирвинским и находящиеся в генетической связи между собою, расположены по системам рр. Ирши, Тростяницы и отчасти р. Ужу. Весь этот район, имеющий протяжение с С на Ю около 30 км и с З на В около 22 км занимает, приблизительно, площадь около 700 км^2, причем центральная часть района, занятая лабрадоритовыми породами, исчисляет—500 км^2, на периферические же зоны, закономерно связанные с лабрадоритами и занятые последовательно габброноритовой и чарнокитовой зонами падает около 200 км^2. Область

развития лабрадоритов, являющаяся обнаженной не на всем своем протяжении, является вскрытой наиболее: в западной своей части по р. Ирше, где имеются выходы по р. Ирше в сел. Кропивенка, Рыжины, Поромовка и др.; в северной части лабрадоритовой пло-



Фиг. 3. Каменоломня лабрадорита Новый Бобрик. Р. Ирша.

щади породы обнажаются по среднему течению р. Ирши в сел. Турчинка (Новый Бобрик), Старики и по левому притоку—сел. Лесовщизна. Центральная часть площади разрезана верхним течением правого при-



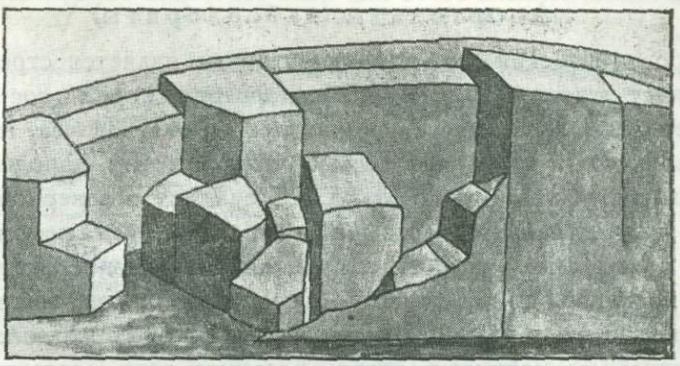
Фиг. 4. Каменоломня лабрадорита сел. Поромовка.

тока Ирши р. Тростяницей и ее системой, где известны месторождения—Селец, Бражинка, Каменный Брод (Житомирский), Фасова и др. Большой интерес представляет юго западная часть анортозитовой площади, где имеются крайне интересные по своим петрографическим особенно-

стям и важные в практическом отношении месторождения Горбылева, Торчина, Головина, Каменного Брода (каменоломни).

Разделенная некоторым пространством развития красных гранофировых гранитов коростеньского типа на расстоянии 7 км от главной лабрадоритовой площади находится небольшая ушомирская лабрадоритовая площадь (25 км^2), расположенная по р. Ужу.

Габбро-норитовая и чарнокитовая зоны волынского комплекса наиболее полно и отчетливо представлены в своей закономерной связи в западной части всего лабрадоритового района. Здесь, следуя с В на З мы последовательно имеем: непосредственно примыкающую к лабрадо-



Фиг. 5. Каменоломня лабрадорита сел. Головино.

ритам и дающую с ними ряд непрерывных переходов сперва габбро-норитовую зону (сел. Горошки, Горошечки, Закоморня) шириной в 2—5 км и следующую за ней на запад область развития сиенитовых пород (чарнокитовая серия), в которой имеются обнажения у сел. Гайки, Теренцы и др. Обе эти зоны почти полностью окаймляют западный выступ всей лабрадоритовой площади, указывая ясно геологическими условиями своего залегания на тесную петрогенетическую связь всех этих образований.

Аналогично расположенными мы видим те же две зоны на восток, но с иным несколько количественным распространением обеих зон. Наиболее полно представленной является чарнокитовая зона, непрерывно протягивающаяся на протяжении 20 км по восточной окраине от сел. Шершней на Ирше на севере и южнее выходов у сел. Старая Буда и Вихля.

Отличием от западной периферической области является сравнительно меньшее развитие на востоке габбро-норитовых образований, повидимому, сосредоточенных в двух сравнительно небольших районах: по нижнему течению р. Тростяницы (сел. Быковская, Буки) и в пределах самой области развития лабрадоритов по р. Быстриевке на югозападной окраине (сел. Киселевка, Слипчицы).

Наконец необходимо упомянуть о самой северной области развития габбро-норитовых пород, расположенной севернее коростеньских гранофировых гранитов в системе р. Ужа и Шестеня. Этот район с сел. Барды, Васьковичи и др. подвергся изучению И. А. Морозевича в 1931 г.; главный комплекс габбро-лабрадорито-сиенитовых пород детально был изучен в период времени 1885—1900 гг. В. Е. Тарасенко, работа которого является наиболее полной для этого важного в отношении строения Украинской кристаллической полосы петрографического района. Детальным картированием района развития рассматриваемого комплекса в 1920—1930 гг. был занят С. В. Бельский со своими сотрудниками.

Анортозиты (лабрадориты)

Петрографический тип лабрадоритов не является строго установленным ввиду существования ряда лабрадоритовых пород, в состав которых, кроме преобладающего известково-натриевого плагиоклаза, входят также цветные минералы. Наиболее чистые анортозитовые породы, состоящие почти исключительно из лабрадора, встречаются в северной (Турчинка, Старики) и в центральной части этой области развития мономинеральных пород. В краевых же участках, расположенных в непосредственной близости к норитовой и сиенитовой (чарнокитовой) зоне, наблюдается появление разностей лабрадоритовых пород, в которых железисто-магнезиальные минералы начинают играть большую роль, создавая тем переходные разности к типам норитовых и оливино-габбровых пород.

Детальные исследования В. Е. Тарасенко дали ему возможность выделить следующие два типа волынских лабрадоритов, отличающихся макроскопически, а также имеющих несколько различный минералогический состав.

1. Темные лабрадориты. Район развития—восточная и центральная часть; характеризуются значительным участием игольчатых и пластинчатых включений в лабрадоровых кристаллах. Цветные минералы: диаллаг и оливин. Присутствует ортоклаз. Геологически связаны с оливиновыми норитами.

2. Светлые лабрадориты. Район развития—северная часть. Цветные минералы представлены, преимущественно, ромбическим пироксеном. Ортоклаз отсутствует.

Различие этих двух типов очень ярко иллюстрируется теми разностями лабрадоритов, которые добываются в существующих каменоломнях. Представителями первого—темных, почти черных типов,—являются породы Головина и Горбылева, в которых встречаются темные крупнозернистые разности, характеризующиеся синими иризирующими кристаллами, величиною 10 и более см.

Представителями другого типа являются турчинские лабрадориты, представляющие собою светлосерые, среднезернистые (1 до 3 см) породы со значительным количеством голубоватых иризирующих кристаллов.

Кроме этой, сильно иризирующей разности встречаются крупные (10 см) и средние (3 см) разности, лишенные присутствия иризирующих лабрадоровых кристаллов.

Указанные два типа анортозитовых пород различаются также по содержанию того макроскопического титанистого железняка, который в некоторых темных лабрадоритах создает тот как бы черный цемент, состоящий из аллотриоморфных образований, который скрепляет и цементирует крупнопризматические плагиоклазовые кристаллы.

В отношении химической характеристики породы можно отметить относительную устойчивость ее магматических элементов, хотя необходимо отметить крайне недостаточный для этого аналитический материал.

Таблица 12

Названия, данные авторами	Местонахождение	Магматическ. формулы		Коэффициенты			SiO_2 вес. %	Авторы
		$\overline{RO}$	SiO_2	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β		
„Норит" грубозернистый . .	Р. Шестень Овручский район	0.97	3.14	1.90	1.83	62.73	53.40	И. А. Морозевич
„Норит" среднезернистый.	То же	1.04	3.18	2.50	1.57	64.15	53.80	„
Лабрадорит . .	Сел. Турчинка	0.97	3.26	2.70	1.64	60.42	54.40	„
Анортозит . .	Ст. Новомиргород	1.08	3.47	2.50	1.70	—	55.54	Н. И. Безбородько

Довольно постоянной величиной является $\overline{RO}$, значение которого колеблется около единицы и коэффициент кислотности колеблющийся в пределах—1.60—1.85. Устойчивым представляется также отношение $RO : R_2O$ в среднем около 2.5, в то время как для норитового семейства представляется характерным значительная величина—в среднем 8—9.

Минералогический состав наиболее типичных лабрадоритов может быть разделен на три группы: 1) преобладают кристаллы лабрадора, которые являются главной и ранней по времени формирования породообразующей группой; 2) характерно заполнение промежутков между лабрадоровыми группировками—группой цветных минералов—оливина, моноклинического и ромбического пироксенов, биотита, а также титанистого железняка. Если вся эта группа железисто-магнезиальных и рудных минералов объединяется своим генетическим отношением к плагиоклазовой составной части, то внутри себя она является разнородной по существующим между отдельными, входящими в ее состав, минералами отношениям. Как указано выше, В. Е. Тарасенко было подмечено характерное раздельное существование оливино-диаллаговых разностей лабрадоритовых пород от гиперстеновых. Кроме того, необходимо указать

на тесный парагенезис биотита с титанистым железняком, которые в ряде разностей играют существенную роль; 3) Третьей группой породообразующих минералов является комплекс уже не протомагматических образований, как первые две группы, а минералов, обязанных своим генезисом, термально-пневматолитическим образованиям, сопутствовавшим сложное формирование всего габбро-лабрадорито-гранофирового комплекса. К этой группе относятся: кальцит, цеолиты, гизингерит, кварц и др. Возможно, что биотит и титанистый железняк обязаны своим происхождением также, отчасти, пневматолитическим факторам.

Относительно отдельных минералов, характеризующих лабрадориты, можно привести следующие данные.

Лабрадор. На основании химических и оптических свойств плагиоклаз лабрадоритовых пород может быть отнесен к лабрадору с некоторым колебанием в пределах Ab_1An_1—Ab_2An_3. Сводка анализов плагиоклазов, произведенных до 1895 г. дана в работе Тарасенко. Произведенные им самим анализы лабрадора из Поромовки, при предположении о замещении в формулах плагиоклазов Na_2O через K_2O, дают общую формулу $(Ab+Or)_1An_1$, как показывает табл. 13.

Таблица 13

	Плагиоклаз из Поромовки уд. вес 2.6920—2.6858	Теорет. состав плагиоклаза $Or_1Ab_5An_6$	Плагиоклаз из Поромовки уд. вес 2.6858—2.6766	Теорет. состав плагиоклаза $Or_1Ab_8An_9$
SiO_2 . . .	55.01	55.13	55.49	55.22
Al_2O_3 . . .	28.28	28.39	28.24	28.44
CaO	10.39	10.29	10.08	10.31
Na_2O . . .	4.86	4.75	5.22	5.07
K_2O	1.46	1.44	0.97	0.96

Состав плагиоклаза украинских лабрадоритов близок к составу плагиоклазов, входящих в качестве породообразующих минералов в состав различных дериватов габбро-норитовой магмы. В. Н. Чирвинским произведено следующее сопоставление химических составов лабрадоритов из различных пород, приводящее к следующему—интервалу плагиоклаза—Ab_1An_1–Ab_2An_3.

Изучены были: 1) лабрадор из лабрадорита и габбро-норита—Каменный Брод на Быстриевке (среднее из трех анализов); 2) лабрадор из оливинового норита Турчинки; 3) лабрадор из лабрадорита Поромовки (среднее из двух анализов); 4) лабрадор из Селища (среднее из четырех анализов); 5) лабрадор из габбро Городища (среднее из семи анализов, уд. вес 2.647—2.756). Из обычных примесей необходимо отметить постоянное присутствие Fe_2O_3, доходящее до 1% и более.

Таблица 14

Состав плагиоклазов

Порода	Из лабрадорита габбронорита	Оливиновый норит	Лабрадорит	Лабрадорит	Габбро	Среднее
	1	2	3	4	5	
SiO_2 . .	55.13	53.90	55.05	55.25	53.33	54.53
TiO_2 . .	—	—	0·32	—	—	0.06
Al_2O_3 .	27.57	28.70	28.16	28.25	29.32	28.40
Fe_2O_3 .	1.65	0.48	0.16	0.37	0.95	0.82
FeO . .	—	—	0.50	—	—	—
CaO .	10.93	10.70	10.20	10.18	11.58	10.72
MgO . .	0·49	—	—	—	0.10	0.12
K_2O . .	0.34	0.65	1.21	1.10	0.92	0.84
Na_2O . .	4.07	4.75	5.02	5.18	4.40	4.68
H_2O . .	0.44	0.62	0.04	0.42	0.41	0.39
Сумма .	100.62	99.82	100.66	100.75	101.01	100.56
Удельный вес . .	—	2.694	2.685	2.677	2.694	2.688

Как макроскопические наблюдения в лабрадоритах над явлениями иризации, так и микроскопическое изучение включений различных минералов, в особенности титанистого железняка, указывают на значительное развитие этого явления, особенно характерного для темных лабрадоритов (головинского типа), но присутствующие и в светлых разностях (турчинского типа). Явления иризации лабрадора, наблюдаемые в различных каменоломнях в различной степени, дают возможность наблюдать ориентировку лабрадоровых кристаллов по отношению к трещинам отдельности.

Кристаллы лабрадора в различных карьерах ориентируются различно во всей массе породы, совпадая своей иризирующей поверхностью или с вертикальной, или с горизонтальной плоскостями отдельности. В карьерах Головина иризирующая поверхность совпадает с горизонтальным направлением, точно так же в каменоломне Каменного Брода иризирующие кристаллы лабрадора особенно хороши там, где иризирующая поверхность совпадает с горизонтальной поверхностью пласта.

В Турчинских каменоломнях, ориентировка кристаллов лабрадора, повидимому, такова, что в горизонтальном направлении иризирующих кристаллов почти не видно, в то время как они хорошо развиты на вертикальных поверхностях отдельности.

Количественное соотношение иризирующих лабрадоровых кристаллов в близких участках одного и того же лабрадоритового района

является не всегда постоянным; так, в юговосточной части района в Горбылевском карьере встречается довольно значительное количество иризирующих кристаллов синего цвета (несколько десятков кристаллов на 1 м^2), в то же время в Торчине, отстоящем на расстоянии около 1.5 км, встречаются иризирующие образования более синего оттенка, вся порода выглядит более темной, но таких кристаллов встречается гораздо меньше—около 2—3 на ту же площадь в 1.5 м^2. Это указывает на сравнительно непостоянный характер тех микроскопических включений, которые обусловливают явления иризации.

Изучение многочисленных включений, закономерно ориентированных в лабрадоровых кристаллах, производилось Scherer'ом,[1] Schrauf'ом,[2] Морозевичем, [3] Тарасенко. [4]

Последний разделяет все включения в украинских лабрадоровых кристаллах на а) непрозрачные правильно ориентированные включения, которые бывают то игольчатыми (длина 0.36 мм), то пластинчатыми, располагающимися параллельно друг другу и проекции плоскости призмы; иногда встречаются слабо просвечивающие; б) прозрачные буроватые пластинки (длина 0.65 мм). Между обоими видами включений, которые, повидимому, относятся к титанистому железняку и, отчасти, железному блеску, существуют постепенные переходы. По Schrauf'у среди включений в лабрадорах можно констатировать значительное разнообразие минералов. Сюда можно отнести авгит, железный блеск, магнетит, пикотит и др.

Иризация лабрадора, которая наблюдается в большинстве волынских пород и которая проявляется в голубом, синем или зеленом отливах на плоскостях (010), обусловлена ориентированными буроватыми включениями.

По наблюдениям Морозевича и Schrauf'а пластинки и иголочки, обусловливающие иризацию, лежат не в плоскости второго пинакоида, а в плоскости призмы, наклоненной к вертикальной оси. Прозрачные, буроватые пластинки включения обусловливают явления интерференции двух лучей, отраженных от верхней и нижней поверхности включений, располагающихся параллельно друг другу.

К включениям в лабрадоре нужно отнести антипертитовые вростки щелочных полевых шпатов, ориентировка которых не совпадает с плоскостями расположений ильменитовых и авгитовых включений.

Микропертит находится довольно часто в срастании с преобладающими в породе лабрадоровыми кристаллами; так, в ортоклазовых кристаллах поромовской породы наблюдались (по Тарасенко) веретено-

[1] Scherer. Mikrosk. Untersuch versch. Miner. Pogg. Ann., 1845, LXIV.

[2] Schrauf. Studien an der Mineralspecies: Labradorit. Sitzungsb. d. Akad. d. Wissen, 1869, Bd. LX.

[3] И. А. Морозевич. К петрографии Волыни. 1893, стр. 120—121.

[4] В. Е. Тарасенко. Ibid., стр. 86—90 и 253—256.

образные вростки плагиоклаза, вытянутые перпендикулярно трещинам спайности (010).

Данные химического состава указывают на следующий состав микропертита.

Таблица 15

	Микропертит лабрадорита Поромовки	Теоретический состав $Or_4Ab_1An_{0.5}$
SiO_2 . . .	62.69	63.31
Al_2O_3 . . .	20.87	20.38
CaO . . .	2.10	1.85
Na_2O . . .	2.08	2.04
K_2O	12.26	12.42
Сумма . .	100.00	100.00

Микропегматитовые образования входят в качестве последних продуктов формирования лабрадоритовых пород в ряде месторождений волынского комплекса. Еще Морозевич указывал, что в турчинских лабрадоритах оливин находится как бы в сферолитовой скорлупе, образованной из волокнистой каймы, состоящей из червеобразных прозрачных волокон кварца и ортоклаза. В лабрадоритах Поромовки (карьер Шуляковского) наблюдается послойное расположение вокруг оливиновых, несколько корродированных кристаллов трех зон: внутренней из пироксенового вещества, средней, состоящей из микропегматитовых прорастаний, и внешней, образованной радиально-лучистыми образованиями.

Цветные минералы, дающие обыкновенно целый комплекс и занимающие промежутки между плагиоклазовыми группами, состоят чаще всего из преобладающего моноклинического пироксена (диаллага) и оливина. Последний представляет включения в пироксенах, имеющих неправильные контуры, иногда как бы вдвинутые и облекающие группы лабрадоровых кристаллов. В этот же комплекс цветных минералов по их периферии часто входят сочетания титанистого железняка с биотитом, которые, участвуя в общем парагенетическом комплексе, образуют в то же время свой парагенетический ряд.

Габбро-нориты

Породы габбро-норитовой серии, играющие, если не пространственно, то генетически, такую важную роль в строении всего волынского габбро-анортозито-гранитного комплекса, являются разнообразно построенными не столько в химическом, сколько в количе-

ственно-минералогическом отношении, иногда значительно вариирующем при близком химическом составе.

Химически можно выделить группу нормальных и оливиновых габбро, с одной стороны, и более распространенную на Украине группу норитовых и габбро-норитовых пород, подвергшуюся лучшему изучению.

При сравнении магматических характеристик обеих групп замечается небольшая между ними разница; в то же время непосредственное сравнение химического состава указывает на некоторое различие во взаимоотношении отдельных окислов (табл 15). Габбро и оливиновое габбро характеризуются меньшим содержанием SiO_2 (около 47%, вместо 51—53%) и Al_2O_3 (14—15%, вместо 17—18%), чем нориты. Содержание оснований в общем является более значительным у норитовых пород, хотя приходится учитывать роль рудного вещества, в частности титанического железняка, влекущего более значительное содержание FeO в оливиновом габбро. Несомненно, различаются обе группы в отношении содержания TiO_2, которая, оставаясь у норитов на уровне 2—2.5%, доходит до 4.5% у оливинового габбро. Аналогичным является у последних более повышенное содержание P_2O_5, доходящее до 0.85%, в то время как отдельные определения P_2O_5 в норитах дают уменьшение содержания около 0.2—0.3%.

Магматическая характеристика обеих групп, как показывает сравнение двух следующих таблиц, является довольно близкой.

Таблица 16

Габбро

Наввания, данные авторами	Местонахождение	Магматические формулы			Коэффициенты		SiO_2 вес. %	Авторы
		$\overline{RO}$	SiO	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β		
Габбров. шлир	Дер. Поромовка	2.10	4.28	4.88	1.68	72.43	46.38	П. И. Лебедев
Оливиновое габбро	Сел. Горошечки	4.03	6 26	9.60	1.78	80.35	47.73	В. Е. Тарасенко
Габбро	Сел. Буки	—	—	—	—	—	46.61	И. Матковский

Качественный минералогический состав, представленный в полевошпатовой составной части исключительно плагиоклазом и в редких случаях характеризующийся присутствием калиевого полевого шпата, в отношении содержания цветных железисто-магнезиальных и рудных минералов представляет значительные вариации и переходы как между собой, так и по отношению к анортозитам, с которыми габбро-норитовые породы представляют петрогенетически общее.

Таблица 17

Нориты

Названия, данные авторами	Местонахождение	Магматические формулы			Коэффициенты		SiO_2 вес. %	Авторы
		$\overline{RO}$	SiO_2	$\frac{RO}{R_2O}$	α	β		
Оливиновый норит	Сел. Володарск	3.21	4.84	8.5	1.55	86.98	50.56	В. Е. Тарасенко
Оливин. габбро-норит . . .	Дер. Барды р. Уж	3.02	5.61	8.4	1.66	71.66	50.14	
Габбро-норит .	Хут. Головин	3.39	5.53	12.5	1.73	79.38	51.09	П. Н. Чирвинский
„ „ .	Сел. Горбылево	2.21	4.75	5.83	1.82	67.57	52.44	
Оливиновое габбро	Дер. Поромовка	2.58	5.22	6.33	1.87	68.58	53.17	
Форелленштейн	Сел. Воровское	2.21	4.70	7.20	1.80	68.29	53.44	

Для нормального типа габбро и для оливинового габбро является характерным значительное количество цветных минералов. Вместе с рудными минералами общее их количество достигает 50%. Представлены они, обычно диаллагом, обладающим иногда (сел. Буки) незаметным плеохроизмом, в ослабленной степени напоминающим характер плеохроизма ромбических пироксенов; оливином, количество которого значительно вариирует, давая те или иные разности габбро, а также титанистым железняком, крупные образования которого являются существенной составной частью породы.

Разности, переходные к норитам и могущие быть выделенными в габбро-норитовые разности, обладают (например, Торчин около Горбылева) идиоморфно-зернистой структурой с некоторой наклонностью плагиоклазов к идиоморфизму. Цветные минералы дают обычно породообразующий комплекс: оливин занимает в нем центральное место и срастается и обрастает гиперстеном и диаллагом. Гиперстен иногда окаймляет оливиновые образования и явно является продуктом изменения первоначального оливинового вещества.

Изучение взаимоотношений цветных минералов указывает на довольно сложную последовательность кристаллизации отдельных составных частей. В некоторых случаях можно наметить следующую последовательность:

оливин (серпентинизация) → гиперстен... перерыв → диаллаг.

Здесь моноклинический пироксен играет роль облекающего и, иногда, включающего другие цветные минералы; до момента формирования этих обрастаний произошли явления серпентизации оливина, большая часть которого перешла в ромбический пироксен, а также формирования биотито-ильменитовых образований. Возможно, что в длительном физико-химическом формировании и переформировании цветных

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАББРО-НОРИТОВЫХ ПОРОД ВОЛЫНИ (по П. Н. ЧИРВИНСКОМУ)

Таблица 18

	Оливиновое габбро						Оливино	
Плагиоклаз	56.25	57.24	56.48	57.11	58.80	58.90	65.71	65.65
Пироксены (диаллаг-гиперстен)	25 32	27.90	26.59	36.08	28.11	30.08	19.00	17.88
Оливин	0.79	3.91	6.72	—	10.21	1.84	10.23	3.67
	26.11	31.81	33.31	36.08	38.32	31.92	29.23	21.55
Роговая обманка	4.31	0.01	—	—	—	0.16	—	6.26
Биотит	1.97	1.11	0.16	0.10	0.40	0.76	1.45	0.38
Титано-магнетит	7.43	7 80	7.92	6.66	1.74	7.57	2.61	5.23
Ортоклаз	0.19	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	1.31	—	—	—	—	—	—	0.22
Апатит	1.94	1.79	1 74	0.05	0.15	0.31	0.53	0.71
Пирротин	0.49	0.24	0.39	—	0.59	0.38	0.47	—
	2.43	2.03	2.13	—	0.74	0.69	1.00	0.71
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Вычисленные удельные веса	3.003	2.999	3.010	3.010	2.963	3.004	2.897	2.913

вый норит	Норито-лабрадорит					Анортозиты			
66.42	76.81	81.18	85.58	85.22	86.53	87.07	87.04	88.26	97.98
18.82	13.12	14.25	7.50	7.96	2.40	3.20	3.44	10.29	1.55
4.69	7.51	0.49	4.29	3.78	10.71	8.95	6.63	0.68	0.06
23.51	20.63	14.74	11.79	11.74	13.11	12.15	10.07	10.97	—
—	—	—	—	—	—	—	0.27	0.02	—
1.29	0.72	0.58	0.77	0.57	0.12	0.42	0 06	0.02	—
8.66	1.31	2.09	0.79	2.07	0.12	0.36	2.54	0.51	0.41
—	—	0.72	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0.46	—	—	—	—	—	—
0.12	0.45	0.69	0.39	0.25	—	—	—	0.15	—
—	0.08	—	0.22	0.15	0.12	—	0.02	0.07	—
0.12	0.53	0.69	0.61	0.30	0.12	—	0.02	0.22	—
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
2.956	2.829	2.806	2.781	2.788	2.766	2.781	2.770	2.757	2.704

минералов было две стадии образований диаллагового вещества; первая—первичной его кристаллизации с последующим частично изменением и вторая—магматических перемещений и „выжимок", когда диаллаг занял наблюдаемое положение по отношению к остальным железисто-магнезиальным минералам. Наблюдается срастание титанистого железняка непосредственно с диаллагом. По наблюдениям Тарасенко аллотриоморфный титанистый железняк является часто вросшим в другие минералы, чаще всего в биотит, который то значительно преобладает над титанистым железняком, то образует вокруг него неширокие каемки

Пегматиты габбро-анортозитового комплекса

Вопрос о пегматитовых процессах и явлениях габбро-анортозито-гранофирового района Волыни распадается на две части: первая из них связана с крайне важным и коренным для данного района вопросом о взаимоотношениях между габбро-анортозитовой частью комплекса с ее чарнокитовой (сиенитовой) частью, с одной стороны, и красными гранофировыми гранитами, с другой. Эти вопросы рассматриваются ниже. Второй частью общего вопроса о пегматитоподобных образованиях габбро-норито-анортозитовых пород является изучение тех своеобразных и не укладывающихся в рамки магматических явлений минералообразований, которые непосредственно связаны с выходами лабрадоритов или габбро-норитов. Здесь мы имеем мало изученные, но разнообразные по масштабу и морфологии пегматитовые и пневматолитовые образования, которые не должны быть смешиваемы с пегматитами гранитов различного типа, развитыми на территории Волыни.

Еще Тарасенко указывал, что в лабрадоритах Поромовки встречаются изолированные белые участки неправильной формы, состоящие из кальцита или кальцита и кварца. Им не отмечалось присутствие в олививном габбро сел. Горошечки на р. Ирше образований аггрегата кальцитовых зерен и лучисто-шаровидных образований цеолита.

На присутствие в юговосточном районе анортозитовой площади пегматитовых образований, генетически связанных с габбро-норитовыми дериватами, указывает Б. А. Гаврусевич, считая их пегматитами, образованными путем взаимодействия между пегматитовым раствором гранитной магмы и породы габбро-норитовой магмы, и называя их пегматитами линии скрещения. Образования эти были найдены Н. Н. Бурчак-Абрамовичем и Б. А. Гаврусевичем в следующих районах:

В сел. Горбылеве в трещине, расположенном в напралении СЗ—20°, в габбро-норитовой породе обнаружено жильное образование, состоящее из ортоклаза, кварца, образующих иногда письменные срастания, а также биотита. В миаролитовых пустотах, связанных с этими жильными образованиями, находится парагенезис: ортоклаза, кварца, мориона, гизингерита.

В сел. Каменный Брод (на Быстриевке) наблюдается аналогичное образование приблизительно в том же направлении СЗ—25°.

В западном районе, в периферической зоне развития лабрадоритов, нами наблюдалось совместно с Л. Э. Ротман и О. И. Некрасовой в каменоломнях Поромовки (карьер Падеревского) крайне интересное петрогенетическое образование, которое обусловлено несомненно пегматитовыми процессами, связанными с основной интрузией.

Здесь в массиве лабрадоритов наблюдаются, с одной стороны, жилообразные выделения зеленовато-серой пегматито-гранитной породы, осмотренной П. Н. Чирвинским (1914 г.), с другой, наблюдаются оригинальные шлировые выделения. Так, в карьере наблюдался (1929 г.) в лабрадорите значительный шлир габбро-норитового типа, в свою очередь заключавший в себе также сложное шлировое образование.

Последнее состоит из ромбического пироксена, тесно парагенетически связанных между собою титанистого железняка и биотита, а также генетически связанных между собою того же титанистого железняка и щелочного амфибола. Кроме того, в пегматитовое образование входят оливин и гизингерит. Необыкновенно крупные размеры этих минералообразований указывают на участие в явлениях кристаллизации пневматолитических факторов.

На те же явления указывает характер заполнения миаролитовых пустот крупнозернистого лабрадорита, в которых встречаются то кварц, то кальцит и пирротин, то своеобразные образования щелочной роговой обманки и апатита. Таким образом, месторождение поромовского лабрадорита дает следующие парагенетические ряды пегматито-пневматолитовых образований: 1) кварц, кальцит, пирротин; 2) амфибол, апатит; 3) титанистый железняк, биотит, щелочной амфибол, гиперстен, оливин, гизингерит; 4) титанистый железняк—апатит.

Кроме того, Гаврусевич указывает на следующий парагенезис в миаролитовых пустотах лабрадоритов Каменного Брода (на Быстриевке): 5) Кварц белый в кристаллах типа Дофине, дымчатый кварц—желтый—белый, ортоклаз—аметист—гизингерит—бурая глина.

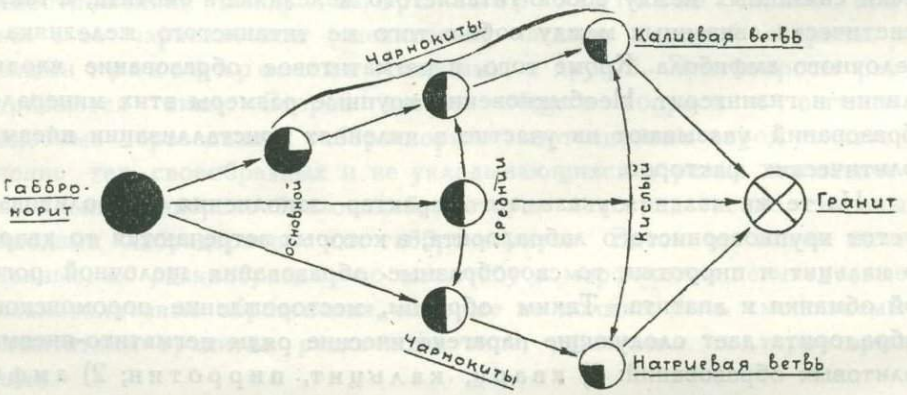
VI. ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НОРИТО-ЧАРНОКИТО-ГРАНОФИРОВОГО КОМПЛЕКСА

Сравнительно небольшое количество анализов изверженных горных пород Украины не позволяет дать более детальную ее петрохимическую характеристику, но все же при выведении средних анализов для разновидностей отдельных серий комплекса выясняются некоторые своеобразные и интересные черты, отмечающие, как указано было выше, переходный характер пород чарнокитовой серии и ряд различий в пределах одной и той же группы применительно к различным петро-

графическим участкам Украинской кристаллической полосы, например, к Волыни, Подолии, Криворожскому району или Приазовью.

Прежде всего необходимо отметить своеобразное положение той группы основных пород, которые на основании минералогического состава (участие калиевого полевого шпата и небольшое—микропегматита) были отнесены к основной разности чарнокитовой группы. В химическом отношении эта группа главным образом характерна для Волынского района, отличается от норитовой группы повышенным содержанием калия, так что она может рассматриваться и как калиевая ветвь габбро-норитовых пород, характерная для некоторых районов Украины.

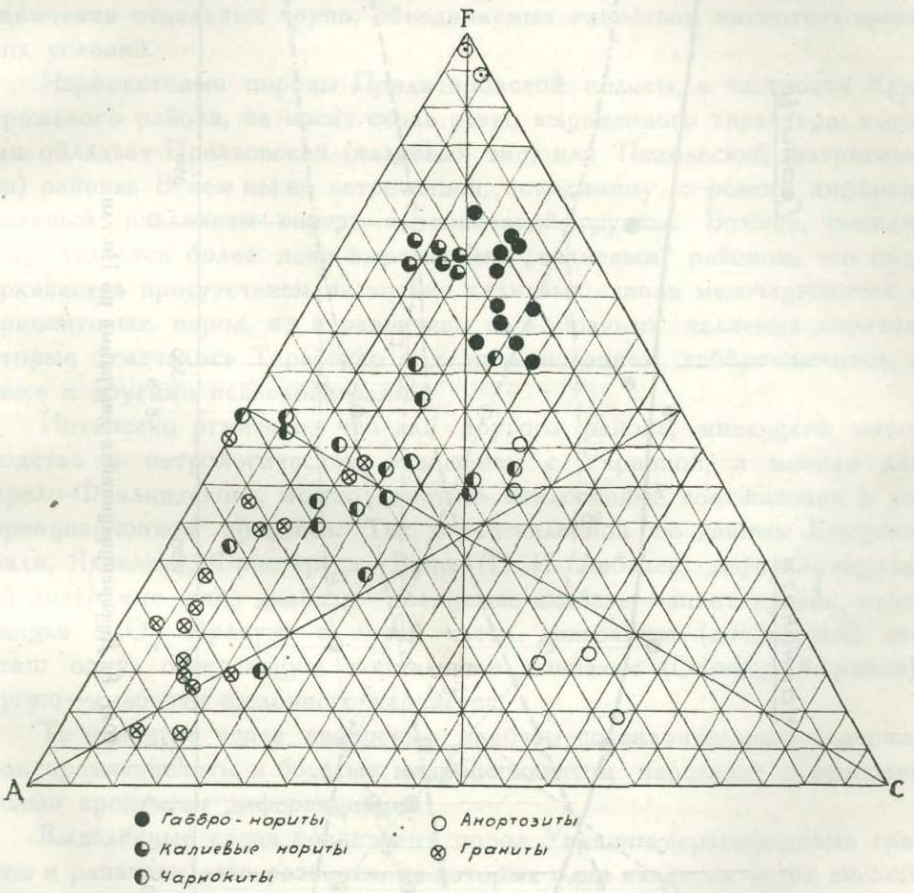
Наиболее значительной как по распространению, так и по встречающимся внутри ее разновидностям, является средняя чарнокитовая группа (мезочарнокиты), представленная довольно значительным количеством анализов с колебанием SiO_2 в пределах 56—62%. В этой группе, обладающей почти аналогичным составом в отношении содержания щелочно-земельных элементов, наблюдаются три разности со значительно различающимся содержанием щелочей. В первую группу, являющуюся главным типом средних чарнокитов, можно отнести те переходные разности „сиенитовой серии", которые обладают почти равным содержанием K_2O и Na_2O, достигающим около 3.5%. Этот тип характерен для областей развития норито-чарнокитовых пород на Волыни в юговосточной части б. Киевской губ.



Фиг. 6. Схема габбро-чарнокито-гранофирового комплекса.

Во вторую группу можно отнести те породы средней чарнокитовой группы, для которой наблюдается превышение K_2O (в среднем 5%) над Na_2O (около 4.5%). Эти породы изучены как на Волыни, так и в Приазовском районе (система р. Кальчик). Это как бы калиевый волынско-приазовский тип мезочарнокитов.

Наконец, можно отметить третью группу аналогичных пород, в которой мы имеем обратное явление, а именно значительное превышение содержания Na_2O над K_2O, что создает в этой группе натриевый тип мезочарнокитов. Этот тип является характерным, повидимому, для Подолии, в которой некоторые породы данного состава были названы Н. И. Безбородько мезобугитами. Аналогичное явление можно подметить по отношению к кислой группе чарнокитовых пород, где мы

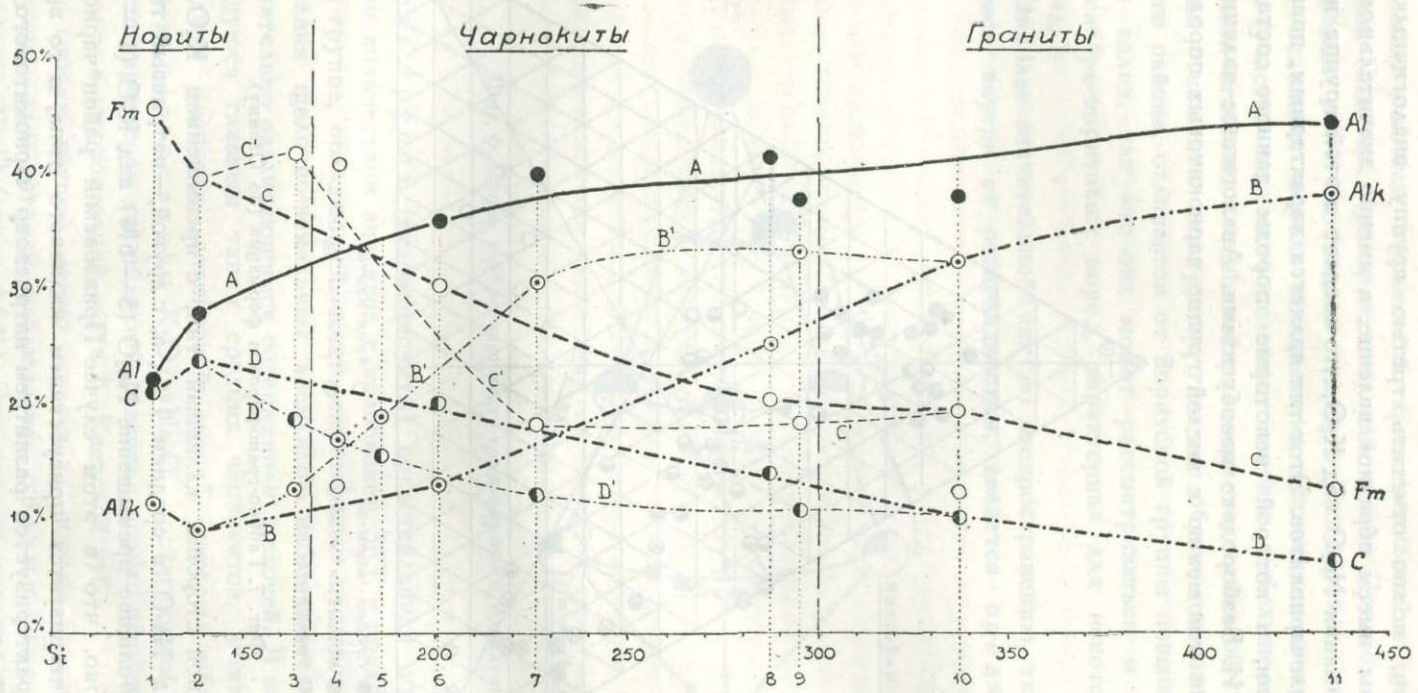


Фиг. 7. Габбро-гранофировая формация (по Озанну).

имеем, с одной стороны, калиевый тип, с превышением K_2O (в среднем 6%) над Na_2O (в среднем 4%), а, с другой,—натриевый тип, в котором еще большее превышение Na_2O (5—6%) над K_2O (1—1.5%).

Характерно, что в этом случае Приазовский район чарнокитовых пород характеризуется присутствием калиевого типа, в то время как Подолия характеризуется развитием натриевого чарнокитового ряда.

Н. И. Безбородько считает данные породы представителями характерной для Подолии самостоятельной магмы, отмечая главной их характерной чертой полное исчезновение, как индивидуального минерала,



Фиг. 8. Диференциационная диаграмма по Ниггли.

ортоклаза и замену его ортоклазовой молекулой в антипертите, и относит их к самостоятельной бугитовой серии. Ввиду близости по химическому и минералогическому составу этой группы подольских пород к соответственным породам остальных районов, за исключением отмеченного колебания окислов внутрищелочной группы, представляется все же более целесообразным в целях изучения петрогенетической картины всей Украинской кристаллической полосы избежать резкого разграничения отдельных групп, объединяемых единством магмотектонических условий.

Чарнокитовые породы Приднепровской полосы, в частности Криворожского района, не носят столь резко выраженного характера, которым обладает Приазовский (калиевый тип) или Подольский (натриевый тип) районы. В нем мы не встречаемся, повидимому, с резким дифференциальным различием внутри чарнокитовой группы. Волынь, повидимому, является более ясно выраженным „калиевым" районом, что подчеркивается присутствием не только калиевых типов мезочарнокитов и чарнокитовых пород, но и развитием своеобразных калиевых норитов, которые отмечались Тарасенко под наименованием габбро-сиенитов, а также и другими исследователями.

Интересно отметить, что для другого района, имеющего много сходства в петрологическом отношении с Украиной, а именно для Карело-Финляндского, можно отметить аналогичные соотношения в дифференциационном процессе. Так, в составленной по данным Хрущова, Вааля, Яковлева, Фростеруса, Винге (П. И. Лебедев) дифференциационной диаграмме ряда диабазы—кварцевые диабазы—аплит кривая, отвечающая K_2O, образует в левой части диаграммы (диабазовой) две ветви: одну, отвечающую нормальным диабазам (Олонецкий район), другую—диабазам щелочного характера.

Те и другие через кварцевые диабазы со значительным содержанием кремнекислоты и богатые микропегматитом переходят к наиболее кислым продуктам дифференциации.

Выделенные среди гранитовых пород Украины (гранофировые граниты и рапакиви) две разности, из которых одна является более кислой, другая—более основной, не различаются в отношении содержания щелочей; их различием, кроме содержания SiO_2, является большее содержание в основной разности щелочно-земельных элементов, главным образом, CaO и FeO.

V. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОРОД ВОЛЫНСКОГО КОМПЛЕКСА

Вопросы генезиса того комплекса изверженных горных пород, который развит с известными вариациями в пределах северозападной Украины, и связанные с этим вопросы номенклатуры представляются достаточно сложными и запутанными. Уже более ранние исследователи

отмечали крайне близкие генетические отношения между представителями основных габбро-норитовых пород, с одной стороны, и представителями некоторых фациальных разностей гранитной магмы, с другой, а также существование промежуточных, типа сиенитов, образований. Так, в 1889 г. В. Е. Тарасенко указывает, „что лабрадоритовые породы в Житомирском уезде тесно связаны с сиенитовыми. Эта связь выражается как в постепенном переходе между этими породами, наблюдаемом в некоторых пунктах, так и в полном сходстве по микроструктуре их составных частей. Ввиду этого все эти породы (различные разновидности лабрадоритов и пироксеновые сиениты) необходимо рассматривать как одно целое в геологическом смысле, которое в различных пунктах имеет различный петрографический характер только вследствие различия физико-химических условий генезиса. Так как преобладающими породами, однако, являются оливиновое габбро, оливиновый норит и оливиново-пироксеновый сиенит, то этот комплекс пород можно назвать норито-габбро-сиенитовой формацией.

Несколько позднее, в 1916 г., на основании изучения аналогичной волынскому комплексу серии изверженных пород, развитых в Звенигородском, Черкасском и Чигиринском районах, В. Е. Тарасенко разделяет эту генетически связанную группу пород на три серии.

1. Серия габбро-норито-сиенитовых пород, точно отвечающая соответствующей серии Волынского района.

2. Серия кварцевого порфира и амфиболового гранофира, постепенно переходящая в более кислые разности гранита, амфиболового гранита и рапакиви.

3. Серия гиперстенового гранита и гиперстено-кварцевого диорита аналогичная серии изверженных пород Подолии (Бугский район).

Считая, что первые две серии пород представляют „различные конституционные и структурные фации изверженных горных пород приблизительно одновременного происхождения", В. Е. Тарасенко указывает, что „наблюдаемое сопровождение типичных габбровых пород сиенитами показывает, что в магматических бассейнах, доставлявших материал для образования габбровых пород, габбровая магма не была вполне чистой и обособленной от гранитовой магмы, которая в более раннее время служила источником для образования гранитов, предшествовавших габбровым породам".

В более ранней (1895 г.) главной своей работе, посвященной габбро б. Киевской и Волынской губерний, тот же автор высказывается не столь категорически по вопросу об едином магматическом происхождении пород основной и кислой магм, считая „что магма габбровая в периферических своих частях, приходя в соприкосновение с гранитами, делалась более богатой KAl-силикатам и более кислой, и в результате получились породы последних трех типов", т. е. оливино-пироксеновые сиениты, пироксеновые сиениты и амфиболовое габбро.

Почти одновременно с работами Тарасенко появляется работа T. H. Holland'a, [1] вскрывающая петрографическое строение удаленного на расстоянии 5500 км от Волыни, но крайне аналогичного района южной Индии.

Последний автор указывает точно так же на тесную химико-минералогическую связь всей серии изверженных пород, развитых в районе мадрасского президентства, постепенно переходящую от гранитов к ультра-основным образованиям, типа пироксенитов. Holland, указывая на трудность резкого разграничения отдельных, постепенно переходящих друг в друга, типов горных пород, выделяет следующие четыре серии изверженных горных пород.

1. Кислая серия гиперстеновых гранитов, названная им чарнокитами. Сюда относятся породы с содержанием SiO_2 около 75% и удельным весом около 2.67. Содержащие гранаты разновидности этой серии подобны лептинитам.

2. Средняя серия, характеризующаяся содержанием SiO_2 около 64% и удельным весом в 2.77, не получила специального наименования. В этой серии пород встречаются как более кислые жильные образования, так и более основные тонкозернистые разности той же группы пород.

3. Основная серия, в отношении минералогического состава эквивалентная норитам и характеризующаяся содержанием SiO_2 в пределах 50—52% и удельным весом около 3.03.

4. Ультраосновная серия представлена, преимущественно, пироксенитами, в состав которых входят: гиперстен, авгит, роговая обманка, частично оливин, зеленая шпинель и магнетит. В химическом отношении эта группа характеризуется содержанием SiO_2 в пределах 47—50% и удельным весом около 3.37.

Если суммарно брать все серии гинетически сюда относящихся районов Украины как в северозападной ее части (Волынь), так и юго-восточную (Приазовье), то можно отметить почти полную аналогию в петрографическом строении этих столь удаленных один от другого районов. Эта аналогия имеется, преимущественно, в отношении дифференциационном и в отношении магматических характеристик отдельных серий. Что касается существования отдельных фациальных отличий, в частности гранулитовых разностей и гранатосодержащих разновидностей, то здесь имеется различие, хорошо объясняемое различной геологической историей двух сравниваемых районов.

Holland, параллелизуя чарнокитовую серию Индии, с одной стороны, с „пироксеновыми гранулитами" Германии и „пироксеновыми гнейсами" Франции, а, с другой—с гиперитами и норитами Скандинавии и анортозитами Америки, признает в ней комплексный продукт дифе-

[1] T. H. Holland. The Charnockite series, a group of Archean hyperstenic Rocks in Peninsular India. Memoirs of the Geol. Survey of India, vol. XXVIII, part 2.

ренциации магмы, интрузия которой проникла в более древнюю толщу гнейсов и метаморфических сланцев архея. Из исследователей Украины сопоставление с отмеченной петрографической провинцией Индии делает В. И. Лучицкий (1910), сравнивая с ней области гиперстеновых гранитов Подолии. Развивая другие петрогенетические представления, объединяет в единый комплекс район изверженных пород Подолии Н. И. Безбородько (1924), который считает, „что синтектическая порода является продуктом взаимодействия между первоначальной магмой (гранитного состава. *П. Л.*) и древнейшей породой, выступающей в форме пироксено-плагиоклазового гнейса. Первоначальная магма была кислого состава, ибо все продукты синтектики несут в себе наличие свободного кварца. Продукты синтектики выступают в формах чарнокита, кварцево-пироксенового диорита, кварцевого норита, относясь к разновидностям обще-петрографической чарнокито-анортозитовой серии пород без крайнего анортозитового члена".

Термин „чарнокиты" к промежуточным между норитом и гранитом образованиям, развитым в Криворожьи, применяет Ю. И. Половинкина (1931), считая, что применение этого термина облегчает параллелизацию пород отдельных районов. Ниже, под названием чарнокитовых пород, описываются некоторые породы Приазовской кристаллической полосы в районе системы р. Кальчика, которые исследовались в 1922—1924 гг. (П. И. Лебедев). Приведенное описание промежуточных образований Волыни, хотя и получивших от Тарасенко рациональное название габбро-сиеиитовых пород, проведено под названием „чарнокитовых пород" в силу тех же соображений о возможной параллелизации не только между аналогичными образованиями различных районов Украины, но и между украинским комплексом, с одной стороны, и рядом петрогенетических провинций Европы (Скандинавия), Северной Америки, Африки и Азии (Индия)—с другой.

Вопросы генетического порядка, возбуждаемые сопоставлением ряда фактов, касающихся петрографического строения Волыни, до окончательного объединения их в общей петрогенетической схеме должны предварительно быть расчленены и рассмотрены в порядке следующих вопросов:

1. Генетические взаимоотношения анортозитов и пород габброноритовой серии, т. е. проблема „анортозитов", имеющая большую специальную литературу, освещаемую за последнее время в работах N. Bowen'a, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга В. Н. Лодочникова, Miller'a, R. Balk'a, H. Alling'a и других.

2. Генетические взаимоотношения анортозито-норитовой серии, с одной стороны, и, с другой, тех средних промежуточных пород, которые были в различных петрографических районах, описываемых под различными наименованиями, преимущественно, габбро-сиени-

товой или сиенитовой серии, и которые в настоящей работе, как это выяснено выше, описываются под названием чарнокитовых пород в форме трех разновидностей: основной, средней и кислой.

3. Наиболее трудным, сложным и затрагивающим самые основные проблемы петрологии является третий вопрос общей генетической проблемы, касающийся взаимоотношения пород анортозито-норито-чарнокитовой серии, с одной стороны, и пород кислой гранитной магмы—с другой. Будут ли дериваты последней представлены гиперстеновыми гранитами или красными гранофировыми гранитами, точно так же генетически связанными с породами основной и средней магмы, это является дополнительным вопросом, усложняющим эту трудную, но крайне интересную проблему не только петрогенезиса Украины, но, по всей вероятности, и всей петрологии.

4. Что касается петрогенетических вопросов петрографического строения, отличающейся несколько своими особенностями, Подолии, то они должны быть рассмотрены дополнительно на основе выяснения соответствующих вопросов для Волыни.

Проблема анортозитов

Ввиду невозможности исторического изложения вопроса о генезисе анортозитов, как мономинеральной породы, представляет интерес привести характеристику существенных разногласий по данному вопросу, сделанную в 1921 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, который отмечает, что „Фогт привел образование мономинеральных пород к эвтектической схеме и противопоставлял свои анхимоно-минеральные породы сложным анхиэвтектическим породам. Дели распространил на мономинеральные породы свой взгляд о значении гравитационной диференциации и свою эклектическую теорию происхождения изверженных пород, представляющую в сущности лишь развитие моей синтектически-ликвационной теории, как он это и сам признает. И у Фогта, и у Дели, и у меня процесс образования мономинеральных пород связывался с представлением о магматической диференциации в жидком состоянии. Боуэн, опираясь на свои лабораторные опыты, приурочил образование мономинеральных пород к диференциации кристаллизационной и считает их за продукты гравитационного накопления кристаллов в начальной стадии кристаллизации сложной базальтовой магмы. Существенное различие между Фогтом, Дели и мною, с одной стороны, Боуэном, с другой, заключается в том, что по нашим представлениям мономинеральные породы существовали в жидком состоянии, как таковые, а по Боуэну они, как таковые, в жидком состоянии никогда не находились, а представляют лишь скопления твердых кристаллов путем отсадки, вследствие гравитационной кристаллизационной диференциации".

Приведенная выдержка, характеризуя различные мнения, существующие по вопросу генезиса анортозитов, т. е., являются ли послед-

ние результатом явлений кристаллизационной или магматической дифференциации, рассматривает магматические процессы вне возможного влияния на них тех же факторов, которые связаны с тектоническими явлениями, и учет которых вызывает ряд новых дополнительных представлений о сущности происходящих в магме при интрузии процессов.

Детальная разработка вопросов структурной геологии в применении к аналогичным волынскому комплексу петрографическим формациям Северной Америки, в частности району Adirondack, создавшему специальную литературу, позволяет осветить ряд генетических вопросов, поставленных и по отношению к соответственным образованиям северо-западной Украины.

Исследователи R. Balk и вслед за ним H. Alling рассматривают при начавшейся уже кристаллизации в магме ее избыточного по отношению к эвтектике компонента—лабрадора, продвижения магмы, со взвешенными в ней сформировавшимися лабрадоровыми кристаллами. При увеличивающемся трении между двигающимся раствором и окружающими камеру стенами, с одной стороны, и самой магмы с включенными в ней лабрадоровыми кристаллами, с другой, могут произойти и происходят явления собирания и аггломерации кристаллов лабрадора в анортозитовую породу. Этот тип генезиса определяет и характеризует своеобразные свойства анортозитов, проявляемые ими в ряде районов, в том числе и на Украине.

а) Протокластическая структура. Интересно, что Holland указывает на значение своеобразных текстур для чарнокитовых пород Индии. Наблюдалось, что грануляция часто сопровождается образованием слоистой текстуры, протокластическая также является характерной для этих образований, формировавшихся при движении.

б) *Блоковая текстура* (Block structure), *которая выражается* в распадении породы на ряд округлых или угловатых участков, отличающихся между собою цветом, крупностью зерна, соотношением между лабрадоритовой составной частью и цветными железисто-магнезиальными силикатами и рудными минералами. Таким образом происходило „выжимание" аккумулируемых полевошпатовых кристаллов в форме будущей анхимономинеральной породы, причем здесь определяющими генезис факторами являются не только эвтектические взаимоотношения компонентов в материнском растворе, приближающемся по своему составу к габбро-норитовой магме, но и те физические и механические явления, которые могут наступить в двигаюшейся интрудирующей магме.

Кроме того, этот генетический тип, ставящий главным своим фактором не различия в удельных весах, вызывающие, согласно Боуэну, всплывание или погружение выделяющихся кристаллов, а аккумуляцию их при трении в двигающемся магматическом потоке, хорошо объясняет и ту характерную для анортозитов текстуру, которая выражается в па-

раллельном слоистом расположении минералогических компонентов. Последнее, как известно, ведет к появлению слоистой, полосатой, параллельной структуры (banded, foliated structure), которая присуща анортозитам районов Adirondack, Duluth в Северной Америке, Buschweld в Южной Африке и др. Нужно отметить, что некоторым отличием анортозитовых пород Волыни является отсутствие аналогичных текстурных разностей, хотя блоковая неоднородная текстура, а также протокластическая структура, характеризуют и волынские анортозиты.

Проблема сиенитовой (чарнокитовой) серии

Одной из интересных генетических проблем всего комплекса переходных образований является выяснение особенностей происхождения тех промежуточных образований между габбро и гранитами, которые, геологически будучи всегда тесно связаны с анортозитами и габбро-норитами, получали самое разнообразное название: габбро-сиениты (Тарасенко), габбро-гранит (Морозевич), пироксеновые сиениты (Безбородько), оливино-амфиболо-пироксеновый сиенит (Чирвинский), чарнокит (Половинкина и Лебедев) и т. д. Весь относящийся сюда минералогический и петрографический материал требует выяснения вопроса в двух направлениях. Интересным, с одной стороны, представляется разрешение вопроса о соотношении понимаемых в этом смысле чарнокитовых пород с норито-анортозитовым комплексом, а, с другой стороны, невыясненным является вопрос о природе самой чарнокитовой группы, о природе тех факторов, которые определяют формирование этой „расплывчатой" в отношении как химического, так и количественно-минералогического состава, группы.

В отношении первого вопроса представляется более или менее ясным, что весь фактический геологический материал говорит об одном магматическом происхождении как анортозито-норитовых, так и габбро-сиенитовых (чарнокитовых) пород путем сложных диференциационных явлений. Возможно, что и здесь можно принять в качестве главного регулирующего фактора не разделение минералов в процессе гравитационной диференциации, а в освещении принципами интрузивной диференциации. Так в отношении того же района Северной Америки, с которым произведено сравнение при выяснении вопроса о происхождении волынских анортозитов, т. е. района Adirondack, тем же исследователем R. Balk'ом принимается, что сиенитовая серия, т. е. переходные породы могут быть получены из плагиоклазовых путем включения в состав породообразующих минералов некоторого количества ортоклаза, кварца, биотита, роговой обманки, авгита, а иногда и граната; сам плагиоклаз при этом становится кислее.

Эти породы в „Adirondack region" образуют окаймляющие анортозитовое поле зоны (border phase anorthosite), или в виде небольших

даек секут анортозитовый массив. Эти геологические взаимоотношения являются аналогичными и в отношении габбро-сиенитов главного поля развития анортозитовых пород и в смысле существования жильных сиенитовых образований в самой анортозитовой породе (каменоломня Падеревского в Поромовке). Эта серия пород по R. Balk'y представляет собою „mother-liquor"—остаточную, отжатую интрузивными процессами часть, являющуюся конечной стадией формирования всей петрографической системы. В районе Adirondack промежуточные сиенитовые породы образуют особый „white face type" анортозитов, тесно геологически связанный с главным анортозитовым массивом. Те же взаимоотношения мы видим и в других районах.

Вторая серия физико-химических изменений, влияющих на петрологическую „неустойчивость" самой чарнокитовой группы и создающих ряд группировок внутри этих пород, которые в описательной части были выделены как „основная", „средняя" и „кислая" разности чарнокитов, может быть выяснена при предварительном рассмотрении тех процессов, которые происходят в конечные стадии формирования магматического раствора.

Вопросами изучения этого рода явлений, которые могут быть обозначены, согласно Седергольму „дейтерическими процессами", по выяснении теоретической стороны вопроса Ниггли и Фогтом, занимались в последнее время W. T. Schaller, R. J. Colony, Osborne и др. Несомненно, что физико-химическая обстановка формирования чарнокитовых пород, в особенности их кислых разностей, захватывает не только магматическую стадию процесса, понимаемую более узко в смысле явлений, проистекающих в жидкой магматической фазе, но и явления воздействия на сформировавшиеся уже силикатовые, алюмосиликатовые и рудные минералы пневматолитических составных частей магмы, концентрация которых увеличивается к концу процесса.

Schaller расширяет реакционный принцип Bowen'a, регулирующий эволюцию минералообразования путем взаимодействия между выделившимися уже кристаллами и продолжающим остывать магматическим раствором, и применяет его так же, как реакционный принцип между породообразующими минералами сформировавшейся изверженной породы и пневматолитическими эманациями самой магмы. При этом здесь можно ожидать и более энергичное протекание процессов и большее разнообразие продуктов в связи с физико-химической природой реагирующих с силикатовыми минералами летучих соединений. Таким образом, расширяется предложенный Ф. Ю. Левинсон-Лессингом принцип автокатализа и автопневматолитических воздействий в принцип, регулирующий не только появление ряда новых вторичных минералов, но перерождающий первичную магматическую породу в породу, также обладающую всеми свойствами первичного магматического образования, но в действительности пережившую ряд эволюционных замещений (процессы замещения—

replacement). Таким образом, весь процесс формирования более кислых разностей чарнокитов можно рассматривать протекающим в две стадии: первичный процесс формирования минералов из жидкого состояния и вторичный—более или менее полного замещения при содействии не только пневматолитических, но и гидротермальных агентов. Результатами этих сложных процессов по Schaller'у могут быть: 1) изменения качественного минералогического состава; 2) изменения количественного минералогического состава; 3) появление новых структурных типов. Кроме того, по Colon'у происходят как молекулярные изменения в различных индивидуализировавшихся уже минералах, так и изменение аллотропического состояния минералов по мере понижения температуры. Главными компонентами последней стадии (consolidation residuum) являются, помимо значительного содержания водяных паров, соединения кремнекислоты и щелочи, в особенности соединения натрия. Каково же может быт применение этого расширенного реакционного принципа к генезису некоторых разновидностей чарнокитовых пород Украины.

Здесь необходимо различать в отношении генезиса явления дифференциации путем, скорее всего, интрузивной дифференциации главной разновидности чарнокитовой серии, каковой является, повидимому, наиболее распространенная средняя группа чарнокитовой серии (содержание SiO_2 в пределах 58—62%) и накладывание на нее уже процессов пневматолитического замещения и перерождения с получением этим путем кислой чарнокитовой группы, приближающейся по своему составу уже к некоторым гранитам.

Даже в пределах той же средней группы чарнокитовых пород (см. стр. 193) мы видим некоторое колебание как химического, так и минералогического состава, обусловленное, несомненно, теми же явлениями реагирования сформированных магматических минералов с накопляющимися продуктами газовой, легко подвижной фазы.

Характерно в этом отношении сравнение находящихся в одной и той же чарнокитовой группе двух изученных Морозевичем пород, местонахождением которых является один и тот же район окрестностей Житомира. Здесь мы имеем, с одной стороны, породу Фрисарки ($SiO_2 = 59.21\%$), которую автор характеризует как породу, состоящую из двух частей габбро-норита и одной части роговообманкового гранитита, с другой,—породу Тригурие ($SiO_2 = 60.9\%$), относимую Морозевичем к роговообманковому гранититу. Сравнение породообразующих минералов соответствующих силикатовых групп дает возможность установить эти процессы изменения и замещения, ведущие к постепенному переходу в новую более кислую разновидность.

Так, если в первой породе (Фрисарка) из полевых шпатов имеется лабрадор, то во второй (Тригурие), наблюдается сильное корродирование лабрадоровых кристаллов ортоклазом. Если в самостоятельных ортокла

зовых кристаллах первой породы наблюдаются лишь начальные стадии пертитизации, то ортоклаз тригурской породы дает все стадии образования микропертитовой структуры, причем появление пертитовой структуры связано с нарушением молекулярного строения ортоклазового вещества. Из цветных минералов диаллаг и гиперстен, игравшие вместе с роговой обманкой главную роль в более основной разности средней группы, уступают свое место роговой обманке вместе с биотитом, из случайной составной части становящимся существенным минеральным компонентом. Таким образом, наблюдаются все стадии указанной T. H. Vogt'ом эволюции железисто-магнезиальных силикатов и алюмосиликатов: пироксен-роговая обманка-биотит. Повидимому наблюдается перерождение под влиянием летучих агентов даже в самих биотитовых кристаллах, которые чрезвычайно чутко отражают эти изменения на своих оптических свойствах и константах: так, свежий буро-желтый биотит ($2V = -30°30'$) переходит в оливково-зеленую разновидность ($2V$ в пределах $26°40' - 19°30'$). Эти изменения такого же рода, как изменения, по наблюдениям K. Busz'a, α-гиперстена в другой зеленоватый гиперстен, отличающийся своими оптическими свойствами. Таким образом, здесь мы имеем в пределах данного минерального вида известное химическое и физическое перерождение, прежде чем он переходит в другой минеральный вид.

Так как одновременно с этим эволюционным перерождением согласно реакционному принципу минералов идет в определенном направлении и количественно-химическое преобразование породы (увеличение количества SiO_2, K_2O, Na_2O), то мы на определенных стадиях получаем новые качественные изменения породы, которые могут быть отнесены в новую уже более кислую чарнокитовую разновидность. Видно поэтому, что вся физико-химическая обстановка генезиса этих пород, являющихся своеобразными выжимками, прохватывающими себя самих газовыми испарениями, обусловливает образование не твердо установленных петрографических индивидуальностей, а непрерывно изменяющуюся серию петрогенетических разновидностей, которые могут войти в сборную группу чарнокитовых пород. Здесь мы имеем не ряд точек, отвечающих определенным условиям физико-химического равновесия, а непрерывно изменяющуюся петрогенетическую линию.

Взгляд о тесной петрогенетической связи сиенитовой серии переходных пород, или, как он ее называет, нордмаркитовой серии, с канадскими анортозитами развивает H. L. Alling, разделяющий породообразующие минералы нордмаркитов, соответствующих украинским чарнокитам (габбро-сиенитам), по источникам их происхождения на следующие группы, обозначая термином „анортозитовые" минералы те минералы, которые свойственны первичным магматическим образованиям в анортозитовой „магме" и которые путем процессов замещения дали „нордмаркитовые минералы". Схема эта следующая:

Таблица 19

Анортозитовые минералы	Нордмаркитовые (чарнокитовые)	Введенные (introduced) минералы	Параморфические минералы	Метаморфические минералы
Лабрадор-андезин	Микропертит			Гранат
Гиперстен-авгит	Эгирин-авгит		Роговая обманка	
Биотит [1]				
Кварц	Кварц			
Магнетит	Магнетит	Магнетит		
Апатит	Апатит			
Циркон				
		Пирит		
Титанит				

Соотношения между двумя главными породообразующими группами в переходных породах канадской анартозитовой площади значительно вариирует, как показывает следующее сопоставление между породой периферической зоны анортозитов Adirondack'a (white face anorthosite) и темносерой нордмаркитовой породой, отвечающей волынским габбро-сиенитам.

Таблица 20

	Темная порода	Светлая фация анортозита
Анортозитовые минералы .	16%	72%
Нордмаркитовые . .	84 „	28 „

Проблема гранофировых красных гранитов

Как выяснено в описательной части, входящими в общий комплекс изверженных пород волынской петрографической провинции вместе с анортозито-норито-чарнокитовой серией можно считать характерные красные гранофировые граниты, которые в украинской литературе получили название гранитов коростеньского типа (С. В. Бельский, В. И. Лучицкий, Н. И. Безбородько).

Находясь в тесной генетической связи с площадями развития основной и средней серии пород комплекса, окаймляя их, граниты эти имеют значительное развитие на территории северозападной Украины. Нужно отметить, что название „красных" гранитов, фигурирующее в других

[1] Едва ли правильно отнесение биотита к анортозитовым минералам: он, несомненно, является минералом замещения на почве изменения первичных магматических железисто-магнезиальных минералов.

петрографических провинциях (район Канады—Duluth-gabbro, Южной Африки — Buschweld complex и др.) может отвечать только верхним горизонтам этих гранитных образований. Так, в каменоломнях Коростеня красные гранофировые граниты постепенно с глубиной переходят в темно-серые, более плотные разновидности той же гранофировой структуры. В общей части отмечалось, что кроме геологических условий залегания этих гранитов, особенностями их являются: гранофировая структура с участием мирмекитов, значительное равномерное участие, в качестве породообразующих минералов, минералов пневматолитического происхождения: флюорита, биотита, апатита и других, что позволило Морозевичу вслед за Розенбушем отнести их к фумарольной фации гранитов.

По отношению к типу генезиса этих гранитов и по вопросу о соотношении их с генезисом остальных петрогенетических серий (анортозиты, габбро-нориты, чарнокиты) в разное время был предложен ряд гипотез, которые могут быть сгруппированы следующим образом:

1) Разновременность интрузий габбро-норитовой и гранитной магм, т. е. бифилетичность магм в чистом виде.

2) Гипотеза палингенезиса (refusion), развиваемая особенно финляндскими геологами (Laitakari), а также в последнее время A. Holmes'ом.

3) Гипотеза гравитационной диференциации, обоснованная и экспериментальными исследованиями и геологическими сопоставлениями Bowen'ом.

4) Наконец, к четвертому типу можно отнести те воззрения, которые признают общность генезиса гранофировых гранитов вместе с остальными членами соответствующего изверженного комплекса, не столько путем гравитационно-диференциационных процессов, сколько явлений двухфазной конвекции.

1) Разновременны ли габбровые и гранитные интрузии? Естественно, что при попытках выяснить характер гранитных интрузий в пределах изучаемого района и установить их взаимоотношения с дериватами основной магмы, у первых исследователей Украины внимание обращалось на установление возраста гранитных интрузий и последовательность магматических проявлений. Характерно, что В. Е. Тарасенко, который впоследствии (1916 г.) стал на точку зрения общего магматического очага для пород обоих типов, изученных им в районе Городища, указывал по отношению к волынским габбровым и гранитным породам, „что отсутствие связи между ними, которая выражалась бы в существовании постепенных переходов или, по крайней мере, шлировых масс, доказывает, что на эти породы в исследованной мной области нужно смотреть как на два совершенно самостоятельных геологических тела“, хотя изучение жильных гранитных образований в городищенской каменоломне заставило проф. Феофилактова еще в 1876 г. высказаться за одновременное происхождение гранитных жил вместе

с главной габбровой породой района. По указанному вопросу о последовательности интрузии мы имеем противоположные мнения: с одной стороны, в своей первой работе В. Е. Тарасенко указывает, что изучение обнажений в сел. Вихле и Васковичах показывает, что габбровые породы моложе гранитов, с другой стороны, исследование взаимотношений между основными интрузиями и синхроничными с красными гранофировыми гранитами массивами рапакиви привело В. И. Лучицкого (1912) к выводу, что граниты представляют собою более молодые образования. Вероятнее всего, что эта несогласованность во взглядах на последовательность интрузии объясняется тем, что как габбровые породы со всем их комплексом, так и формирование красных гранофировых гранитов являются производными, возможно разделенными во времени, но одного и того же магматического бассейна, испытавшего сложные дифференциационные явления.

Геологическая обстановка, правда с трудом расшифровываемая для различных районов Украины, с их плохими обнажениями, на основании изучения взаимоотношений шлировых и жильных образований гранитов в норитовых и, главным образом, анортозитовых телах, указывает на возможность существования единой генетической схемы, объясняющей как генезис норито-анортозитового комплекса, так и образований гранофирового гранита коростеньского типа. Главным аргументом в пользу этого взгляда является приуроченность развития гранитных образований этого типа к выходам пород волынского основного комплекса, как это наблюдается и в других аналогично построенных петрографических провинциях (Buschweld, Duluth-gabbro и др.).

Аналогичные колебания в определении последовательности габбровых и гранитных интрузий наблюдались и при изучении других районов. Так, по отношению к району Adirondack, в то время как некоторые исследователи рассматривают габбровые массивы как включения более ранних периодов в гранито-гнейсы области, другие (Kemp, Cushiag) относят их к более молодым образованиям, интрудировавшим в гранитогнейсы.

Придерживавшийся последнего мнения W. l. Miller после работы в Lake Placide считает теперь габбровые массивы включенными в более молодую гранито-сиенитовую серию. Повидимому, и в отношении североамериканских районов невозможность установить точную последовательность магматической деятельности объясняется тем обстоятельством, что геологические условия нахождения всех составных частей этого комплекса, как основных, так и кислых, отражают на себе одновременность их происхождения.

2) Возможность явлений палингенезиса (переплавления) гранитов. В ряде районов одновременного нахождения гранитных и габбровых пород, при ясной их генетической связи, явления соотношения объясняются процессом регенерации гранитов под влиянием более поздней основной интрузии, являющейся источником необходимой для процесса

теплоты. Это объяснение применено Д. С. Белянкиными, А. А. Полкановым при изучении онежского района. На явления регенерации палингенезиса в последнее время указывает A. Laitakari (1928) при исследованиях контактного действия постпотнийских оливиновых диабазов в районе развития рапакиви Laitila (Финляндия). Обоснование этой гипотезы и применение к породам южной Финляндии дано Sederholm'ом.

С другой стороны, ограниченное применение этой гипотезы палингенезиса, основанной на переплавлении, к генезису гранитов Финляндии отмечает P. Eskola в своей последней работе, посвященной проблеме происхождения гранитной магмы.

Признавая возможность частичного применения явлений переплавления к петрогенезису, P. Eskola указывает на ряд трудностей широкого использования этой гипотезы. Хотя породы гранитной магмы при „ювенильном" своем генезисе, будучи богатыми пневматолитическими и гидротермальными агентами, обладают сравнительно низкой температурой кристаллизации, сами они после своего сформирования требуют значительного количества тепла для нового расплавления. Кварц, являющийся существенным компонентом гранитов и сам кристаллизовавшийся при низкой температуре, потребует для регенерации уже высокой температуры. Если в более общем применении гипотеза палингенезиса может объяснять формирование гранитов при взаимодействии интрудировавшей горячей основной магмы, с одной стороны, и осадочных метаморфических пород (слюдяные сланцы, парагнейсы), с другой, вследствие содержания в них понижающих температуру плавления летучих составных частей, то простое переплавление гранитов под влиянием позднейших интрузий едва ли может быть широко распространено, даже при подведении A. Holmes'ом теоретической базы под явления теплового баланса путем привлечения явлений конвекции. Holmes предполагает, что комплексы основных и кислых пород типа лополитов Sudbury, Duluth и Buschweld'a были образованы не явлениями диференциации, а при широком осуществлении регенеративных процессов гранитов, которые приходят вновь в жидкое состояние вследствие конвекционных явлений, происходящих в основной интрудировавшей магме.

На основании всего сказанного являлось бы вполне закономерным предположение о возможности применения для Украины, в частности для красных гранофировых гранитов Волыни коростеньского типа, гипотезы палингенезиса путем регенерации более древних гранитов тех же районов, например, житомирского типа.

Геологические условия залегания этих гранофировых гранитов не являются препятствием для принятия этой гипотезы, но остаются неустраненными препятствия, высказанные P. Eskola, в отношении необходимого количества тепловой энергии, потребовавшейся бы для осуществления явления переплавления в том широком масштабе, в котором

наблюдается развитие этих гранитов в северозападной Украине. Еще более решающим возражением может быть химический состав гранофировых гранитов.

Выше уже указывалось, что данные граниты вследствие особенностей своего состава, выражающихся в значительном количестве пневматолитических минералов (флюорит), были отнесены к фумарольной фации гранитов Розенбуша.

Более поздние авторы указывают на богатство гранофировых гранитов пневматолитическими агентами. Хотя Н. И. Безбородько считает, что коростеньский тип магмы беден пегматитовыми материалами, но в то же время „данная магма была богата отжимками аплитовой магмы, которые в виде мелкозернистой разности в большом количестве то жилообразно пересекают тело материнской породы, то образуют более крупные тела, выступающие в виде отдельностей или холмов". В связи с этим Б. А. Гаврусевич считает, что характерные элементы Li, H, F, Be распространены в северной части Волыни, в области развития красных гранитов. Минералогический состав указывает, что в данных пегматитах наиболее были развиты гидротермальные фазы, но частично имеются и другие фазы. Имеется письменный гранит и миаролитовые пустоты, заполненные буро-красной жилой, окристаллизованные с двух концов морионы и т. д. Различие между красными гранофировыми гранитами, являющимися „фумарольной фацией", и гранитами житомирского типа, для которых характерно присутствие сильно развитой пегматитовой фазы, выражается в том, что в гранофировых гранитах сохранилось пропитывание всей гранитной массы пневматолитическими продуктами, в то время как в пегматитовых образованиях произошла локализация в определенные морфологически выраженные комплексы. Эти различия очевидно обусловливаются различной скоростью кристаллизационных процессов, т. е. кристаллизация гранофировых гранитов очевидно произошла в гипабиссальной обстановке, в то время как формирование пегматитов происходит в абиссальных условиях. Таким образом, красные граниты, так тесно ассоциирующие с анортозитовыми и габбро-чарнокитовыми породами, могут считаться скорее „ювенильными" гранитами, не подвергавшимися вторичным явлениям палингенезиса, и не могут быть сопоставлены с теми „стерильными, лишенными пневматолитических и пегматитовых элементов" гранитами, какими являются по Eskola регенерированные породы. Кроме того, необходимо отметить, что диференциационные диаграммы, соединяющие основные породы Волыни с кислыми чарнокитовыми породами, несомненно входящими в тот же генетический комплекс, устанавливают между основными и кислыми породами известную последовательную постепенность также и в химическом отношении. Необходимо установить взаимоотношение между кислыми чарнокитами, с одной стороны, и красными гранитами, с другой.

3) Явления диференциации. Выше приведены соображения, указывающие на невозможность применения гипотезы палингенезиса к объяснению генезиса красных гранофировых гранитов под влиянием интрузии габбровой магмы в существовавшей в более древние гранитные образования области. Вместе с тем постоянная сопряженность этого типа гранитов со сложными дериватами анортозито-норитового комплекса изверженных пород требует приемлемых теоретических представлений физико-химического порядка для объяснения этой сопряженности.

Одним из главных затруднений, которые встречает гипотеза происхождения гранофиров путем диференциационных процессов из основной магмы, является то незначительное участие, которое имеют кислые „гранитные" элементы в составе габбровой или базальтовой магмы. Вопрос этот, подробно разработанный Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в связи с разбором им гравитационной теории диференциации Боуэна, приводит его к заключению, что из раствора, содержащего диопсида около 42.3%, лабрадора 52.4% и магнетита 5% „при самых неблагоприятных для нас и даже неестественных условиях, либо не получится вовсе свободной кремнекислоты, либо так мало—около 2% или 5%,—что может образоваться лишь бедное кварцем кварцевое габбро, но ни в коем случае не гранит или кварцевый диорит". Делая ряд допущений о ходе диференциационного процесса, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг указывает, что „при самых невероятных допущениях мы приходим к тоненькой гранофировой пленке на массиве габбро, но отнюдь не к значительному слою гранита", в то время как Боуэн допускает, что гранитный пласт сложных диференцированных массивов составляет лишь 10—15% всей массы.

На той же точке зрения отрицания возможности генезиса пород гранитного и габбрового состава путем диференциационных явлений стоит в последнее время и A. Holmes, допускающий, что нормальная широко распространенная в отдельных провинциях диференциация ведет к образованию совместно с продуктами кристаллизации базальтовой магмы лишь трахитов и эквивалентных им пород, в то время как граниты ассоциируются с габбровыми породами лишь в том случае, если в этой области раньше существовали „sial", т. е. более древние гранитные образования. Однако, возникает ряд сомнений, касающихся того, что та исходная родоначальная магма, сложными продуктами диференциации которой являются, может быть, как гранофировые граниты, так и породы анортозито-норитового комплекса, соответствовала по своему химическому составу тем базальтовым породам, которые могут быть названы базальтами обширных плато земной поверхности.

R. Balk, и вслед за ним H. Aling, признает, что первоначальной магмой, давшей путем сложных физико-химических процессов всю ассоциацию пород комплекса, была магма более кислая, чем базальтовая,

содержащая более, чем „базальты плато", гранитных элементов; так, Balk высказывается на основании изучения состава района Adirondack, и применяя идеи структурной геологии, что сиенитовая серия образуется как в верхних горизонтах анортозитового тела, так и в нижних, сопровождаясь даже гранитовой серией, которая вместе с сиенитом подстилает анортозиты.

Вполне определенно высказывается по этому вопросу P. Eskola, принимающий „ювенильное" формирование гранитов путем выжимания „гранитных элементов из более основных пород"; он указывает, что эти элементы наблюдаются в ряде пород, содержащих их в качестве второстепенных составных частей; так, диабазы Satakunta (Финляндия) содержат в качестве образований, относящихся к последней стадии кристаллизации, красноватые участки, включающие в свой состав роговую обманку, биотит, калиевый полевой шпат с антипертитом и т. д.; постпотнийские диабазы Финляндии содержат кварц в микропегматитовом прорастании с ортоклазом. По отношению к тому же району Финляндии, на основании изучения взаимоотношений пород о. Валаама (П. И. Лебедев, 1919), пришлось высказаться за происхождение диабазов и гранитных пород из одной родоначальной магмы, так как кроме закономерности изменения химического характера за это говорит изучение минералогического состава пород комплекса. Здесь констатирована постепенность изменения состава пород в количественном соотношении главных минеральных видов и в правильном изменении структуры. В направлении от более основных диабазов, главным образом, состоящих из плагиоклаза, пироксена и титанистого железняка, мы переходим к разностям, в которых большую роль начинает играть ортоклаз, появляется кварц в свободных выделениях, а также в виде составной части микропегматита; одновременно с этим идет уменьшение цветной составной части породы. В связи с попыткой объяснить все эти случаи гипотезой палингенезиса, предположением о регенерировании гранитов, Eskola отмечает, „что граниты не могли образоваться путем переплавления древнего материала, если бы не было этого самого материала уже раньше". Другими словами, первичным и более ранним способом образования гранитов была диференциация первозданной, недиференцированной силикатовой оболочки, которая была несколько более кислой, чем существующие „плато-базальты". Интересно с точки зрения данного петрографического парагенезиса габбро-диабазов и гранитов указать на существование в пределах Украинской кристаллической полосы своеобразной фации „калиевых" норитов, которые также могут быть отнесены к основной, как бы первоначально отдиференцированной от норитовой магмы—основной ветви чарнокитовых пород. Эта разновидность при повышенном содержании K_2O (для среднего типа 2% против 1% в норитах) содержит уменьшенное количество щелочных земель (CaO и MgO).

Приняв, таким образом, для красных гранофировых гранитов Украины возможность одновременного или последовательного генезиса из одной магмы с норитовой серией, чем, нужно оговориться, не решается вся генетическая габбро-гранитная проблема, необходимо вкратце остановиться на тех возможных физико-химических процессах, которые регулируют этот процесс.

Необходимо отметить вслед за F. F. Grout'ом, как это указывалось и в описательной части на основании фактического материала по петрографическому строению Волыни, что вопрос о взаимоотношении основных и кислых пород распадается на две части, вероятно, регулирующиеся различными физико-химическими процессами, а именно: на вопрос о генетическом взаимоотношении пород анортозито-норитовой серии с сиенитовой серией и на вопрос о взаимоотношении всего основного комплекса, с одной стороны, и гранофировых гранитов, с другой. Если первый вопрос более или менее ясно и согласованно между различными исследователями для различных районов может быть освещен на почве гравитационной или интрузивной диференциации с учетом конвекционных явлений, то вопрос о генезисе гранофировых гранитов едва ли может быть выяснен на базе исключительно кристаллизационной диференциации. Препятствием для этого являются как масштаб геологических тел, так и резкое различие в химическом составе гранофировых гранитов, как геологического и петрографического типа, по сравнению с норитами.

Переходные типы чарнокитовых пород в украинском районе в их кислых разновидностях, близко подходящих к составу некоторых гранитов, отличаются все же от красных гранофировых гранитов не только в отношении микроструктуры и минералогического состава, но и в отношении геологических условий залегания. Они дают иногда „покровного" характера образования, залегающие над мощными норитовыми слоями (лополит Buschweld'a).

Иногда шлирового или жильного характера образования гранофировых гранитов наблюдаются включенными в норитовую или анортозитовую породу (Каменный Брод на Быстриевке). Возможно, что здесь мы имеем диференциационные явления того характера, которые могут быть уяснены путем тех явлений двухфазной конвекции, которые регулируют перемещении составных частей сложного магматического состава в обстановке, близкой к ликвационным процессам несмешивающихся жидкостей.

Приемлемыми для понимания генезиса украинских гранофировых гранитов являются те представления и выводы, которые делаются Grout'ом на основании детального изучения близкого во многом по строению с Волынью района Duluth-gabbro Северной Америки.

Некоторым отличием этого района от Волыни является почти полное отсутствие промежуточных сиенитовых серий, что создает резкое

различие в химическом составе двух главных членов комплекса: габбровой серии и красных гранитов.

Grout предполагает возможность существования одновременно двойной дифференциации. Первый тип дифференциации, основываясь на явлениях кристаллизационной дифференциации при участии явлений двухфазной конфекции, дает, как петрографические разности сиенитовой серии, так и текстурные разности полосатых габбро; в то же время происходит второй тип дифференциации, ведущий путем разделения несмешивающихся растворов к образованию габбровой и гранитной формации, причем и в этом случае явления разделения происходят также при значительном участии конвекционных процессов в том же виде двухфазной конвекции, как ее выдвигают Daly и Grout.

Таким образом, возможно предполагать существование одновременно протекающих явлений как кристаллизационной, так и магматической дифференциации. Механизм этих процессов в применении к генезису красных гранофировых гранитов достаточно подробно разобран F. F. Grout'ом.

Как известно, на значении явлений магматической дифференциации для петрогенезиса настаивает ряд исследователей, в том числе J. H. Vogt и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Последний указывал на применение этого типа физико-химических процессов, в частности, для объяснения происхождения в большом масштабе анортозитовых масс. По его мнению „здесь эвтектическая схема недостаточна; здесь приходится признать, что анортозитовая магма обособилась еще в жидком состоянии. И анортозитовые породы являются, быть может, одним из наиболее наглядных указаний в пользу глубокой магматической дифференциации в жидком состоянии". По отношению к общим причинам означенных явлений Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выдвигает преимущественно возможность выявления некоторых посторонних для магматического раствора веществ, считая, что „быть может фтористые соединения, или апатит, или сульфиды могут играть в силикатных магмах ту роль, которую в опытах Смирнова (ликвация раствора изомасляной кислоты в воде от примеси хлористых щелочей) играли щелочные соли и были причиной образования эмульсии или двух слоев".

Несомненно, что более детальное рассмотрение всех конкретных взаимоотношений горных пород изверженного комплекса не только Волыни но и других аналогичных площадей Украины, требует детальной и обстоятельной работы в области изучения петрогенетических явлений; в настоящее время можно считать лишь более приемлемой ту концепцию, которая признает тесный „парагенезис" основных членов сложного комплекса, т. е. норито-анортозито-чарнокитовой серии, с одной стороны и красных гранофировых гранитов, с другой.

ХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ВОЛЫНИ

ГАББРО

Название породы	Метаморфизированное габбро	Габбро	Оливиновое габбро	Среднее
Местность	р. Тростяница около сел. Буки	Поромовка	Сел. Горошечки УССР	
	1	2	3	
SiO_2	46.61	46.38	47.73	46.27
TiO_2	3.65	4.20	4.04	3.92
Al_2O_3	15.21	15.62	13.33	14.58
Fe_2O_3	14.78	6.23	0.68	3.43
FeO		10.04	14.99	12.40
MnO	—	0.17	0.30	0.24
MgO	4.52	1.96	5.63	4.00
CaO	7.62	8.10	7.41	7.64
BaO	—	0.02	—	—
Na_2O	5.43	3.09	2.77	3.72
K_2O	0.87	1.77	1.17	1.26
P_2O_5	—	0.85	0.61	0.73
S	—	—	0.26	—
Cl	—	—	0.10	—
H_2O (110°)	—	0.42	0.11 (120°)	0.26
Потеря при прокаливании	2.01	1.13	—	1.55
Сумма	100.70	99.98	99.13	100.00
Автор работы:	И. Матковский	П. Лебедев	В. Тарасенко	
Аналитик:	»	В. Молева	»	

ГАББРО-НОРИТЫ

Название породы	Фореллен-штейн	Оливино-вый габбро-норит	Оливино-вый норит	Оливино-вый габбро-норит	Оливиновый габбро-норит	Оливиновое габбро	Фореллен-штейн	Катабугит	Оливино-вое габбро	Среднее
Местность	Гауковская Рудня по нижн. Иршице	Сел. Горошки р. Ирша	Сел. Горошки р. Ирша	Головин б. Житомирского у.	Горбылев б. Радомысльского у.	Поромовка б. Житомирского у.	Сл. Воровское б. Житомирского у.	Гнивань Подолия	Ниже сел. Добрыня	
	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
SiO_2	49.13	50.14	50.56	51.09	52.44	53.17	53.44	51.73	53.26	50.98
TiO_2	1.61	2.47	2.43	2.15	2.34	2.63	1.48	19.73	0.71	1.95
Al_2O_3	18.48	15.65	17.67	15.46	17.92	17.00	18.94		22.78	17.94
Fe_2O_3	0.41	1.06	1.04	1.10	2.26	1.47	1.07	5.25	6.27	1.69
FeO	11.69	10 11	8.79	7.48	7.19	7.33	7.65	8.15		8.44
MnO	0.15	0.20	0.25	следы	—	—	—	—	—	0.20
MgO	5.77	5.05	4.77	7.80	2.61	3.40	5.33	4.30	3.90	4.70
CaO	7.42	8.62	8.25	11.45	10.73	11.35	7.20	5.94	5.40	8.37
Na_2O	3.08	2.85	3.23	2.15	3.23	3.48	2.88	3.83	5.95	3.37
K_2O	1.09	1.19	0.93	1.06	1.09	0.92	1.21	0.99	1.21	1.07
P_2O_5	0.34	0.38	0.34	—	—	—	—	—	—	0.31
S	0.15	0.31	0.20	—	—	—	—	—	—	0 21
Cl	0.08	0.08	0.11	—	—	—	—	—	—	0.09
H_2O (110°)	0.06 (120°)	0.17 (120°)	0.20 (120°)	—	—	—	0.04 (125°)	0.87		0.27
Потеря при прокаливании	0.07	0.17	0.19	—	0.63	0.35	0.27		1.03	0.38
Сумма	99.53	98.86	99.21	99.74	100.44	101.10	99.51	100.79	100.51	100.00
Удельный вес	—	—	—	2.976	2.785	2.850	2.808	—	—	—
Автор работы:	В. Тарасенко	В. Тарасенко	В. Тарасенко	П. Чирвинский	П. Чирвинский	П. Чирвинский	П. Чирвинский	Н. Безбородько	И. Марковский	
Аналитик:				П. Четвериков	А. Балакин	А. Балакин	Сударкин	К. Тимофеев		

АНОРТОЗИТЫ

Название породы	Лабрадоритовая порода	Норит (грубозернистый)	Норит сиенит Оссовского (средне-незернистый)	Лабрадорит	Анортозит	Среднее
Местность	М. Городище б. Киевской губ.	Р. Шестень б. Обручевского у.	Р. Шестень б. Обручевского у.	Сел. Турчинки	Ст. Новомиргород	
	13	14	15	16	17	
SiO_2	51.06	53.40	53.80	54.40	55.54	53.26
TiO_2	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	22.50	28.27	28.15 [1]	28.00	26.11	26.42
Fe_2O_3	4.47	0.73	0.86	0.80	1.54	0.97
FeO	5.07	—	—	—	1.40	1.39
MnO	0.49	—	—	—	—	0.48
MgO	1.34	0.90	3.07	0.40	0.63	1.26
CaO	8.48	8.60	7.10	10.20	9.54	8.22
Na_2O	4.45	4.38	4.70	4.47	5.04	4.58
K_2O	1.34	2.56	1.22	0 60	0.11	1.16
H_2O (110°)	—	1.50	1.10	0.80	0.35	0.93
Потеря при прокаливании	1.34	—	—	—	—	1.33
Сумма	100.48	100.34	100.00	99.67	100.26	100.00
Удельный вес	—	2.708	2.771	2.718	—	—
Автор работы:	В. Тарасенко	И. Морозевич	И. Морозевич	И. Морозевич	Н. Безбородько	
Аналитик:	„ „	„ „	„ „	„ „	„ „	

[1] По разности

КАЛИЕВЫЕ НОРИТЫ (основные чарнокиты)

Название породы	Переходная между сиенитом и габбро	Порфировый габбро-сиенит	Габбро-сиенит	Габбро-сиенит	Оливино-амфиболо-пироксеновый сиенит	Диорит кварцево-пироксеновый	Пироксеновый сиенит	Среднее
Местность	На правом берегу р. Добринки	р. Тростяница на 250 м выше хутора Губенки	Сел. Горошки р. Ирша	р. Тростяница сел. Букив	Буки б. Житомирского у.	р. Шестенка на зап. от дер. Васьковичи	Сел. Горошки р. Ирша	
	18	19	20	21	22	23	24	
SiO_2	51.82	52.16	52.20	53.04	54.09	53.88	54.50	51.56
TiO_2	1.05	1.72	2.55	2.20	19.46	—	2.18	1.89
Al_2O_3	14.76	14.60	14.67	14.71		21.77	13.67	15.77
Fe_2O_3	15.17	14.88	1.83	14.46	6.19	8.28	0.63	4.10
FeO			11.51		5.20	—	11.44	9.10
MnO	—	—	следы	—	0.64	—	0.21	0.49
MgO	3.62	3.74	3.48	3.29	6.31	2.23	3.25	3.59
CaO	7.04	6.88	6.69	6.03	5.26	5.58	6.41	6.09
Na_2O	5.43	4.37	3.04	5.21	1.03	4.07	2.97	3.82
K_2O	1.37	1.81	2.49	1.67	2.12	2.54	3.07	2.09
P_2O_5	—	—	0.83	—	—	0.25	0.46	0.48
S	—	—	0.23	—	—	—	0.25	0.23
Cl	—	—	0.08	—	—	—	0.12	0.09
H_2O (110°)	—	—	0.11 (120°)	—	—	1.72	0.15 (120°)	0.64
Потеря при прокаливании	0.06	0.13	—	0.15	0.15	—	0.13	0.12
Сумма . . .	100.32	100.29	99.71	100.76	100.45	100.32	99.44	100.00
Удельный вес	—	—	—	—	2.917	2.745	—	—
Автор работы:	И. Матковский	И. Матковский	В. Тарасенко	И. Матковский	П. Чирвинский	И. Морозевич	В. Тарасенко	
Аналитик:	»	»	»	»	В. Машролерчук	»	»	

СРЕДНИЕ ЧАРНОКИТЫ (калиевый тип, волыно-приазовский)

Название породы	Габбро-сиенит	Роговообманковый гранитит	Гранит (серый, более богатый диаллагом)	Габбро-сиенит	Нордмаркит (кварцево-щелочной сиенит)	Среднее
Местность	Пр. бер. р. Кальчик в 3 км к сев. от сел. Старый Крым	Дер. Тригурие на р. Тетерев	Приазовье	р. Кальчик	р. Кальчик сел. Чердаклы	
	25	26	27	28	29	
SiO_2	58.54	60.90	61.74	62.46	62.39	60.02
TiO_2	0.68	—	1.07	0.21	0.56	0.62
Al_2O_3	19.25	19.46	16.76	19.69	16 87	18.06
Fe_2O_3	1.28	2.96	1.94	0.60	2.36	1.79
FeO	5.02	—	3.36	1.59	3.60	3.33
MnO	0.12	—	0 17	0.03	0.13	0.10
MgO	0.58	2.55	0.51	0.22	0.43	0.85
CaO	3.82	3.60	2.47	3.05	2.04	2.93
BaO	—	—	—	0.48	0.28	0.38
Na_2O	4.43	4 58	4.83	5.14	4.36	4.58
K_2O	5.64	4.78	6.22	6.20	5.81	5.69
P_2O_5	—	—	0.34	—	—	0.33
Cl	следы	—	—	—	следы	—
CO_2	—	—	—	—	»	—
F	—	—	0.20	—	—	—
ZO_2	—	—	—	—	0.17	—
H_2O (110°)	—	0.90	0.27	0.64	—	0.59
Потери при прокаливании	0.91	—	0.53	—	1.01	0.79
Сумма	100.27	99.71	100.31	100.31	99.97	100.00
Удельный вес	—	2.745	2.697	—	—	—
Автор работы: Аналитик:	П. Лебедев В. Молева	И. Морозевич	И. Морозевич	П. Лебедев В. Молева	П. Лебедев В. Егоров	

СРЕДНИЕ ЧАРНОКИТЫ (главный тип) СРЕДНИЕ ЧАРНОКИТЫ (подольский тип)

Название породы	Чарнокит	Амфиболовый норито-сиенит	Габбро-гранит	Кварцевый диорит	Гранодиорит	Гранодиорит (Шепер. тип)	Пироксеновый сиенит	Пирокс. сиенито-диориты с кварцем	Среднее	Кварцевый диорит	Мезобугит	Среднее
Местность	Сел. Спасово р. Верблюжье приток Ингульца УССР	Сел. Хлыстун. по р. Ольшанке Киевской губ.	Дер. Фрисарка по р. Тетереву	Левый берег р. Глибочи	Сел. Городище 6. Киевской губ.	Сел. Новенькая Рудня	Карьер в окрестностях Хлыстуновки	Сел. Глибочи право-бережный приток р. Тетерева		Каменоломня между Игренно и Чаплями (окр. Днепропетр.)	Сел. Шкуринец р. Буг, Подолия	
	30	31	32	33	34	35	36	37		38	39	
SiO_2	56.29	59.20	59.21	60.82	61.14	61.98	62.56	63.07	58.22	60 83	59.61	60.08
TiO_2	1.96	2.50	—	—	0.92	—	—	17.16	1.72	0.60	18.64	0.59
Al_2O_3	12.80	14.41	20.77	18.29	14.88	19.05	15.96		16.03	18.37		18.46
Fe_2O_3	1.44	1.52	5.27	6.37	4.54	1.77	5.35	6.83	3.18	2.06	3.02	2.52
FeO	13.51	8.64	—		5.76	3.12	2.98		6.54	3.33	6.32	4.80
MnO	0.17	—	—	—	0.13	—	—	—	0.14	—	—	—
MgO	3.36	1.09	2.62	1.61	1.14	1.16	1.85	1.45	1.71	2.89	3.04	2.90
CaO	4.34	4.21	5.22	5.34	4.19	3.34	3.81	4.67	4.22	6.53	4.84	5.66
Na_2O	2.34	3.11	3.59	4.46	3.01	4 10	3.05	4.23	3.37	3.74	3.30	3.50
K_2O	2.60	3.57	2.78	3.23	3.75	3.88	3.85	3.08	3.21	0.95	0.82	0.88
P_2O_5	—	—	0.18	—	0.26	—	—	—	0.21	—	—	—
H_2O (110°)	—	0.41	0.43	—	0.18	0.88	1.32	0.12	0.79	0.63	—	0.61
Потеря при прокалив.	1.16	—	—	0.20	0.72	—	—	—	0.66	—	—	—
Сумма	100.21	98.66	100.07	—	100.62	99.28	100.74	—	100.00	99.89	—	100.00
Удельный вес	—	—	2.766	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Автор работы:	Ю. Половинкина	В. Тарасенко	И. Морозевич	И. Марковский	А. Гинзберг	Н. Безбородько	Н. Безбородько	И. Марковский		Н. Безбородько	Н. Безбородько	
Аналитик:	Б. Френкель	К. Фезн				К. Тимофеев	К. Тимофеев					

КИСЛЫЕ ЧАРНОКИТЫ

Калиевый тип (приазовский) | Натриевый тип (подольский)

Название породы	Кварцевый сиенит	Адамеллит 120	Чарнокит	Гранит (серый) с диаллагом	Среднее с большим содержанием K_2O	Гранит плагиоклазовый	Эпибугит	Эпибугит сабаровский	Среднее с небольшим содержанием K_2O
Местность	Севернее сел. Октябрского	Б. Вали-Тарама сел. Калинино	Дер. Ивановка (Делакруа), р. Баковенько			р. Саксагань Криворожская излучина	р. Собь, Подолия	Сел. Сабар у Винницы, Подолия	
	40	41	42	43		44	45	46	
SiO_2	63.96	65.09	65.20	71.11	65.88	69.29	67.90	71.69	67.60
TiO_2	0.19	0.78	0.58	0.61	0.54	0.34	} 17.18	} 17.72	—
Al_2O_3	16.28	15.37	14.55	11.65	14.36	16.06			16.50
Fe_2O_3	3.80	1.79	1.83	4.04	2.84	0.06	1.60	2 10	1.21
FeO	1.68	4.18	3.28	0.90	2.49	3.19	2.98	2.90	2.93
MnO	0.12	0.09	0.03	0.12	0.09	0.10	—	—	0.09
MgO	0.23	0.72	1.43	0.11	0.62	0.90	1.50	1.21	1.17
CaO	1.99	1.87	3.40	1.96	2.99	2.69	4.40	2.50	3.10
BaO	—	0.07	—	—	—	0.05	—	—	—
Na_2O	4.95	3.92	2.68	3.11	3.86	6.30	—	4.48	5.23
K_2O	6.06	5.18	6.22	6.07	5.84	1.65	0.93	1.20	1.22
P_2O_5	—	—	—	0.12	—	—	—	—	—
F	—	—	—	0.39	—	—	—	—	—
H_2O (110°)	0.18	—	—	0.13	0 18	—	0.61	0.55	0.56
Потеря при прокаливании	0.89	0.97	1.19	0.22	1.01	0 58	—	—	0.39
Сумма	100.33	100.04	100.50	100.37	100.00	101.28	100.55	100.35	100.00
Удельный вес	—	—	—	2.649	—	—	—	—	—
Автор работы:	А. Гинзберг	П. Лебедев	Ю. Половинкина	И. Морозевич		Ю. Дубяга	Н. Безбородько	Н. Безбородько	
Аналитик:	"	В. Молева	Б. Френкель			Е. Свержинская	К. Тимофеев	К. Тимофеев	

ОСНОВНЫЕ ГРАНИТЫ

Название породы	Рапакиви (нормальный тип)	Рапакиви черкасского типа	Рапакиви радомысльский розовый	Гранит темно-красный	Гранит красный рогово-обманковый	Гранит (коростеньский тип порфировидный)	Среднее
Местность	Окрестности м. Корсуни б. Каневского у. на берегу р. Роси	Окрестности м. Городище б. Черкасского у.	Окрестности Гамарни	Хутор Андриов на р. Тростянице	б. Вали-Тарама	Г. Коростень	
	47	48	49	50	51	52	
SiO_2	66.99	68.08	69.03	71.00	70.40	71.65	68.61
TiO_2	—	—	—	—	0.63	—	0.62
Al_2O_3	14.48	13.81	13.84	10 88	12.72	14.08	13.13
Fe_2O_3	1.29	2.79	1.70	5.35	2.52	1.37	2.48
FeO	5.05	4.20	3.41	—	1.33	2.18	3.19
MnO	—	—	—	—	0.09	—	0.09
MgO	0.17	0.21	0.12	0.90	0.36	0.05	0 29
CaO	3.09	2.73	1 85	2.00	1.50	0.66	1.94
Na_2O	3.79	3.06	3.89	2.70	4.83	3.15	3.52
K_2O	3.90	4.23	5.51	6.26	5.03	6.12	5.11
P_2O_5	—	—	—	—	0.15	—	—
F	—	—	—	—	0.11	—	—
H_2O (110°)	—	0.14	—	0.70	0.16	0.84	0.45
Потеря при прокаливании	—	0.84	—	—	0.32	—	0.57
Сумма	99 84	100.09	100.29	99.72	100.33	100.10	100.00
Удельный вес	—	—	—	2.644	2.690	—	—
Автор работы:	В. Лучицкий	В. Лучицкий	В. Лучицкий	И. Морозевич	И. Морозевич	Н. Безбородько	
Аналитик:				„	„	К. Тимофеев	

КРАСНЫЕ ГРАНОФИРОВЫЕ ГРАНИТЫ (кислая разность)

Название породы	Гранит красный	Гранит порфировидный розовый	Гранит россоховский тип	Гранит	Гранит (динамогран. пержанск. т.)	Гранит (светлорозовый)	Гранит	Гранит	Рапакиви мелкоовоидный	Рапакиви гранит безовоидный	Чарнокит	
Местность	Дер. Межиречки р. Уж	б. Радомысльск. у. выше сел. Гамарни	Сел. Россоховское по р. Ужу	М. Норынск на р. Норыни (левый приток р. Ужа)	Сел. Перга на р. Перге	Хутор Андриов по р. Тростянице	Г. Коростень	Хутор Топорище по р. Тростянице	Окрестности Гамарни б. Радомысльского у.	б. Радомысльский у.	Сел. Сабарово р. Буг, Подолия	Среднее
	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	
SiO_2	73.90	73.43	74.46	75.20	73.75	75.20	75.41	75.72	74 16	75.06	74.86	74.91
TiO_2	—	—	—	—	—	—	0.30	—	—	—	—	0.30
Al_2O_3	14.35	13.31	14.00	14.22	12.75	11.48	12.42	12.10	12.58	12.51	12.50	12.80
Fe_2O_3	0.70	0.60	—	0.98	1.50	3.42	1.18	2.70	0.95	1.02	1.50	1 44
FeO	—	1.45	0.50	—	1.06	—	1.10	—	1.85	1.28	2.15	1.33
MnO	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—
MgO	0.18	0.20	0.19	следы	0.06	1.04	0.09	следы	0.11	0.11	0.47	0.27
CaO	1.20	0.88	1.05	0.80	0.31	1.50	0.93	1.20	0.87	0.60	1.16	0.94
BaO	—	—	—	—	—	—	нет	—	—	—	—	—
Na_2O	3.00	3.44	3.96	2.80	4.15	2.87	2 80	3.06	2.99	2.95	3.90	3.24
K_2O	6 64	5.88	5.10	5.80	4 80	4.67	5.63	4.28	5.90	5.59	2.74	5.12
H_2O (110°)	0.60	0.67	0.50	0.80	0.94	0.30	0.44	0.80	0.75	0.81	0.44	0.61
Потеря при прокалив.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.57	99.86	100.43	100.60	99.32	100.48	100.33	99.86	100.16	99.93	99.72	100.00
Удельный вес	2.650	—	—	2.604	—	2.620	—	2.627	—	—	—	—
Автор работы:	И. Морозевич	В. Лучицкий	Н. Безбородько	И. Морозевич	Н. Безбородько	И. Морозевич	П. Лебедев	И. Морозевич	В. Лучицкий	В. Лучицкий	Н. Безбородько	
Аналитик:			К. Тимофеев		К. Тимофеев		В. Молева				К. Тимофеев	

СРЕДНИЕ ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ НОРИТО-ЧАРНОКИТО-ГРАНОФИРОВОГО КОМПЛЕКСА

	Габбро-анортозиты				Чарнокиты					Граниты	
				Калиевые нориты	Средние			Кислые			
	Анортозиты	Габбро	Габбро-нориты	Волынский тип	Тип натриевый, Подольск.	Тип главный	Тип калиевый, Волыно-приазов.	Тип натриевый, Подольск.	Тип калиевый, Приазов.	Основные	Кислые
SiO_2	53.26	46.27	50.98	51.56	60.08	58.22	60.02	67.60	65.88	68 61	73.91
TiO_2	—	3.92	1.95	1 89	0.59	1.72	0.62	—	0.54	0.62	0.30
Al_2O_3	26.42	14.58	17.94	15.77	18.46	16.03	18.06	16.50	14.36	13.13	12.80
Fe_2O_3	0.97	3.43	1.69	4.10	2.52	3.18	1.79	1.21	2.84	2.48	1.44
FeO	1.39	12.40	8.44	9.10	4.80	6.54	3.33	2.93	2.49	3.19	1.33
MnO	0.48	0.24	0.20	0.42	—	0.14	0.10	0.09	0.09	0.09	0.03
MgO	1.26	4.00	4.70	3.59	2.90	1.71	0.85	1.17	0.62	0.29	0.27
CaO	8.22	7.64	8.37	6.09	5.66	4.22	2.93	3.10	2.29	1.94	0.94
BaO	—	—	—	—	—	—	0.38	—	—	—	—
Na_2O	4·58	3.72	3.37	3.82	3.50	3.37	4 58	5.23	3.86	3.52	3.24
K_2O	1.16	1.26	1.07	2.09	0.88	3.21	5.69	1.22	5.84	5.11	5.12
P_2O_5	—	0.73	0.31	0.49	—	0.21	0.33	—	—	—	—
S	—	—	0.21	0.23	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	0.09	0.09	—	—	—	—	—	—	—
H_2O (110°)	0.93	0.26	0.27	0.64	0.61	0.79	0.59	0.56	0.18	0.45	0.61
Потеря при прокаливании	1.33	1.55	0.38	0.12	—	0.66	0.79	0.39	1.01	0.57	—
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.0	100.00
Число анализов	5	3	9	7	3	8	5	3	4	6	11

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ ПО Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГУ

№№	Название пород	Местонахождение	Магматические формулы: Ф о $\frac{RO}{RO}$	Магматические формулы: SiO_2	Магматические формулы: $\frac{RO}{R_2O}$	Коэффициенты: α	Коэффициенты: β	SiO_2 вес. %	Авторы
1	Метаморфизованное габбро	Р. Тростяница около сел. Букив	2.70	4.5	4.04 : 1	1.58	82.22	46.61	И. Матковский
2	Габбро	Поромовка	2.10	4.28	4.88 : 1	1.68	72.43	46.38	П. Лебедев
3	Оливиновое габбро	Сел. Горошечки	4.03	6.26	9.6 : 1	1.78	80.35	47.73	В. Тарасенко
4	Форелленштейн	Гауковская Рудня по ниж. Иришице	2.67	4.55	8.8 : 1	1.60	80.65	49.13	„
5	Оливиновый габбро-норит	Сел. Горошки р. Ирша	3.02	5.61	8.4 : 1	1.86	71.66	50.14	„
6	Оливиновый норит	„ „	3.21	4.84	8.5 : 1	1.55	86.98	50.56	„
7	Оливиновый габбро-норит	Головин б. Житомирского уезда	3.39	5.53	12 5 : 1	1.73	79.38	51.09	П. Чирвинский
8	„ „ „	Горбылев б. Радомысльского уезда	2.21	4.75	5.83 : 1	1.82	67.57	52.44	„
9	Оливиновое габбро	Поромовка б. Житомирского уезда	2.58	5.22	6.33 : 1	1.87	68.58	53.17	„
10	Форелленштейн	Сел. Воровская б. Житомирск. уезда	2.21	4.70	7.2 : 1	1.8	68.29	53.44	„
11	Катабугит	Камен. Гнивани	1.76	2.16	4.52 : 1	0.80	127.77	51.73	Н. Безбородько
12	Оливиновое габбро	Ниже сел. Добрыня	1.61	3.90	2.43 : 1	1.69	66.92	53.26	И. Матковский
13	Лабрадоритовая порода	М. Городище б. Киевской губ.	1.40	3.44	3.07 : 1	1.56	69.76	51.06	В. Тарасенко
14	Норит	Р. Шестень б. Овручского уезда	0.97	3.14	1.9 : 1	1.83	62.73	53.40	И. Морозевич
15	Норит среднезернистый	„ „ „	1.04	3.18	2.5 : 1	1.57	61.15	53.80	„
16	Лабрадорит	Сел. Турчинки	0.97	3.26	2.7 : 1	1.64	60.42	54.40	„
17	Анортозит	Ст. Новомиргород	1.08	3.47	2.5 : 1	1.70	60.00	55.54	Н. Безбородько
18	Переходная между сиенитом и габбро	На правом высоком берегу реки Добринки	3.16	5.51	3.89 : 1	1.79	75.50	51.82	И. Марковский
19	Порфир габбро-сиенит	Тростяница на 250 м выше хутора Губеини	3.90	5.66	4.37 : 1	1.49	85.57	52.16	„
20	Габбро-сиенит	Сел. Горошки р. Ирша	2.86	5.82	5 14 : 1	1.98	66.32	52.20	В. Тарасенко
21	Габбро-сиенит	Р. Тростяница на правом берегу у Бучкова	2.90	5.66	3.55 : 1	1.92	69.00	53.04	И. Марковский
22	Оливино-амфиболо-пироксеновый сиенит	Буки б. Житомирского уезда	1.85	3.87	3.66 : 1	1.57	73.64	54.09	П. Чирвинский
23	Диорит кварцево-пироксеновый	Р. Шестень на З от дер. Васьковичи	0.92	3.38	1.66 : 1	1.72	56.03	53.88	И. Морозевич
24	Пироксеновый сиенит	М. Горошки р. Ирша	3.11	6.83	4 37 : 1	2.23	60.17	54.50	В. Тарасенко
25	Габбро-сиенит	Правый берег р. Кальчик в 3 км к С от сел. Ст. Крым	1.45	4.95	1.16 : 1	2.23	49.29	58.54	П. Лебедев
26	Роговообманковый гранит	Дер. Тригурие на р. Тетерев	1.16	4.85	1 : 1.1	2.32	44.53	60.90	И. Морозевич
27	Гранит	Волынь	1.41	5.89	1 : 1.4	2.67	42.61	61.74	„
28	Габбро-сиенит	Р. Кальчик	1.19	5.27	1 : 1.74	2.51	41.63	62.46	П. Лебедев
29	Нордмаркит	Р. Кальчик район сел. Чердаклы	1.25	5.75	1 : 1.25	2.69	39.13	62.39	„
30	Чарнокит	Сел. Спасово по р. Верблюжке, приток Ингульца	3.08	7.0	5.35 : 1	2.3	58.5	56.29	Ю. Половинкина
31	Амфиболовый норито-сиенит	Сел. Хлыстуновка по р. Ольшанка	1.47	6.70	1 : 0.39	2.99	36.86	59.20	В. Тарасенко
32	„ „	Дер. Фрисарка по р. Тетереву	1.03	4.11	1.9 : 1	2.04	49.39	59.21	И. Морозевич

Продолжение

№№	Название пород	Местонахождение	Магматические формулы Ф о / RO	Магматические формулы SiO_2	Магматические формулы RO / R_2O	Коэффициенты α	Коэффициенты β	SiO_2 вес. %	Авторы
33	Кварцевые диориты	Левый берег р. Глибочка	1.53	5.20	1.80 : 1	2.30	48.65	60.82	И. Марковский
34	Гранодиорит	Сел. Городище б. Киевской губ.	1.58	5.91	2 : 1	2.57	43.65	61.14	А. Гинзберг
35	Гранодиорит	Сел. Новенькая Рудня	1.21	5.21	1.3 : 1	2.47	42.41	61.98	Н. Безбородько
36	Пироксеновый сиенит	Карьер в окрестност. сел. Хлыстуновка	1.29	5.5	1.7 : 1	2.6	—	62.56	»
37	Пироксеновые сиенито-диориты с кварцем	Р. Глибочек при р. Тетерев	1.51	5.71	1.80 : 1	2.53	43.96	63.07	И. Марковский Н. Безбородько
38	Кварцевый диорит	Каменоломня между Гиренью и Чапля	1.58	5.28	3.28 : 1	2.30	48.86	60.83	
39	Мезобугит	Сел. Шкуринец правый берег Буга против слияния	1.55	4.9	2.6 : 1	2.15	—	59.61	»
40	Кварцевый сиенит	За дер. Сретенск	1.15	5.83	1 : 2.33	2.81	36.87	63.96	А. Гинзберг
41	Адамеллит	Балка Вали-Тарама сел. Архангельск.	1.62	7.64	1 : 1.06	3.32	34.29	65.09	П. Лебедев
42	Чарнокит	Дер. Ивановка р. Боковеньки	1.63	7.0	1.30 : 1	3.3	37.5	65.20	Ю. Половинкина
43	Гранит	Волынь	1.19	8.53	2.23 : 1	4.04	25.66	71.11	И. Морозевич
44	Гранит плагиоклазовый	Р. Саксагань Криворожской излучины	1.5	7.32	1 : 1.02	3.27	—	69.29	Ю. Дубяга
45	Эпибугит	Сел. Марьяновка у Гайсина по правому берегу Соби	1.3	6.3	1.6 : 1	4.2	—	67.80	Н. Безбородько
46	Эпибугит-сабаровит	Сел. Сабарово у Винницы, правый берег Буга	1.35	8.09	1 : 1.13	3.7	—	71.69	»
47	Рапакиви	Окрестности м. Корсуни на бер. р. Роси	1.55	7.44	1.2 : 1	3.27	34.3	56.99	В. Лучицкий
48	Рапакиви черкасского типа	Окрестности м. Городища	1.36	7.42	1.18 : 1	3.4	31.8	68.08	»
49	Рапакиви радомысльский розовый	Окрестности сел. Гомарни	1.04	7.86	1 : 1.46	3.57	30.05	69.03	»
50	Гранит темнокрасный	Хутор Андриов на р. Тростянице	1.19	8.40	1 : 2	4.00	26.07	71.00	И. Морозевич
51	Гранит красный роговообманковый	Волынь	1.32	8.39	1 : 2.6	3.89	27.65	70.40	»
52	Гранит (коростеньский рапакиви)	Г. Коростень	1.08	8.13	1 : 2.75	3.98	25.58	71.65	Н. Безбородько
53	Гранит красный	Дер. Межерички р. Уж	1.0	8.50	1 : 5.5	4.25	23.52	73.90	И. Морозевич
54	Гранит порфир розовый	Выше сел. Гомарни, Радомысльского у.	1.2	9 12	1 : 2.9	4.34	24. 1	73.43	В. Лучицкий
55	Гранит (россоховский рапакиви)	Сел. Россоховское по р. Ужу	1.08	9.0	1 : 3.66	4.36	23.11	74.76	Н. Безбородько
56	Гранит	М. Норынск на р. Норыни	0.83	8.73	1 : 10.0	4.55	20.96	75.20	И. Морозевич
57	Гранит	Сел. Перга на р. Перга	1.03	9.12	1 : 5.5	4.52	22.45	73.75	Н. Безбородько
58	Гранит (светлорозовый)	Хутор Андриов по р. Тростянице	1.10	9.37	1 : 1.8	4.57	22.41	72.20	И. Морозевич
59	Гранит	Коростень	1.09	9.72	1 : 3.01	4.75	21.50	75.41	П. Лебедев
60	Гранит	Хутор Топорище по р. Тростянице	0.85	9.29	1 : 4.5	4.82	19.91	75.72	И. Морозевич
61	Рапакиви мелководный	Окрестности сел. Гольварни	1.20	9.56	1 : 2.5	4.55	23.0	74.16	В. Лучицкий
62	Рапакиви гранит безовоидный	Радомысльский уезд	1.05	9.70	1 : 3.7	4.8	21.1	75.06	»
63	Чарнокит	Сел. Сабарово, левый берег Буга	1.2	9.5	1 : 1.8	4.5	—	74.86	Н. Безбородько
64	Габбро-норит	Дер. Бардов по р. Ужу	0.82	2.73	2.12 : 1	1.42	66.67	51.50	И. Морозевич
65	Пироксенит	Волынь	14.17	14.10	7.9 : 1	1.64	1.07	47.15	»
66	Магнетит, горная порода	Сел. Михайловка по р. Бугу	1.62	3.66	109.6 : 1	1.58	71.58	43.92	В. Тарасенко

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ по ОЗАННУ

№№ по порядку	Название породы	Магматические формулы	S	A	C	F	K
1	Метаморфизованное габбро	$^{s}55.10\ ^{a}3.75\ ^{c}2.02\ ^{f}14.23\ ^{n}9.05$	55.10	6.54	3.52	24.78	—
2	Габбро	$^{s}60.98\ ^{a}3.67\ ^{c}4.53\ ^{f}11.80\ ^{n}7.26$	60.98	5.08	6.27	16.32	1.03
3	Оливиновое габбро	$^{s}55.31\ ^{a}2.07\ ^{c}2.67\ ^{f}15.26\ ^{n}7.8$	55.31	3.74	4.82	27.57	—
4	Форелленштейн	$^{s}55.24\ ^{a}2.05\ ^{c}5.24\ ^{f}12.71\ ^{n}0.97$	55.24	3.36	8.60	20.84	—
5	Оливиновый габбро-норит	$^{s}57\ 30\ ^{a}2.39\ ^{c}3.87\ ^{f}13.74\ ^{n}7.6$	57.30	3.88	6.29	22.36	—
6	*Оливиновый норит*	$^{s}53.40\ ^{a}2.12\ ^{c}3.78\ ^{f}14.10\ ^{n}8.40$	53.40	3.82	6.81	25.34	—
7	Оливиновый габбро-норит	$^{s}55.33\ ^{a}1.65\ ^{c}3.80\ ^{f}14.55$	55.33	2.91	6.67	25.51	—
8	Оливиновый габбро-норит	$^{s}57.67\ ^{a}2.9\ ^{c}5.2\ ^{f}11.9\ ^{n}8.1$	59.61	4.22	7.41	17 13	—
9	Оливиновое габбро	$^{s}57.15\ ^{a}2.85\ ^{c}4.35\ ^{f}12.8$	59.28	4.27	6.51	19.16	—
10	Форелленштейн	$^{s}59.40\ ^{a}2.73\ ^{c}5:82\ ^{f}11.45$	59.40	3.88	8.28	16.28	—
11	Катабугит	$^{s}56.69\ ^{a}3.10\ ^{c}4.56\ ^{f}12.34\ ^{n}8.1$	56.69	4 75	6.97	18.87	—
12	Оливиновое габбро	—	—	—	—	—	—
13	Лабрадоритовая порода	$^{s}57.7\ ^{a}4.2\ ^{c}6.7\ ^{f}9.1\ ^{n}8.4$	57.70	5.78	9.15	12.44	—
14	Норит (грубозернистый)	$^{s}61.49\ ^{a}6.45\ ^{c}10.09\ ^{f}3.46$	61.49	6.79	10.64	3.65	—
15	Норит среднезернистый	$^{s}60.93\ ^{a}4.06\ ^{c}7.08\ ^{f}7.96$	60.93	6.05	8.64	9.69	—
16	Лабрадорит	$^{s}62.16\ ^{a}5.44\ ^{c}12.59\ ^{f}1.97$	62.16	5.41	12.58	1.96	—
17	Анортозит	$^{s}62.08\ ^{a}5.36\ ^{c}11.09\ ^{f}3.55\ ^{n}9.8$	62.08	5.55	1 .48	3 67	—
18	Переходная между сиенитом и габбро	$^{s}57.05\ ^{a}3.99\ ^{c}1.66\ ^{f}14.35\ ^{n}8.65$	57.05	6.69	2.77	24.03	—
19	Порфировый габбро-сиенит	$^{s}58.11\ ^{a}3.63\ ^{c}2.14\ ^{f}14.23\ ^{n}7.85$	58.11	5.90	3.48	23.13	—
20	Габбро-сиенит	$^{s}59.90\ ^{a}3.29\ ^{c}2.98\ ^{f}13.73\ ^{n}6.5$	59.90	5.03	4.55	20.94	—
21	Габбро-сиенит	$^{s}59.28\ ^{a}4.26\ ^{c}1.77\ ^{f}13.97\ ^{n}8.25$	59.28	6.66	2.77	21.86	—
22	Оливино-амфиболо-пироксеновый сиенит	$^{s}59.65\ ^{a}1.68\ ^{c}4.02\ ^{f}14.30$	59.65	2.64	6 31	22.45	—
23	Диорит кварцево-пироксеновый	$^{s}63.56\ ^{a}5.79\ ^{c}6.22\ ^{f}7.92$	63.56	6.59	7.08	9.10	—
24	Пироксеновый сиенит	$^{s}61.69\ ^{a}3.6\ ^{c}2.4\ ^{f}14.0\ ^{n}5.9$	61.69	5.33	3.54	20.57	—
25	Габбро-сиенит	$^{s}66.79\ ^{a}8.83\ ^{c}3.71\ ^{f}7.46\ ^{n}5.38$	66.79	9.01	3.79	7.61	0.96
26	Роговообманковый гранитит	$^{s}69.13\ ^{a}9.51\ ^{c}4.91\ ^{f}5.58$	69.13	8.53	4.40	5.01	—
27	Гранит серый	$^{s}68.77\ ^{a}9.28\ ^{c}1.28\ ^{f}9.44$	68.77	9.57	1.32	9.75	—
28	Габбро-сиенит	$^{s}71.23\ ^{a}13.11\ ^{c}3.87\ ^{f}3.02\ ^{n}5.58$	71.23	10.20	3.01	2 35	0 99
29	Нордмаркит	$^{s}71.25\ ^{a}9.66\ ^{c}2.80\ ^{f}7.54\ ^{n}5.09$	71.25	8.56	2.48	6.67	1.13
30	Чарнокит	$^{s}63.62\ ^{a}3.07\ ^{c}2.84\ ^{f}14.09\ ^{n}5.68$	63.62	4.31	3.99	19.78	—
31	Амфиболовый норито-сиенит	$^{s}68.71\ ^{a}5.51\ ^{c}3.31\ ^{f}11.18$	68.81	5.96	3.59	12.09	—
32	Амфиболовый норито-сиенит	$^{s}67.09\ ^{a}5.80\ ^{c}6.18\ ^{f}8.18$	67.09	5.97	6.36	8.25	—
33	Кварцевый диорит	$^{s}67.34\ ^{a}6.84\ ^{c}4.70\ ^{f}8.45\ ^{n}6.77$	67.34	7.09	4.86	8.76	—
34	Гранодиорит	$^{s}69.63\ ^{a}5.82\ ^{c}3.79\ ^{f}10.39\ ^{n}5.49$	69.63	5.97	3.89	10.65	—

Продолжение

№ по порядку	Название породы	Магматические формулы	S	A	C	F	K
35	Гранодиорит	$^{s}70.26\ ^{a}8.0\ ^{c}4.42\ ^{f}7.58\ ^{n}6.1$	70.26	7.32	4.07	6.96	—
36	Пироксеновый сиенит	$^{s}68.21\ ^{a}6.82\ ^{c}4.93\ ^{f}8.25\ ^{n}4.4$	68.21	5.95	4.32	7.23	—
37	Пироксеновые сиенито-диориты с кварцем	$^{s}69.34\ ^{a}6.84\ ^{c}4.56\ ^{f}8.60\ ^{n}6.76$	69.34	6.68	4.45	8.40	—
38	Кварцевый диорит	$^{s}67.19\ ^{a}4.5\ ^{c}6.9\ ^{f}8.6\ ^{n}8.5$	67.19	4.66	7.22	9.05	—
39	Мезобугит	$^{s}65.08\ ^{a}3.54\ ^{c}4.93\ ^{f}11.53\ ^{n}8.6$	65.08	4.06	5.66	13.23	—
40	Кварцевый сиенит	$^{s}73.03\ ^{a}12.33\ ^{c}1.30\ ^{f}6.37\ ^{n}5.54$	70.03	9.89	1.04	5.11	—
41	Адамеллит	$^{s}74.07\ ^{a}9.39\ ^{c}1.01\ ^{f}9.60\ ^{n}5.34$	74.07	8.01	0.86	8.19	1.27
42	Чарнокит	$^{s}73.02\ ^{a}8.39\ ^{c}2.53\ ^{f}9.08$	73.02	7.32	2.21	7.92	—
43	Гранит	$^{s}77.75\ ^{a}10.13\ ^{c}0\ ^{f}9.87\ ^{n}4.3$	77.75	7 48	0	7.29	—
44	Гранит плагиоклазовый	$^{s}74.57\ ^{a}10.1\ ^{c}3.2\ ^{f}6.9$	74.57	7.70	2.45	5.13	—
45	Эпибугит	$^{s}72.8\ ^{a}5.9\ ^{c}6.26\ ^{f}7.84\ ^{n}8.7$	72.83	4.81	5.11	6.39	1.69
46	Эпибугит—„сабаровит	$^{s}76.79\ ^{a}7.5\ ^{c}3.95\ ^{f}8.55\ ^{n}8.5$	76.79	5.46	2.87	6.23	—
47	Рапакиви	$^{s}74.5\ ^{a}8.5\ ^{c}3.3\ ^{f}8.2\ ^{n}5.95$	74.50	6.84	2.63	6.56	—
48	Рапакиви черкасского типа, основной	$^{s}75.9\ ^{a}8.0\ ^{c}3.5\ ^{f}8.5\ ^{n}5.2$	75.95	6.31	2.75	5.93	—
49	Рапакиви радомысльский розовый	$^{s}76.6\ ^{a}11.3\ ^{c}1.3\ ^{f}7.4\ ^{n}5.15$	76.61	8.09	0.95	5.31	—
50	Гранит (темнокрасный)	$^{s}79.27\ ^{a}10.91\ ^{c}0\ ^{f}9\ 09$	79.27	7.40	0	6.16	—
51	Гранит (красный роговообманковый)	$^{s}76.88\ ^{a}10.9\ ^{c}0\ ^{f}9.1\ ^{n}6.2$	76.88	8.16	0	6.80	—
52	Гранит (порфировидный)	$^{s}79.14\ ^{a}16.81\ ^{c}1.70\ ^{f}1.49\ ^{n}5.0(8)$	79.14	7.69	0.78	0.68	1.59
53	Гранит красный	$^{s}80.89\ ^{a}15:90\ ^{c}2.86\ ^{f}1.24$	80.89	7.84	1.41	0.61	—
54	Гранит порфировидный розовый	$^{s}80.67\ ^{a}14.2\ ^{c}1.5\ ^{f}4.3\ ^{n}4.7$	80.67	7.79	0.81	2.13	—
55	Гранит	$^{s}80.83\ ^{a}15.03\ ^{c}2.39\ ^{f}2.58\ ^{n}5.3(8)$	80 83	7.69	1.22	1.32	1.62
56	Гранит	$^{s}82.40\ ^{a}14.72\ ^{c}1\ 98\ ^{f}3.29$	82.40	7.06	0.95	1.58	—
57	Гранит	$^{s}81.25\ ^{a}14.91\ ^{c}0.70\ ^{f}4.39\ ^{n}5.7$	81.25	7.80	0.37	2.32	1.63
58	Гранит	$^{s}81.55\ ^{a}11.29\ ^{c}1.93\ ^{f}6.78$	81.55	6.27	1.07	3.77	—
59	Гранит	$^{s}82.93\ ^{a}15.01\ ^{c}2.02\ ^{f}2.97\ ^{n}2.32$	82.93	6.92	0.93	1.37	1.79
60	Гранит	$^{s}83.32\ ^{a}13.98\ ^{c}3.17\ ^{f}2.85$	83.32	6.28	1 42	1.28	—
61	Рапакиви мелкоовоидный	$^{s}81.31\ ^{a}13.8\ ^{c}1.5\ ^{f}4.7\ ^{n}4.35$	81.31	7.29	0.82	2.47	—
62	Рапакиви гранит безовоидный	$^{s}82.5\ ^{a}13.2\ ^{c}1.3\ ^{f}5.5\ ^{n}4.45$	82.53	7.07	0 70	1.93	—
63	Чарнокит	$^{s}80.84\ ^{a}10.63\ ^{c}2.39\ ^{f}6.98\ ^{n}6.8$	80.84	5.96	1.34	3.92	—
64	Габбро-норит	$^{s}59.96\ ^{a}4.51\ ^{c}6.37\ ^{f}9.12$	59.96	5.82	8.26	11.88	—
65	Пироксенит (верлит)	$^{s}45.97\ ^{a}0.27\ ^{c}0.85\ ^{f}18.88$	45.97	0.68	2.18	48.31	—
66	Магнетит, горная порода	$^{s}58.20\ ^{a}0.12\ ^{c}0.20\ ^{f}19.68$	58.20	0.25	0.41	40.48	—
67	Пироксено-кварцевые диориты	$^{s}65.58\ ^{a}6.04\ ^{c}3.58\ ^{f}10.38\ ^{n}6.63$	65.58	7.02	4.16	12.06	—

КОЭФФИЦИЕНТЫ ПО НИГГЛИ (средние типы пород)

	Габбро-анортозиты				Чарнокиты					Граниты	
	Габбро-нориты		Калиевые нориты	Анортозиты	Главный тип	Натриевые	Калиевые	Кислые		Основн.	Кислые
			Волынский тип			Подольский тип	Волыно-приазовский тип	Натриевые	Калиевые		
								Подольский тип	Приазовский тип		
Si	126.23	138.44	164.00	174.82	186.54	200.66	225.62	287.14	294.64	336.02	435.45
Alk	11.35	8.89	12.45	17.10	18.67	13.16	30.21	24.81	33.32	32.56	37.80
Al	22.02	28.00	26.62	41.37	33.10	36.11	39.74	41.20	37.67	37.67	44.35
Fm	45.56	39.30	42.20	12.46	32.36	30.56	17.75	19.88	18.07	19.62	11.94
C	21.07	23.81	18.73	29.07	15.87	20.17	12.30	14.11	10.94	10.15	5.91
Na_2O	9.28	7.07	8.62	14.66	11.49	11.30	16.62	21.52	16.70	16.66	18.52
K_2O	2.07	1.82	3.83	2.44	7.18	1.86	13.59	3.27	16.62	15.90	19.28
$Na_2O : K_2O$	4.48 : 1.0	3.88 : 1.0	2.25 : 1.0	6.0 : 1.0	1.60 : 1.0	6.07 : 1.0	1.22 : 1.0	6.53 : 1.0	1.0 : 1.0	1.05 : 1.0	0.96 : 1.0

ЛИТЕРАТУРА

1. Ависов, Б. П. Месторождения лабрадоритов в СССР. „Минеральное сырье", 1928, № 3, стр. 171—181.
2. Барбот-де-Марни. Зап. Р.М.О., 1872, стр. 54.
3. Безбородько, Н. И. Главные типы месторождений полевых шпатов на Волыни. 1927, стр. 39—48.
4. Безбородько, Н. И. Граниты Волыни и их пегматиты. Вісн. Укр. Від. Геолог. ком., вып. 11, 1928, стр. 25—77.
5. Безбородько, Н. И. Граниты Волыни и их пегматиты. Вісн. Укр. Від. Геолол. ком., вып. 13, 1929, стр. 25—82.
6. Безбородько, Н. И. Українська кристолічна смуга в світі петрогенези. Зап. Физ.-мат. отд., т. IV, вып. 3, 1930, стр. 112—123.
7. Безбородько, Н. И. Отчет по исследованию кристаллических пород близ линии жел. дор. Бобринская-Голта летом 1919 г. Вісн. Укр. Від. Геол. ком.
8. Бельский, С. В. К геологии Житомирского уезда, Волынской губ. Тр. Общ. иссл. Волыни, т. 2, 1910, стр. 1—41.
9. Бельский, С. В. Зависимость магнитной аномалии Волыни от минералогического состава горных пород. Тр. Общ. иссл. Волыни, т. XI, 1914, стр. 99—111.
10. Бельский, С. В. Отчет о геологических работах 1921 г. в Волынской губ. Житомир, 1923, стр. 1—101, 162—217.
11. Бельский, С. В. Труды Волынской геологической партии исследования 1923 г. по составлению геологической карты одноверстного масштаба и поискам полезных ископаемых. 1925, стр. 1—145.
12. Belsky, S. W. Enstehung der Gneisse und Granitgneisse Wolhyniens. Вол. наук.-досл. музей, збірнік I, 1928.
13. Бродович, В. О коренных месторождениях яшмы, рогового камня и горного хрусталя в Волынской губ. Зап. Минер. общ., 1877, ч. XII, стр. 275.
14. Гаврусевич, Б. А. К минералогии топазовых пегматитов Украины. ДАН-А, № 7, 1932, стр. 173—180.
15. Гаврусевич, Б. А. К минералогии и геохимии пегматитов Волыни. Тр. Минер. муз. Акад. Наук СССР, IV, стр. 71—85.
16. Долинский, Л. П. Горно-промышленная деятельность Юго-западного горного округа в 1890 г. Общ. горн. инж., № 14, 1891.
17. Домгер, В. О кристаллических породах юга и юго-запада Европейской России. Горн. журн., № 3, 1881.
18. Дубяга, Ю. Г. Плагиоклазовые граниты реки Саксагани. Изв. Геол. ком.
19. Иванов, Л. И. Некоторые минералы и породы окрестностей г. Житомира. Тр. Общ. иссл. Волыни, т. 2, 1910, стр. 42—51.
20. Лагорио, А. О некоторых гиперстеновых породах Волыни. Проток. Варш. общ. ест., Отд. физ. и хим., 1889—1890, стр. 6.
21. Лучицкий, В. И. Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие. Изв. Варш. полит. инст., вып. 1, 1912. стр. 1—332.
22. Лысенко, Ф. О. и Назаревич, С. И. К характеристике волынских полевых шпатов. „Минеральное сырье", 1928, № 2, стр. 113—123.
23. Матківскій, И. Геологичне дослиджения бассейнов середнего і течіі рр. Тростяниці та Ірші на Воліні. Воліньскій окрплян, 1930, Житомір.
24. Миклуха-Маклай. М. Н. Геологические исследования Новоград-Волынского и Житомирского уездов Волынской губернии. 1889.
25. Миклуха-Маклай, М. Н. О плагиоклазах в габбро Киевской и Волынской губ. Зап. СПб. минер. общ., ч. 25, 1889, стр. 343.
26. Морозевич, И. К петрографии Волыни. Изв. Варш. унив., 1893.

27. Ненадкевич, Н. К. Пегматитовые граниты и полевые шпаты. Отчет о геологических работах на Волыни. 1921, Житомир, 1923.
28. Ненадкевич, Н. К. Река Случь в среднем течении и ее изверженные породы. Тр. Вол. геол. партии за 1923 г., Житомир, 1928.
29. Ничипоренко, С. Пегматити заколищь м-ка Троянова в їх відношенні до типів пегматитів Волыни. Збірніик Н.-дослідчіи музей, Житомир, 1928, стр. 25—29.
30. Ожегова, М. И. Несколько слов о рапакиви из окрестностей м. Малина. Вісн. Укр. відд. Геол. ком., вып. II, 1928, стр. 157—165.
31. Ожегова, М. И. Моріон із пегматитовой жилы з околиц м. Маліна. Вісн. Укр. Районовы Геол. развід. упр., № 16, 1931, стр. 81—85.
32. Оссовский, Г. О гиперстенах на Волыни и в особенности о гиперстенах Горошковских. Вол. губ. вед., 1865, № 39, 40.
33. Оссовский, Г. Горный хрусталь на Волыни. Вол. губ. вед., 1866, № 2.
34. Половинкина, Ю. И. Два новых месторождения чарнокитовых пород на Украине. Тр. Гл. Геол. разв. упр., вып. 94, 1931, стр. 1—45.
35. Пясковский, В. В. Габбро в порожистой части Днепра. Изв. Всес. геол. разв. общ., вып. 38, 1932 стр. 583—590.
36. Рубан, М. И. Изверженные породы притоков среднего течения р. Случь. Тр. Вол. геол. партии за 1923, Житомир, 1925.
37. Тарасенко, В. О лабрадоритовой породе Каменного Брода. Зап. Киевск. общ. ест., т. VIII, вып. 1, 1886, стр. 145—172.
38. Тарасенко, В. О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губ., 1895, стр. 1—347.
39. Тарасенко, В. О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской губ. Зап. Киевск. общ. ест., 1896, XIV.
40. Тарасенко, В. Е. О магнетитовой горной породе из с. Михайловки Винницкого у, Подольской губ. 1899.
41. Тарасенко, В. Материалы для суждения о химическом строении известково-натровых плагиоклазов. Зап. Киевск. общ. ест., т. 16, вып. 2, 1900.
42. Тутковский, П. А. Путеводитель экскурсии по Волыни. 1926, стр. 1—24.
43. Чирвинский, П. Н. Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в Юго-западном крае. Изв. Дон. полит. инст., т. IX, 1925, стр. 17—32.
44. Чирвинский, П. Н. Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины. Вісн. Укр. відд. геол. ком., вып. 6, 1925, стр. 1—24.
45. Феофилактов. Зап. Киевск. общ. ест., т. V (I), вып. 2, 1878.
46. Безбородько, Н. И. К петрогенезису темноцветных пород Подолии и средних районов. Тр. Минер. инст. Акад. Наук, 1932, стр. 127—159.
1. Grout, Fr. F. A type of igneous differentiation. Journ. of Geol., 1918, vol. XXVI, pp. 626—659.
2. Grout, Fr. F. Two-Phase convection in igneous magmas. Journ. Geol., 1918, vol. XXVI, 48, I.
3. Halnies, Arth. The problem of the assocation of acid and basic Rocks in central complexes. Geol. Mag., 1931, vol. LXVIII. No VI, pp. 241—225.
4. Harker, A. Differentiation in intercrustal magma basis. Journ. Geol., 1916, XXIV, p. 555.
5. Escola, P. Of the origin of granitic magmas. Miner. u. Petr. Mitt., 1932, Bd. 42, H. 5/6, pp. 455—482.
6. Grout, Fr. F. Anorthosite and granite, as differentiates of a diabase sill on Pigeon Point, Minnesota. Geol. Soc. Amer. Bull., 39, 1928, pp. 555—557.
7. Grout. Fr. F. The pegmatites of the Duluth - Gabbro. Econ. Geol., 1918, XIII, p. 158.
8. Holland. Th. H. The charnoskite series, a group of Archaean hypersthenic rocks in peninsuler India. Memoirs

of the Geologie Survey of India, vol. XXVIII, part. 2, pp. 119—249.
9. Fenner, C. N. The residual liquids of crystallizing magmas. Min. Magaz., Sept., 1931, pp. 539—560.
10. Sederholm. On synantectic minerals and related phenomena. Bull. de la comm. geol. de Finlande, № 4, 1916, p. 148.
11. Colony, R. I. The final consolidation phenomena in the crystallization of igneous rocks. Journ. Geol., vol. 31, 1923.
12. Schaller, W. T. Mineral replacements in pegmatites. The Amer. Mineral. 1926, vol. 12, № 3, pp. 59—63.
13. Gillson, I. L. Granodiorites in the Pend Oreille District of Northern Idano. Journ. Geol., vol. 35, 1927, pp. 1—33.
14. Gillson, I. L. The Granite of Conway and its Druse minerals. Amer. Miner., vol. 12, 1927, pp. 307—319.
15. Gillson, I. L. Callahan, W. H. and Millar. W. B. Adirondack Studies. The of certain of the Adirondack Gabbros and the origin of the Reactiow Rims and peculiar border phases found in them. Journ of geol., vol. 36, 1928, pp. 149—163.
16. Gillson, I. L. On the use of the term deuteric. Econom. Geol., 1929, vol. XXIV, No 1, pp. 100—103.
17. Osborne, F. F. On the use of the term deuteric. Econ. Geol., 1929, vol. XXIV, pp. 335—337.
18. Larsen, E. S. and Goranson, E. A. nom. The deuteric and later alteration of the uncompangrite of iron Hill. Colorado. The Amer. Miner., vol. 17, 1932, N 7, pp. 343—356.
19. Schranf, A. Studien an der Mineralspecies Labradorit. Sitzungsber. d. K. Akad. der Wiss., 1870, Bd. LX, A, I, H, Y, S. 997.
20. Schuster, M. Über die optische Orientierung der Plagioklase. Min. u. petr. Mitt., 1880, Bd. III, S. 183.
21. Chrutschoff, K. K. Notes pour servir à l'étude lithologique de la Volhynie. Bull. de la Societé Franc. de Min., 1886, t. IX.
22. Chrustschoff, K. Beitrage zur Petrographie Volhyniens und Russlands. I Teil. Über die sogenannten Labradorite Volhyniens. Min. u. petr. Mitt., 1887, Bd. IX, S. 470—527.
23. Bowen, N. L. The problem of the anorthosites. Journ. of Geol., 1917, vol. XXV, No 3, pp. 209—244.
24. Balk, R. Structural Survey of the Adirondack anorthosite, Journ. of Geol., 1930, vol. XXXVIII, No 4, pp. 289—303.
25. Alling, H. L. The Adirondack anortosite and its problems. Journ. of Geol., 1932, vol. XL, No 3, pp. 193—238.
26. Balk. Die primaere Structur des Noritmassivs von Peeskill am Hudson etc. N. Jahrb. für Min., Beil.-Band. LVIII, 1927, Abt. B, pp. 283—284.
27. Vogelsang. Sur le labradorite coloré etc. Arch. Neerl., 186, T. III.
28. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Этюды по петрогенезису. I. Анортозиты и мономинеральные изверженные породы вообще. Геол. вестн., 1921, стр. 68—85.
29. Miller, W. J. Adirondack anorthosite. Geol. Soc. Amer. Bull., 29, 1918, pp. 399—462.
30. Balk, Rob. Structural geology of the Adirondack anorthosite. A structural study of the problem of magmatic differentiation. Min. u. petr. Mitt., 1931, Bd. 41, H. 3—6, pp. 308—434.
31. Smith, I. F. Genesis of anorthosites of Piedmont. Pan. Amer. Geologist, 3, 1922, pp. 29—50.
32. Grout, F. F. Anorthosite and Granite as differentiates of a diabase sill on Pigeon Point, Minnesota. Geol. Soc. Amer. Bull., 39, 1928, pp. 555—578.
33. Лодочников, В. Н. К статье N. L. Bowen'a „The Problem of Anortosites". Геол. вестн., 1921, т. IV, стр. 85—113.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ ПРИАЗОВСКОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ПОЛОСЫ

I. КОМПЛЕКС ПОРОД ОСНОВНОЙ МАГМЫ

Породы основной магмы в их значительном разнообразии, созданном сложными дифференциационными процессами, занимают существенное место в петрографическом строении Приазовского района, которое лишь постепенно выясняется путем накопления результатов отдельных исследований. Последние хронологически распределяются следующим образом: И. А. Морозевич (1901) в комплекс интрузивных пород щелочного района вводит пироксенит (верлит); А. С. Гинзберг (1915) кратко описывает габбро-нориты и пироксениты, сопровождая описание микроскопическим изучением; П. И. Лебедевым (1921—1923) изучена чарнокитовая (габбро-сиенитовая) формация, имеющая широкое распространение при незначительном размере отдельных выходов, от верховий балки Вали-Тарамы (окрестности хутора Голубицкого) почти до сел. Старый Крым в низовьях р. Кальчик на протяжении до 25 км. Результаты этих исследований помещаются в настоящей работе впервые. На основании исследований, Л. Ф. Айнберг (1927 и 1929), выделена габбро-пироксенито-перидотитовая формация, в состав которой вводятся габбро (оливиновые и безоливиновые), пироксениты, перидотиты и змеевики. Вопроса о возрастном соотношении основных пород района касается Б. М. Куплетский, считая их более древними по сравнению с нефелиновыми породами щелочного массива.

В отношении систематизации имеющегося материала по основным породам отдельными авторами высказываются следующие соображения. Л. Ф. Айнберг, основываясь на разделении Ф. Ю. Левинсон-Лессингом габбровых комплексов на два петрогенетических типа: уральский, связанный с пироксенитами и перидотитами, и южно-русский, объединяющий габбро, анортозиты и габбро-сиенитовую формацию, относит основные породы Мариупольского района к уральскому типу, объединяя их, как указано выше, в габбро-пироксенито-перидотитовую формацию.

Исследования габбро-сиенитовой (чарнокитовой) формации Кальчика (П. И. Лебедев), позволяющие выделить ряд входящих в них горных пород переходного типа, как калиевый тип средних чарнокитов (габбро-сиенит), так и представителей кислых чарнокитов (адамеллит), позволяют провести полную аналогию в этом отношении между петрографическим строением западной и восточной Украины (Приазовье).

Несомненно, приходится признать строение Приазовской кристаллической полосы значительно сложнее ввиду наличия в ней двух петрогенетических серий пород: с одной стороны, — габбро, пироксенитов и

перидотитов, которые ниже, согласно Айнберг, объединены в 1-ю группу габбро-пироксенито-дунитовую серию и описываются преимущественно по ее материалам с использованием данных И. А. Морозевича и А. С. Гинзберга; 2-ю серию чарнокитовую (габбро-сиенитовую), в значительной степени аналогичную волынскому комплексу, необходимо выделить, хотя она самым тесным образом примыкает к главным разностям габбровых пород.

Вопрос о генетическом взаимоотношении обеих серий, объединяющихся в группировку более высокого генетического порядка, требует дальнейшего изучения. Необходимо еще при этом общем обзоре включить в эту группу 3-ю серию жильных образований, представленных щелочно-габбровыми породами и описываемых по оригинальным материалам. Таким образом, вся рассматриваемая в этой главе группа основных пород может быть рассмотрена в следующем порядке:

1. Габбро-пироксенито-перидотитовая серия.
2. Чарнокитовая (габбро-сиенитовая) серия.
3. Жильная серия.

1. Габбро-пироксенито-перидотитовая серия

Породы указанной формации развиты в верховьях р. Кальчика, занимая участки составляющих его балок Красной (б. Мазуровой) и Шиверовой, а также распространены на запад вдоль Кошкодиевой балки до меридиана сел. Октябрьского (Сретенского).

По наблюдениям Айнберг интрузии габбро и пироксенитов оказываются старше образований щелочного комплекса, включая в последний щелочные и нефелиновые сиениты, а также мариуполитовую фацию, так как обнажения Домениковой балки дают примеры габбровых пород, подвергшихся контактному влиянию щелочной интрузии. Наблюдаются также случаи прямого соприкосновения пироксенитов с интрузией мариуполита и характерная картина интрузивной брекчии с образованием участков зональной структуры, причем в центральной части сохраняется слабо измененный пироксенит, окруженный амфиболитовой зоной, в состав которой входят биотитовые выделения.

Габбро мариупольского района могут быть отнесены к меланократовому типу с разделением соответственно присутствию или отсутствию оливина на оливиновые и безоливиновые разности.

Структура пород, преимущественно, гипидиоморфно-зернистая, частично наблюдается сидеронитовая в случае значительного присутствия рудных выделений, цементирующих ранее выделившиеся минералы.

Породообразующими минералами габбровых разностей являются:

Диаллаг слабо розовато-буроватый: $2V = (+40°, +58°)$; $Cn^g = 42°$, $Ng - Np = 0.027$; продуктом метасоматического изменения диаллага является роговая обманка, биотит и рудные образования.

Роговая обманка — плеохроизм: Ng — светлокоричневый-зеленоватокоричневый; Np — зеленовато-желтоватый; $2V = -76°$; $Cn_g = 12°$; $Ng - Np = 0.024$.

Оливин — развитие мезостатическое с внедрением в промежутки между диаллаговыми кристаллами; бесцветный $2V = -86°$; $Ng - Np = 0.037$.

Рудный минерал (титаномагнетит) является постоянным компонентом; цементирующие другие выделения рудные зерна создают сидеронитовую структуру. Количество рудного минерала доходит до 10—20%.

Плагиоклаз—лабрадор ($An = 50 - 55\%$); ($2V = -80°, +86°, +78°$) замещается соссюритом, давая соссюритовый тип габбро.

Значительные изменения, наблюдающиеся в контактных типах габбровых разностей, проявляются в структурном отношении (появление сидеронитовой структуры) в ряде минеральных новообразований и в формировании реакционных каемок келифитового характера на границе соприкосновения рудных зерен с полевошпатовыми кристаллами; сами рудные образования состоят из магнетита, ильменита и гематита. В наиболее полном своем проявлении келифитовые каемки состоят из следующих зон (от титано-магнетита к плагиоклазу):

1) полоска мелкочешуйчатой красновато-коричневой слюды;

2) зона коричнево-зеленой роговой обманки ($2V = -86°$; $Cn_g = 15°$; $Ng - Np = 0.020$);

3) пояс голубовато-зеленого амфибола, врастающего своими столбчатыми кристаллами в плагиоклазовые образования.

Роговая обманка этой зоны обладает константами: плеохроизм: Ng — голубой; Nm — желто-зеленый; Np — зеленоватый. Абсорбция: $Ng > Nm > Np$; $2V = +74°$; $Cn_g = 29°$; $Ng - Np = 0.018$.

В наиболее измененных участках метаморфизованного габбро наблюдаются, кроме коричневой и голубой роговых обманок, биотит, нефелин, образующий кроме самостоятельных зерен также прорастания с лабрадоровыми кристаллами, и скаполит ($Ng - Np = 0.034$).

Из продуктов метаморфизации других минералов Айнберг указываются иддингсит (по оливину) и серицит (по плагиоклазу).

Пироксениты, черные среднезернистые породы, могут быть скорее всего сопоставлены с диаллагитами, так как второй компонент — оливин—содержится в небольших количествах (до 5%). Наблюдается катаклаз.

Диаллаг, с аналогичными диаллагу габбро константами, содержит пятнистые участки бесцветного диопсида и коричневой роговой обманки, образующей иногда вокруг пироксена оторочку.

Интересными представляются взаимоотношения пироксена с титано-магнетитовыми образованиями, дающими в диаллаге то закономерно-ориентированные игольчатые кристаллы (ильменит), то неправильные рудные образования (ильменит-магнетит).

Гиперстен является редким минералом ($2V = -74°$).

Оливин является следующим после пироксена образованием, заполняя промежутки ($2V = -86°$; $Ng - Np = 0.038$).

Продуктами замещения пироксенового вещества являются также тальк ($Ng - Np = 0.050$), кальцит, серпентин ($Ng - Np = 0.010$).

По Морозевичу количественный минералогический состав пироксенитов (верлит) характеризуется содержанием (в %):

Пироксена	90	Магнетита	5
Оливина	5	Хромита и др.	5

Высокий удельный вес (3.339) пироксенита вместе с содержанием окислов тяжелых металлов (Cr_2O_3—1.0%) указывает по мнению Морозевича на происхождение соответствующей магмы с больших глубин по сравнению с легкой и исключительно богатой щелочными элементами магмы, давшей мариуполиты.

В контактных участках пироксенита с щелочными породами появляются те же две роговые обманки: коричнево-зеленая и светлая голубовато-зеленая, могущая быть отнесенной к гастингситовому типу.

Кроме этих роговых обманок, характерных для продуктов метасоматического изменения также пироксена в габбро, в измененных пироксенитах встречаются новые две разновидности щелочных роговых обманок, которые могут быть причислены:

1. К кросситовому типу: плеохроизм Ng — лиловато-серый; Nm — бледный желтовато-зеленый; Np — голубовато-зеленый с схемой абсорбции $Ng > Nm > Np$; $2V = -45°$; $Cn_g = 41°$, двупреломление > 0.005;

2. К баркевикитовому типу: плеохроизм Ng—оранжево-желтый, $Cn_g = -7°$; $Ng - Np = 0.024$.

Из рудных минералов характерно присутствие в пироксенитах крупных выделений никелевого сульфида — пентландита.

Перидотиты, генетически связанные с пироксенитовыми разностями габбровой формации, содержат те же два главных минерала — диаллаг и оливин, но при ином количественном соотношении. Характерным для оливина является значительная его серпентинизация; образование рудных зерен является также продуктом разложения оливина.

Змеевики. Весь комплекс пород, включающий в себе породы габбро-пироксенито-перидотитовой формации, естественно дополняется существованием змеевиковой зоны, генетически связанной с перидотитовой составной частью формации.

Интересны выходы змеевика по р. Кальчику выше Демьяновой балки, где он зажат между двумя жилами щелочного сиенита.

Плотные черные или зеленовато-черные змеевики обладают характерной решетчатой хризотиловой структурой, образующейся вследствие метаморфизации оливинового и, частично, пироксенового вещества.

В торостепенными минералами змеевиков являются магнетит, тальк и хлорит.

Таблица 21

Габбро-пироксенито-перидотитовая серия

	Габбро		Пироксенит	Перидотит
	I	II	III	IV
SiO_2	44.42	45.90	47.15	45.10
TiO_2	4.63	2.55	1.84	1.25
Al_2O_3	12.41	9.75	5.12	2.79
Fe_2O_3	2.32	0.55	1.19	4.56
FeO	8.64	6.67	7.17	5.37
MnO	0.18	0.09	0.41	0.07
MgO	8.53	12.95	12.91	22.02
CaO	13.07	19.84	20.31	13.70
Cr_2O_3	—	—	1.03	—
Na_2O	2.39	0.43	0.59	0.30
K_2O	1.01	0.25	0.23	0.06
$H_2O_{-110°}$	0.32	0.09	1.09	0.90
$H_2O_{+110°}$	1.93	1.33	—	4.19
S	—	—	0.08	—
CO_2	—	—	0.40	—
Сумма . . .	99.85	100.40	100.00	100.31
Аналитик:	Е. Свержинкая	Э. Книпович	И. Морозевич	Б. Френкель
Коллекции:	Л. Айнберг		И. Морозевич	Л. Айнберг

I — габбро безоливиновое, Демьянова балка,
II — „ оливиновое, р. Кальчик,
III — пироксенит (верлит),
IV — перидотит.

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

	$\overline{RO}$	SiO_2	$RO : R_2O$	α	β
1. Габбро безоливиновые	4.54	5.86	11.65 : 1	1.55	94.55
2. Габбро оливиновые	7.89	8.01	67.60	1.47	110.98

Магматические формулы по Озанну

	S	a	c	f	n
1. Габбро безоливиновые	51.37	1.56	2.29	16.15	7.83

Чарнокитовая серия

Исследователями Приазовской полосы отмечались и ранее некоторые своеобразные петрографические образования, которые не подходили по минералогическому или химическому составу к определенным типам пород.

Так, А. С. Гинзберг, описывая породу сел. Анатолия (взятую с глубины 10—14 м при устройстве колодцев), отмечает, что по внешнему виду она напоминает лабрадориты, являясь крупнозернистой черной породой с грязносерым отливом и сильным блеском на плоскостях спайности. В то же время наблюдалось сильное внешнее сходство породы сел. Анатолия с оливиновым норитом из сел. Городище.

Характерно, что на основании химического состава А. С. Гинзберг, относя породу сел. Анатолии к гранодиоритам, сравнивает ее с кварцевым монцонитом Монтаны (Озанн) и габбро штата Миннесота (Вашингтон).

Несомненно, к этому же петрографическому типу относится группа диаллаговых гранитов Л. Ф. Айнберг, которая указывает, что они представляют обособленную несколько группу среди пироксено-амфиболовых гранитов этого района. „Граниты" эти, выходы которых указываются автором на правом склоне балки Вали-Тарама у верхнего конца сел. Калинино (б. Архангельское), характеризуются темной буро- или грязнозеленой окраской. В минералогическом отношении эти диаллаговые граниты состоят из микроклин-пертита, олигоклаза, диаллага, роговой обманки и биотита. Характерно присутствие крупных неправильных зерен магнетита, а также циркона и апатита. Аналогичные породы в первой части настоящей работы описывает В. И. Лучицкий указывая, что эти породы, относимые к роговообманково-биотитовым гранитам и сиенитам, „по существу не отделимы друг от друга, так как они широко распространены во всех щелочно-гранитосиенитовых массивах данного района Кальчика и Кальмиуса и многократно незаметно переходят друг в друга. Окрашены эти породы обычно в темные, почти черные или зеленовато-черные и темные зеленовато-серые цвета".

Обрабатывая результаты полевых исследований 1921 — 1923 гг., производившихся в Приазовской полосе при участии сотрудников Северо-Кавказского Государственного университета М. К. Бельштерли, Л. Э. Ротман и О. И. Некрасовой, мною отдельные выходы отмечен-

ного типа пород были сопоставлены с габбро-сиенитовыми и оливино-пироксеновыми сиенитами Волынского района, исследованного В. Е. Тарасенко, и выделены в чарнокитовую серию Приазовской кристаллической полосы. Впоследствии (в 1931 г.) аналогичные породы из Криворожского района были описаны Ю. И. Половинкиной. Ниже приводятся в сокращении данные нашего исследования, позволяющие и в этом отношении установить, при имеющихся значительных своеобразных чертах, аналогию в петрологическом строении Приазовской полосы с комплексом изверженных пород Волыни.

Габбро-сиенитовые породы чарнокитового типа р. Кальчика и балки Вали-Тарама могут быть описаны в следующем порядке от наиболее южных выходов их в окрестностях сел. Старый Крым (3 км от Мариуполя) по направлению к верховьям балки Вали-Тарама.

1. Хутор Троценко на правом берегу Кальчика, в 3 км к северу от сел. Старый Крым, против хуторов Митрополитовских. Обнажение крупнокристаллических интрузивных пород темного цвета с крупными выделениями цветных минералов. Наблюдается как бы лакколитообразное или шлировое залегание этой габбровидной породы, в нижних горизонтах развитой здесь преимущественно среднезернистой породы, тоже габбро-сиенитового типа желтовато-бурых тонов, которая может быть отнесена к более кислым чарнокитам.

2. Характерным является обнажение у сел. Чердаклы. Здесь, при выходе из селения к югу, встречены выходы темнозеленоватой породы типа чарнокитов с средне-крупнозернистым сложением и большим количеством полевошпатовых кристаллов.

3. Окрестности сел. Знаменовского. Против самого селения на правом берегу балки Вали-Тарама впадает боковая балочка, дающая разрез развитых здесь интрузивных пород.

В верховьях этой балки находятся выходы серой мелкозернистой сиенитовой породы, прорезанной в различных направлениях жилами пегматита и аплита. В этой породе встречаются большие шлировые скопления роговой обманки, которые залегают в форме овальных гнезд.

В низовьях балки встречена темносерая габбровидная порода, типа чарнокитов или габбро-сиенитов. Здесь же встречаются жильные образования аплитов, пегматитов и жила серой породы,

4. Окрестности сел. Калинино (б. Архангельское). Характерный разрез в отношении условий залегания комплекса интрузивных пород дает большая балка, впадающая в Вали-Тарама справа и начинающаяся недалеко от ст. Хлебодаровка (обнажение у хутора Петровского).

В верхних горизонтах встречен розоватый среднезернистый гранит. Ниже по балке встречается отдельными выступами более плотная разновидность.

В более нижних горизонтах, у самого сел. Калинино, вся балка состоит из темной габбровидной породы, обладающей призматической отдельностью. Выходы эти тянутся на протяжении нескольких десятков метров. Обнажающаяся здесь темносерая среднезернистая чарнокитовая порода характеризуется разбросанными крупными призматическими кристаллами полевых шпатов. Внешне и со стороны макроструктуры можно подметить значительное сходство с породой, обнажения которой имеются по р. Кальчику у сел. Чардаклы.

5. Хутор Гетмановский, выше с. Калинино, расположен недалеко от соединения верхней части балки Вали-Тарама с балочкой, отходящей от сел. Сретенского. Здесь вдоль берега балки тянутся темные граниты. Дно балки ниже хутора занято выходами темной чарнокитовой породы.

Таким образом, на основании полевых наблюдений можно отметить залегание чарнокитовых темных пород в нижних горизонтах тех комплексов интрузивных горных пород Приазовской кристаллической полосы, которые разрезаны системой р. Кальчика и впадающих в него балок и балочек, главным образом балки Вали-Тарама. Эти наблюдения относятся к той части Мариупольского района, которая вытянута с юга на север между сел. Старый Крым и Дмитриевское на протяжении около 40 км.

На распространение аналогичных пород к востоку в область несколько отличного петрографического комплекса р. Кальчика указывает изученная А. С. Гинзбергом темносерая порода сел. Анатолия, названная им на основании вычисления магматической формулы гранодиоритом, но по описанию точно совпадающая с нашим рядом чарнокитов оливино-пироксенового сиенита-адамеллита.

На залегание этой породы в нижних горизонтах петрографического комплекса Приазовской полосы, указывает сообщение А. С. Гинзберга о том, что эта порода добывается местными жителями на большой глубине при взрывных работах при устройствах колодцев (на глубине 10—14 м), причем развитыми в верхних горизонтах породами являются граниты и гнейсы.

Объединенные в настоящую группу разновидности чарнокитовых пород описываются ниже при следующем схематическом их подразделении.

1. Средние чарнокиты $<$ габбро-сиениты / оливино-пироксеновые сиениты (калиевый тип).

2. Кислые калиевые чарнокиты — адамеллиты.

Средние чарнокиты (габбро-сиениты). Наиболее основной из всей серии приазовских чарнокитовых пород является порода хутора Троценко (район сел. Старый Крым), которая макроскопически

представляется темной крупнозернистой породой, главными породообразующими минералами которой являются плагиоклазы. Крупные кристаллы с крайне тонким полисинтетически-двойниковым строением по альбитовому закону относится к лабрадору № 40 ($2V = +82°$). Микроклин. Калиевый полевой шпат представлен микроклин-криптопертитом. В периферических участках полевого шпата наблюдаются образования микропертита. Пироксен. Крупные пироксеновые образования, обладающие крайне неправильными контурами, вмещают в себе перпендикулярно направлению своей вытянутости систему крайне тонких, прямолинейных вростков, обладающих прямым погасанием.

Встречаются, кроме того, большие светлозеленоватые кристаллы с тонко выраженной штриховатостью по спайности — диаллаг.

Фиг. 9. Комплекс цветных компонентов. *a* — биотит; *b* — оливин; *c* — титанистый железняк; *d* — роговая обманка; *e* — апатит.

Оливин. В форме неправильных кристаллических образований с сильным показателем преломления. Ржаво-красный минерал (иддингсит) как продукт метаморфизации оливиновых образований.

Апатит образует широкие таблицы, а также дает иногда небольшие оплавленные с обоих концов кристаллы.

Метаморфизация цветных минералов. Встречаются комплексы железисто-магнезиальных минералов с разнообразными продуктами их метаморфизации. Например, встречаются следующие парагенетические взаимоотношения: сильно плеохроирующая зеленая роговая обманка: лейкоксен и кристаллы оливина с неправильными контурами начинающейся метаморфизации по трещинкам. Весь этот комплекс заставляет предполагать, что роговая обманка с включенным в нее рудным минералом является продуктом изменения пироксена; находящиеся рядом оливиновые кристаллы довольно свежи.

Оливин и пироксен дают различные комплексы продуктов метаморфизации, но парагенетически связаны между собою, появляясь совместно как продукты индивидуализации магнезиально-железистого компонента сиенито-габбрового раствора. Наблюдаются также небольшие кристаллы, оплавленные с обоих концов.

Биотит. Тонко-призматические кристаллы с резким плеохроизмом от светложелтого до полной абсорбции.

Другой разновидностью этих чарнокитовых пород, которые при одинаковом качественном минералогическом составе характеризуются вариациями в количественно-минералогическом отношении, являются северные выходы этой интрузии, имеющей свои выходы южнее сел. Чердаклы. Здесь мы имеем разности той же группы чарнокитовых пород

средние чарнокиты), для которых характерным представляется преобладание калиевого полевого шпата над известково-натриевым. Объединяющим эти две группы чарнокитов является почти полное отсутствие кварца, представленного в микропегматитовой составной части. Эту породу, параллелизируя с аналогичными породами волынского комплекса, можно было сравнить с оливино-пироксеновыми сиенитами.

Средние чарнокиты (оливино-пироксеновые сиениты). Среднезернистая темносерая порода с крупными выделениями калиевого полевого шпата. Под микроскопом заметно резко выраженное преобладание полевошпатовых образований над цветными минералами. Среди полевошпатовых кристаллов в свою очередь резкое преобладание калиевого полевого шпата.

Фиг. 10. Взаимоотношение титанистого железняка и оливина. *a*—роговая обманка; *b*—титанистый железняк; *c*—оливин.

Микроклин в форме широких кристаллов с неправильными контурами. Чаще пертитовые вростки плагиоклазов, иногда наблюдаются характерные решетчатые микроклиновые образования без пертитовых вростков.

Плагиоклаз. Принадлежит андезину (№№ 25—27). Плагиоклаза сравнительно немного. Наблюдаются случаи взаимного прорастания микроклиновых и плагиоклазовых образований.

Пироксен-диаллаг. Светлозеленоватые призматические кристаллы с резко выраженной тонкой спайностью. Наблюдается тенденция к образованию идиоморфных кристаллов, легкая метаморфизация в зеленую уралитовую роговую обманку.

Оливин. Редко встречаются свежие оливиновые кристаллы. Чаще они превращены, отчасти или нацело, в красновато-бурое вещество (иддингсит).

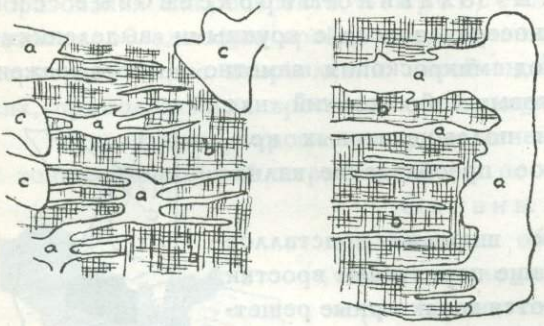
Из сравнения двух выходов: южного (хутор Троценко) и северного (сел. Чердаклы) чарнокитового (габбро-сиенитового) массива видно близкое сходство в качественном минералогическом составе, что отражается и на внешнем сходстве обеих пород.

Минералогический состав их одинаков: микроклин-пертит, лабрадор, андезин, диаллаг, оливин, отчасти роговая обманка.

В то же время наблюдается значительное колебание в количественно-минералогическом составе обеих пород; порода сел. Старый Крым из полевых шпатов содержит, главным образом, основные плагиоклазы и меньше калиевого полевого шпата. Габбро-сиенитовые породы более северных выходов состоят в полевошпатовой своей части преимущественно из образований микроклиновых. Поэтому первая порода ближе подходит к оливиновым габбро-сиенитам, а вторая к оливиновым сиенитам. Кварц в этих породах встречается исключи-

тельно в микропегматитовом прорастании и как продукт метаморфизации первичных минералов.

Кислые чарнокиты (адамеллиты). Темносерая среднезернистая порода с равномерно разбросанными кристаллами полевых шпатов. Под микроскопом не представляется однородной; наряду с крупными кристаллами полевых шпатов и кварца наблюдаются участки, которые, повидимому, под влиянием раздробления превращены в мозаику более мелких кристаллических образований.

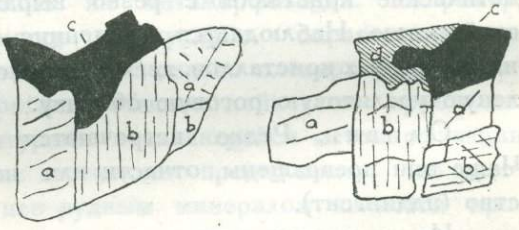


Фиг. 11. Пертит в кислых чарнокитах. *a*—альбит; *b*—микролин; *c*—кварц.

Микроклин-криптопертит. Микроклиновые выделения отличаются от таковых кварцевого роговообманкового сиенита отсутствием кристаллов с решетчатой двойниковой структурой, которые преобладают в сиените.

Плагиоклазы в форме довольно крупных свежих кристаллов.

Кварцевые крупные выделения с неправильными контурами. Соотношение между кварцевыми и полевошпатовыми образованиями: кварц и полевые шпаты не распределены равномерно по всей породе, а скучены отдельными участками. Местами кварцевые зерна как бы выполняют промежутки между ранее выделившимися минералами. В кристаллах микроклина-криптопертита с морщинистым крупнопертитовым габитусом наблюдаются включения микропегматитовых образований.



Фиг. 12. Взаимоотношение пироксенов. *a*—моноклинический пироксен; *b*—ромбический пироксен; *c*—титанистый железняк; *d*—биотит.

Среди цветных минералов преобладают пироксеновые кристаллы.

Пироксены. Неправильные крупные кристаллы светлозеленоватого цвета, в некоторых разрезах обладающие тонко-выраженной спайностью, придающей минералу волокнистый габитус. Погасание по отношению к направлению спайности 34 — 36°. В направлении главной зоны иногда наблюдается система прямолинейных, прерывающихся вростков.

Диопсид-диаллаг. Врастающие в диаллаг полисинтетически построенные пластинки принадлежат очевидно ромбическому пироксену.

Ромбический пироксен. Крупные кристаллы с системой грубых и редких трещин спайности. Прямое погасание. Слабый плеохроизм: светлозеленоватый, светложелтоватый. Можно отметить полную аналогию с пироксеновыми образованиями, описанными Тарасенко.

Наблюдается часто срастание моноклинического и ромбического пироксенов: ромбический пироксен неправильными контурами врезывается в моноклинную часть кристалла.

Оливин. Довольно крупные образования с грубо выраженной спайностью. Наблюдаются в качестве вторичных продуктов обычные ржаво-бурые выделения, иногда (выходы хутора Гетмановского) свежие; неизмененных образований в породе не встречено.

Биотитовые образования представляют собою систему короткостолбчатых кристаллов с резким плеохроизмом: светложелтый, бурокрасный.

При изменении наблюдается переход в зеленоватое вещество. Большое сходство с биотитом породы сел. Тригурие на Волыни.

Иногда наблюдается характерный парагенезис магнезиальной слюды с пироксеновыми кристаллами: встречаются комплексы железисто-магнезиальных минералов, где биотитовые выделения окаймляют пироксеновую составную часть. Обычно здесь же присутствует лейкоксеновое вещество. Количество биотита в этой разновидности приазовских габбро-сиенитов не является постоянным: наряду с почти полным отсутствием его в породах (Знаменовский район) встречаются разности, в которых биотитовые образования играют существенную роль (окрестности Гетмановского хутора), т. е. расположенные гипсометрически выше по разрезу Кальчик — Вали-Тарама выходы чарнокитов богаче железисто-магнезиальной слюдой.

Процессы изменения минералов (замещение). Главным продуктом превращения пироксенов является зеленая роговая обманка, которая ассоциируется часто со следующими минералами: титанистым и магнитным железняками и иддингситом—минералом, являющимся продуктом изменения оливиновых образований, причем иногда наблюдается следующее взаимоотношение: роговая обманка, неправильные выделения титанистого железняка и остатки неизмененного ромбического пироксена погружены в крупные выделения оранжево-красного вещества (иддингсит). В некоторых случаях встречено было окружение аналогичного комплекса вторичных минералов кварцевыми выделениями.

Таким образом, описываемую породу, для которой характерными являются ее выходы в более высоких горизонтах кристаллической полосы, можно отнести к содержащим кварц разновидностям, которые могут быть причислены к кислым чарнокитам.

На следующей таблице произведено сравнение количественного состава трех главных разновидностей габбро-сиенитовых пород Кальчика и Вали-Тарамы.

Таблица 22

	Габбро-сиенит	Пироксеновый сиенит	Адамеллит
Удельный вес	2.7741	2.6646	2.789

Таблица 23

Чарнокитовая серия

Приазовская полоса

	I	II	III	IV
SiO_2	58.54	61.14	62.00	65.09
TiO_2	0.68	0.92	0.86	0.78
Al_2O_3	19.25	14.88	13.53	15.37
Fe_2O_3	1.28	4.54	5.01	1.79
FeO	5.02	5.76	4 80	4.18
MnO	0.12	0.13	0.20	0.09
MgO	0.58	1.14	0.78	0.72
CaO	3.82	4.19	3.90	1.87
BaO	—	—	—	0.07
Na_2O	4.43	3.01	2.92	3.92
K_2O	5.64	3.75	4.91	5.18
$H_2O_{-110°}$	—	0.18	0.26	—
$H_2O_{+110°}$	0.91	0.72	0.80	0.97
P_2O_5	—	0.26	—	—
Сумма . . .	100.27	100.62	99.97	100.04
Аналитик:	В. Молева	А. Гинзберг	М. Васильева	В. Молева
Коллекции:	П. Лебедева	А. Гинзберга	Л. Айнберг	П. Лебедева

I — правый берег р. Кальчика, 3 км к северу от сел. Старый Крым,
II — породы сел. Анатолия (гранодиорит А. С. Гинзберга),
III — балка сел. Калинино,
IV — балка Хлебодаровская.

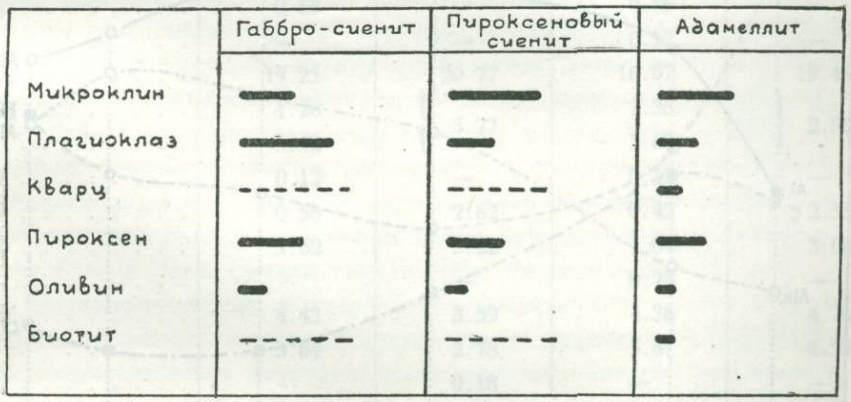
Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

	$\overline{RO}$	SiO_2	$RO : R_2O$	α	β
Габбро-сиенит . . .	1.45	4.95	1.16	2.23	49.29
Гранодиорит	1.59	6.00	2.06	2.61	—
Адамеллит	1.62	7.64	1.06	3.32	34.29

Магматические формулы по Озанну

	S	a	c	f	n
Габбро-сиенит . . .	66.76	8.83	3.71	7.46	5.38
Адамеллит	74.07	9.39	1.01	9.60	5.34

При сравнении с крайними членами этой группы, состава породы сел. Анатолия (А. С. Гинзберга), видно, как отдельные ее магматические коэффициенты располагаются между соответствующими значениями более основной разновидности хутора Троценко и более кислой чарнокитовой разности окрестностей сел. Чердаклы.



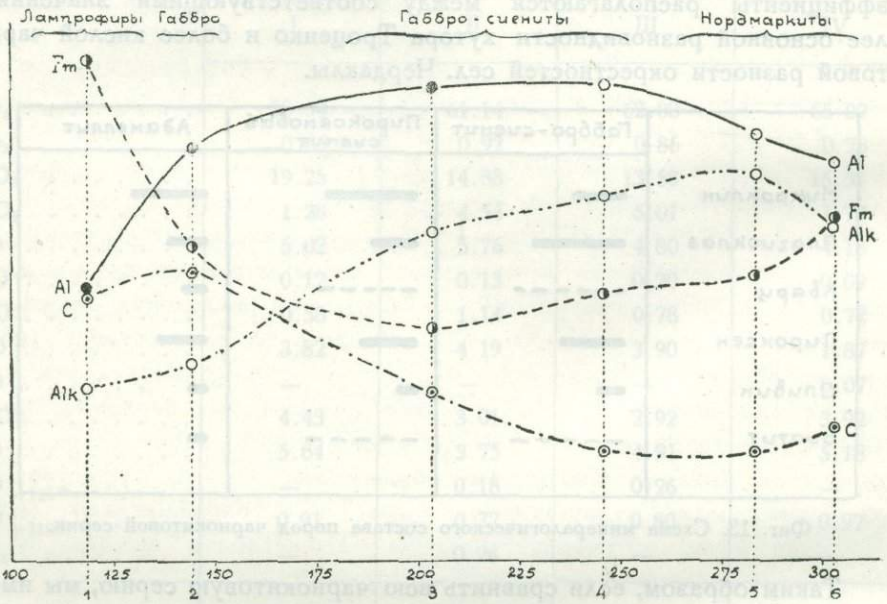
Фиг. 13. Схема минералогического состава пород чарнокитовой серии.

Таким образом, если сравнить всю чарнокитовую серию, мы имеем крайне неустойчивую в химическом отношении (колебания SiO_2 58.54 — 65.09%), но связанную единством генезиса группу, характеризующуюся, как аналогией в качественном минералогическом составе, так и тождественностью внешнего габитуса входящих в нее пород и их структур.

Как указано выше, район развития переходных между габбровой и гранитной магмами чарнокитовых пород, вариирующих значительно в отношении химического и количественно-минералогического состава, занимает площадь, вскрытую системой р. Кальчик на протяжении не менее 40 км.

Естественным представляется интерес сравнить этот характерный район габбро-сиенитовых пород Приазовской кристаллической полосы с другими районами украинской зоны кристаллических пород. Наиболее близкими по петрографической структуре районами являются некоторые участки Волыни, в особенности окрестности Житомира, где аналогичные породы указывались М. Н. Миклуха-Маклаем и где они были описаны И. А. Морозевичем.

Морозевичем весь комплекс пород р. Тетерева, развитых между Денеши и Высокая печь, относится к его „интрузивно-жильным породам", под которыми автором „подразумеваются все те геологические образования Волынской кристаллической площади, которые по своему залеганию образуют среди первозданных плутонических пород резко обособленные жильные массивы, вторгнувшиеся в гранито-гнейсовый покров вследствие дислокационных изменений плато". Породы р. Тетерева по геологическим условиям залегания сопоставляются также с выходами рр. Ужа и Шестня.



Фиг. 14. *Диференциационная диаграмма Мариупольского интрузивного комплекса.*

При всей изменчивости как внешнего габитуса переходных пород, так и их химического и минералогического состава даже в пределах *одного и того же района, представляется замечательным близкая* аналогия волынских пород с соответствующими дериватами, развитыми в Приазовьи. В целях конкретного сравнения можно привести аналогию, пользуясь терминами Тарасенко, между оливиновыми габбро-сиенитами р. Кальчика с породами сел. Фрисарка на р. Тетереве. Развитыми здесь образованиями являются крайне сходные средне- и мелкозернистые породы темносерого и грязно-темножелтого цвета, для которых в отношении минералогического состава является характерным присутствие тех же породообразующих минералов, которые развиты в породах окрестностей сел. Чердаклы и Старый Крым на Кальчике. С другой стороны, среднезернистая роговообманковая порода из сел. Тригурие, которая была названа Морозевичем рогообманковым гранитом, крайне близка к тем щелочным сиенитам, которые имеют распространение по

Кальчику в районе Чердаклы и хутора Моцакова. В целях установления аналогии в химизме магм, давших сравниваемые петрографические районы Украинской кристаллической полосы, на табл. 24 приведены соответстствующие анализы пород Приазовья и Волыни.

Таблица 24

	Габбро-сиениты		Щелочные сиениты	
	Окрестности Старого Крыма	Сел. Фрисарка, Волынь	ХуторМоцакова, Приазовье	Сел. Тригурие, Волынь
SiO_2	58.54	59.21	62.39	60.90
TiO_2	0 68	—	0.56	—
ZrO_2	—	—	0.17	—
Al_2O_3	19.25	20 77	16.87	19.46
Fe_2O_3	1.28	5.27	2.36	2.96
FeO	5.02		3.60	
MnO	0.12	—	0.13	—
MgO	0.58	2.62	0.43	2.55
CaO	3.82	5.22	2.04	3.60
BaO	—	—	0.28	—
Na_2O	4.43	3.59	4.36	4.76
K_2O	5.64	2.78	5.81	4.58
P_2O_5	—	0.18	—	—
H_2O	—	0.43	—	0.97
Потеря при прокаливании	0.91	—	1.01	—
Сумма	100.27	100.07	99.97	99.71

Габбровая жильная серия

Район развития чарнокитовой серии, находящийся в ближайшей связи с районом распространения пород щелочной магмы, характеризуется наличием своеобразной серии щелочно-габбровых образований, большая часть которых является ясно выраженными жильными выделениями.

Все эти породы, часть которых имеет интрузивный габитус, характеризуются сложностью группы цветных компонентов, среди которых наравне с моноклиническим и ромбическим пироксенами играют значительную роль биотит и роговая обманка; плагиоклазовой составной частью служат несколько более кислые представители, чем в нормально-габбровой группе, чаще андезин; из второстепенных минералов наиболее характерным является присутствие апатитовых выделений.

В химическом отношении, как показывает следующая ниже таблица анализов, эта серия характеризуется повышенной кислотностью и повышенным содержанием окиси натрия, при некотором повышении также содержания окиси калия.

В эту группу могут быть отнесены следующие отдельные породы.

Жильное габбро. Серая порода, выходы которой обнажаются в верховьях балки, впадающей с правой стороны в Вали-Тараму против сел. Знаменовского, может быть отнесена к эссекситовым образованиям. Представляет она среднезернистую желтовато-серую породу, в которой макроскопически выделяются комплексы цветных минералов, состоящие из черной матовой роговой обманки и блестящего биотита. Слюда играет значительную роль в строении породы.

Фиг. 15. Взаимоотношение биотита и роговой обманки. a—биотит; c—титанистый железняк; d—роговая обманка; e—апатит.

Под микроскопом преобладают полевые шпаты, но в меньшем количестве, чем в тех образованиях, которые могут быть отнесены к чарнокитовой серии (оливино-пироксеновым сиенитам и адамеллитам). В данной породе цветные минералы играют более существенную роль. Отличием от чарнокитовых пород является также состав полевошпатовых компонентов: плагиоклазы резко преобладают над калиевым полевым шпатом; отсутствует кварц.

Цветные минералы под микроскопом представляют несколько комплексов: одним из наиболее часто встречающихся является срастание кристаллов роговой обманки и биотита. Кроме случаев параллельного срастания обоих минералов наблюдаются включения амфиболового вещества в слюдяной части таких комплексов (фиг. 15). Плеохроизмом резким обладает как слюда (от светложелтого до красно-бурого), так и роговая обманка (от зеленого до светложелтого). При определенном положении комплекса разница в цветах плеохроирующих кристаллов исчезает, и как роговая обманка, так и биотит, кажутся окрашенными в светложелтоватый оттенок.

Все это заставляет предполагать тесный парагенезис: биотит является продуктом частичного замещения амфибола (remplacement) при действии автопневматолитических явлений. В обоих минералах наблюдаются одинакового характера включения титанического железняка.

Кроме того, наблюдается тесный парагенезис между следующими минералами, говорящий также не об одновременном происхождении путем магматической кристаллизации, а о более сложных процессах замещения внутри магнезиально-железистого комплекса в твердом состоянии: преобладает крупное выделение титанистого железняка (c), с которым ассоциированы: a) биотитовые кристаллы и b) оливиновые

образования. Постоянным участником этих двух комплексов является апатит, ассоциирующийся часто с рудными выделениями.

Плагиоклаз встречается в виде крупных кристаллов.

$$\text{В}\left\{\begin{array}{l} Ng - 86^\circ \\ Nm - 82^\circ \\ Np - 9^\circ \end{array}\right. \quad 2V = +84^\circ \text{ плагиоклаз} - \text{№ 40.} \quad \left\{\begin{array}{c} \text{Двойниковый закон} \\ \text{de l'Esterel} - \text{лабрадор-андезин.} \end{array}\right.$$

Наблюдается некоторое колебание состава плагиоклаза, как показывают следующие измерения:

$$\text{В}\left\{\begin{array}{l} Ng = 75^\circ, \text{ № 30; } 2V = -84^\circ; \text{ погасание} - 14^\circ \text{ № 32.} \\ Nm = 20^\circ \text{ Карлсбадский закон.} \\ Np = 75^\circ \end{array}\right.$$

Из оптических констант железисто-магнезиальных минералов можно отметить: роговая обманка $2V = -84^\circ$; погасание $Cn_g = 20^\circ$. Таким образом, минералогический состав породы: плагиоклаз, оливин, роговая обманка, биотит.

Жильный габбро-сиенит. Близкими по петрографической характеристике петрографическими образованиями являются жильные породы серого цвета, связанные с выходами кислых чарнокитов Знаменовского района (балка Вали-Тарама).

Микроскопически, обладая паналлотриоморфной структурой, эти жильные образования характерны по своим железисто-магнезиальным и рудным компонентам, которые образуют постоянный парагенетический комплекс, состоящий из четырех составных частей, играющих различную роль в количественно-минералогическом составе комплекса. В порядке уменьшения количественного значения можно отметить: 1) ромбический и моноклинический пироксен и оливин, 2) титанистый железняк, который обычно находится на периферии оливино-пироксеновых групп и 3) биотитовые образования.

Наблюдается, как правило, срастание ромбического пироксена, обладающего слабым плеохроизмом (бесцветный слаборозоватый), с слабозеленоватым моноклиническим пироксеном типа диаллага ($Cn_g = 38^\circ$; $2V = +56^\circ$). Встречаются крупные биотитовые образования с резким плеохроизмом.

Крупные свежие кристаллы плагиоклазов принадлежат андезину (погасание $\perp$ РМ — 13°, № 30).

По количественным взаимоотношениям обеих групп можно отметить присутствие цветных минералов + титанистый железняк около 40% (в том числе титанистый железняк — 10%).

Как видно из приведенных магматических характеристик, породы данной серии могут быть сопоставлены со следующими породами: эссекситовыми габбро, габбро-сиенитами, мелафирами и андезито-тефитами.

Таблица 25

Габбровая жильная серия

	131	136	168
SiO_2	51.77	53.11	54.84
TiO_2	0.88	1.63	2.30
Al_2O_3	20.63	14.60	17.74
Fe_2O_3	4.23	5.15	2.25
FeO	3.82	6.10	6.53
MnO	0.08	0.11	0.11
MgO	3.26	3.71	1.59
CaO	7.87	7.53	7.06
BaO	—	—	0.06
Na_2O	5.37	4.38	3.90
K_2O	1.07	0.74	1.60
CO_2	—	—	0.69
$H_2O_{-110°}$	—	—	0.26
$H_2O_{+110°}$	1.17	1.34	1.21
P_2O_5	0.37	—	—
Сумма	100.08	100.40	100.14
Аналитик:		В. Молева	

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Породы	RO	SiO_2	$RO:R_2O$	α	β	SiO_2 вес %
131. Эссекситовое габбро	1.51	3.75	2.82	1.63	66.96	51.74
136. *Жильный габбро-сиенит*	2.22	5.22	4.00	2.00	61.67	53.11
168. Андезито-тефрит	1.26	4.99	2.00	2.34	45.28	54.84
	1.38	4.87	1.80	2.17	—	—

Магматические формулы по Озанну

	S	a	c	f	n
131	57.28	4.40	4.66	10.94	8.83
136	60.98	3.45	2.82	13.73	9.00
168	—	—	—	—	—

Таблица 26

Сопоставление жильной габбровой и чарнокитовой серий

Серии		$\frac{CaO}{Na_2O+K_2O}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$
Щелочно-габбровая	Габбро-сиенит	1.90 : 1	9.00 : 1
Щелочно-габбровая	Жильное габбро	1.43 : 1	7.66 : 1
Чарнокитовая	Оливино-пироксеновый сиенит . . .	0.52 : 1	1.19 : 1
„	Нордмаркит	0.29 : 1	1.04 : 1
„	Адамаллит	0.28 : 1	1.15 : 1

Таблица 27

Эссекситовое габбро

	Жильное габбро, Приазовье, балка Вали-Тарама	Габбро Volpersdorf (Bl. Neurode)	Эссексит Kilimandscharo	Эссексит Caldera von La Palma	Эссексит Essex County Salem Neck
SiO_2	51.77	51.88	49.69	48.85	46.99
TiO_2	0.88	1.09	2.13	2.30	2.92
Al_2O_3	20.63	20.40	17.02	16.53	17.94
Fe_2O_3	4.24	0.79	4.28	5.85	2.56
FeO	3.82	4.04	7.34	5.68	7.56
MnO	0.08	0.09	—	следы	следы
MgO	3.26	3.42	3.15	2.95	3.22
CaO	7.87	12.23	6.73	6.51	7.85
Na_2O	5.37	3.65	4.67	5.49	6.35
K_2O	1.07	0.31	2.73	2.91	2.62
P_2O_5	0.37	0.06	0.65	0.83	0.94
H_2O	—	1.06	1 19	1.48	0.65
Потеря при прокаливании	1.17	—	ZrO_2—0.36	S—0.21	—
		—	SO_3—0.30	—	—
Сумма . . .	100.08	99.62	100.24	99.83	99.60
Удельный вес	—	2.763	—	2.786	—
Аналитик:	B. A. Молева	A. Lindner	C. Klüss	A. Eyme	H. S. Washington

Представляет интерес, пользуясь коэффициентами Бреггера, сопоставить отличительные черты магматических характеристик двух серий: жильной габбровой, с одной стороны, и чарнокитовой, с другой. Вычисление соотношений $CaO : Na_2O + K_2O$ и $Na_2O : K_2O$ показывает ясное, характерное разделение на две группы всех этих петрографических образований, связанных в то же время тесно генетически; габбровая жильная группа характеризуется значительным преобладанием CaO над суммой щелочей. Соответствующее отношение колеблется в пределах 1.5 — 2.0. В то же время для чарнокитовой группы это отношение выражается в цифрах 0.3 — 0.5, т. е. наблюдается обратное взаимоотношение — преобладание щелочей над CaO. Еще яснее разделение на две группы видно при сопоставлении для обеих групп отношения $Na_2O : K_2O$; для жильной серии щелочных габбро это отношение является значительным и достигает 8—9; в то время как для чарнокитовых пород отношение $Na_2O : K_2O$ является близким к единице.

II. КОМПЛЕКС ПОРОД ЩЕЛОЧНОЙ МАГМЫ [1]

Наибольший и своеобразный интерес всей приазовской петрографической провинции, по сравнению с отдельными крупными участками Украинского щита, придает входящий в состав Мариупольского района комплекс пород щелочной магмы, представленный разнообразно как серией массивных пород, к которым нужно отнести щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и мариуполиты с их разновидностями, обусловленными текстурными и минералогическими особенностями, так и серией жильных образований.

Среди последних можно различать несколько петрогенетических серий. Основную группу, наиболее тесно как геологически, так и петрографически связанную с щелочным массивом, составляют разнообразные щелочные и ультращелочные пегматиты. Кроме того, в жильную фацию входят связанные более сложными диференциационными отношениями с щелочным массивом: сравнительно широко распространенная лампрофировая жильная серия, а также та группа жильных образований, преимущественно района Грузского Еланчика, которая по аналогии с районом Осло может быть выделена в грорудит-сельвсбергитовую серию.

Основой для более дробной систематизации отдельных разностей, входящих как в массивную, так и в жильную фацию, является изучение, с одной стороны, количественно-минералогических соотношений между бесцветными компонентами: щелочными полевыми шпатами и нефелином, а, с другой,—своеобразие и сложность цветных щелочно-железисто-магнезиальных минералов. Среди последних мы находим не только представителей обычных щелочных пироксенов и амфиболов, как эгирин-авгит,

[1] Находящийся в тесной генетической связи с щелочным комплексом комплекс кислых пород (граниты) здесь не описывается, ввиду описания его в I части В. И. Лучицкого

эгирин, и различных типов щелочных роговых обманок, как гастингсит, баркевикит и др., но и своеобразные новые минералогические виды, которые отражают на себе своеобразие геохимической обстановки формирования мариупольского щелочного массива. Детально изученные И. А. Морозевичем, открывшим мариуполиты в 1898 г., эти новые виды минералов, как флювиотарамиты, отчасти тарамиты, близкие к гастингситам, подчеркивают характерные свойства восточной части Украинской кристаллической полосы. Описание представляется целесообразным расположить в следующей последовательности.

КОМПЛЕКС ПОРОД ЩЕЛОЧНОЙ МАГМЫ

Фация массивных пород

I. Щелочные сиениты
- 1. Авгитовые
- 2. Тарамитовые (гастингситовые)
- 3. Графитовые

Кварцевые щелочные сиениты (нордмаркиты)

II. Нефелиновые сиениты (фойяиты)
- 1. Тарамитовые (гастингситовые)
  - a) лейкократовый тип
  - b) меланократовый тип
- 2. Эгириновые

III. Мариуполиты . . . .
- 1. Меланократовые
- 2. Промежуточные
- 3. Лейкократовые

Фация жильных пород

I. Щелочно-пегматитовая серия
- 1. Микронордмаркиты
- 2. Щелочные пегматиты
  - a) микроклино-эгириновый тип
  - b) микроклино-тарамитовый (гастингситовый)
- 3. Ультра-щелочные пегматиты
  - a) альбито-нефелиновый тип
  - b) эгирино-нефелиновый тип
  - c) нефелино-содалитовый тип

II. Горудит-сельвсбергитовая серия
- 1. Кварцевые тингуаиты
- 2. Сельвсбергиты

III. Лампрофировая серия
- 1. Мончикиты
- 2. Камптониты

IV. Апатито-флюоритовые пневматолиты

Щелочные и кварцево-щелочные сиениты

Щелочные сиениты, имеющие столь большое генетическое значение для выяснения природы щелочных и ультра-щелочных образований Приазовья, тесно геологически связаны с кварцевыми щелочными сиенитами, в которые они постепенно переходят, образуя одну петрогенетическую серию. Районами распространения щелочных сиенитов и их более кислых разновидностей являются: северный район (изученный И. А. Морозевичем, А. С. Гинзбергом и Л. Ф. Айнберг), занимающий пространство между верховьями балки Вали-Тарама и Восточного Кальчика в районе сел. Октябрьского (б. Сретенского), сел. Калинина

(б. Архангельского), балок Деменикова и Дехтерева; и южный (изученный П. И. Лебедевым),[1] занимающий район Кальчика между сел. Чердаклы и хутором Мацоковым.

а) Нордмаркиты (кварцевые щелочные сиениты) северного района

Кварцевые щелочные сиениты (нордмаркиты) представляют, по мнению А. С. Гинзберга, „постепенный переход от щелочных гранитов к сиенитам и нефелиновым сиенитам", будучи макроскопически очень близки к крупнозернистым красным пироксено-амфиболовым гранитам. Главными минералами являются микроклин-пертит, альбит ($\perp M - 13°$).

Щелочная роговая обманка двух типов: 1-я гастингситоваго типа, которая обладает $Ng - Np = 0.003$; плеохроизм: зеленовато-желтый, темносиний, зеленовато-синий; голубовато-синяя плеохроичная обманка является второй разновидностью. Обычно присутствуют апатит и циркон.

б) Щелочные сиениты северного района

Айнберг и Морозевич довольно согласованно выделяют следующие типы:

1. Авгитовый сиенит (Морозевич) или пироксено-амфиболовый сиенит (Айнберг).
2. Тарамитовый щелочной сиенит (Морозевич) или гастингситовый (Айнберг).
3. Графитовый сиенит.
4. Эгириновый сиенит (Морозевич).

Кроме этих двух главных типов мариупольских шелочных сиенитов, характеризуемых ниже и химически, указанными авторами отмечается существование некоторых подразделений внутри указанных групп. Так, Морозевичем описывается ленточно-чечевицеобразное габбро, которое в текстурном лишь отношении отличается от близкого ему авгитового типа щелочных сиенитов. С другой стороны, Айнберг вводит дробное подразделение типа гастингситовых сиенитов на основании различия в характере гастингситовой роговой обманки: 1-й подтип—гастингсит параллельно-симметрический, плоскость оптических осей (010) и 2-й подтип — гастингсит нормально-симметрический, плоскость оптических осей (010). Различия этих двух подтипов в условиях генезиса, по мнению автора, следующие: 1-й подтип характерен для контактных зон с основными породами, в то время как 2-й характеризует мелкие шлировые образования, включенные в пироксено-амфиболовые сиениты.

Ввиду тесного петрографического взаимоотношения между щелочными сиенитами и мариуполитами интересны обнажения пород щелоч-

[1] Данные по исследованию пород южного района помещаются ниже.

ного комплекса по балке Лисьей (район сел. Лазаревки), где имеются данные о своеобразном шлировом включении мариуполитовых образований внутри щелочных сиенитов. Здесь же наблюдаются постепенные переходы между щелочными и кварцево-щелочными дериватами.

Указанные главные разности щелочных сиенитов кратко могут быть характеризованы следующим образом.

1. Авгитовый тип. Зернисто-зубчатая структура (texture grenue-dentelée—Морозевич; interdented texture—Pirson); преобладает значительно микроклин-микропертит.

Авгит зеленый $2V = 84°$; $\beta = 1.7$; угол погасания (010)=18—20°; плеохроизм: Ng — темнозеленый; Nm — желтовато-коричневый; Np — зеленый; схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. Авгит имеет следующий состав, характеризующийся высоким содержанием TiO_2, заставляющий его отнести к типу титан-авгитов.

Таблица 28

Окислы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Вес в %	48.22	4.34	следы	5.70	10.45	1.71	7.05	19.14

Окислы	Na_2O	K_2O	$H_2O_{-105°}$	$H_2O_{+105°}$	F	Сумма	Удельный вес
Вес в %	2.28	0.27	0.07	0.73	0.35	100.31	3 470

Состав авгита: $Me\,SiO_3$ . . . . . 76 %
$Na_2R_2(SiO_3)_4$ . . . 14 „
$(OH, F)\,Mg_2\,Si\,O_4$. 10 „
100 %

$Me = Fe''$, Mn, Ca, Mg

Эгирин-авгит. $2V = +64 - 65°$; $\angle Ng\,(001) = 76 - 82°$; Ng—травянозеленый. Np—желтый; $Ng - Np = 0.034 - 0.041$.

Гастингсит (тарамит)—присутствует тип 1 В (Айнберг) как в форме светлой, так и темной разновидности, обладающих следующим плеохроизмом:

	Ng	Nm	Np
темная разновидность	буро-зеленый	темнозеленый	буровато-желтоватый
светлая разновидность	зеленовато-буроватый с лиловым оттенк	зеленый	

Титанит в виде каемок приурочен к магнетиту, выделения которого группируются вместе с пироксеновыми и гастингситовыми кристаллами.

Аксцессорные минералы: циркон, апатит, флюорит.

2. Тарамитовый (гастингситовый) тип включает в себе некоторые вариации, так как наблюдаются как лейкократовые разности с порфировидным микроклин-пертитом, между кристаллами которого располагается мелкозернистая масса альбитовых кристалликов, так и меланократовые разности.

Щелочные сиениты этого типа, с одной стороны, дают переходные разности к авгитовому типу, с другой,—можно выделить самостоятельную ветвь тарамитовых щелочных сиенитов, которая характеризуется содержанием первичного гастингсита, обладающего параллельным положением плоскости оптических осей и отсутствием или слабой дисперсией биссектрис.

Настоящий тип щелочных сиенитов можно считать также переходным к нефелиновым сиенитам, в которые они могут переходить при содержании нефелина и увеличивающейся роли альбитового компонента.

3. Графитовый тип. Представляет собой интерес существования того типа щелочных сиенитов, в котором начинают играть роль минерального компонента графитовые образования. Графит дает ряд различных по своей морфологии кристаллических образований: с одной стороны, имеются разновидности сиенитов, где листочки графита и микроклиновые образования равномерно образуют главные компоненты породы, с другой,—наблюдается мезостатическое скопление графитовых выделений; кроме того имеются более сложные формы кристаллизации графита, связанные, повидимому, с своеобразным типом пневматолитического генезиса. В этой разности наблюдается кристаллизация апатита.

4. Эгириновый тип является, повидимому, переходным к мариуполитовым членам щелочного комплекса и может считаться более характерным в качестве жильного типа.

Количественный минералогический состав может быть иллюстрирован по данным Морозевича.

Таблица 29

	Ab	Or	Авгит	Эгирин	Тарамит	Графит	Акц. мин.
1. Авгитовый тип	50.0	36.0	10.0	—	—	—	4.0
	55.0	25.0	15.0	—	—	—	5.0
2. Тарамитовый „	50.0	36.0	—	—	10.0	—	4.0
3. Графитовый „	60.0	30.0	—	1.0	—	9.0	—

в) Кварцевые щелочные сиениты (нордмаркиты) южного района

Породы этого типа значительно распространены по р. Кальчику как в районе сел. Чердаклы, так и южнее хутора Мацакова. Внешне это розовые сиенитовые породы, обладающие то равномерно-зернистой

структурой, то „полосатой", причем параллельно ориентированными являются: полевые шпаты и цветные компоненты.

Главными породообразующими минералами являются:

1. Преобладают кристаллы микроклина, дающего преимущественно микропертитовые образования, а также отдельные ленты альбита.

2. Плагиоклазовые кристаллы совершенно свежи. В разрезах ⊥ M (в симметричной зоне) встречаются углы погасания 6°—10°30′, что отвечает олигоклазу.

3. Кварцевых образований с неправильными контурами, местами заполняющих промежутки между ранее выделившимися минералами, немного. В некоторых участках кварц выделяется в форме небольших линз, в других заполняет пространство между кристаллами роговой обманки.

Цветные минералы, среди которых присутствуют и щелочные разности, представлены довольно разнообразно.

4. Пироксены в виде крупных вытянутых кристаллов с крайне неправильными контурами зеленоватого цвета. Плеохроизм выражен слабо: зеленоватый — слабожелтоватый.

Полисинтетически двойниковое строение. Направление двойниковых пластинок перпендикулярно общей вытянутости кристаллов. Погасание косое как по направлению длинной оси кристаллов, так и направлению двойникового шва.

5. Гастингсит (тарамит). Большие неправильные кристаллы диаллага по периферии обросли кристаллическими образованиями интенсивно синего минерала, местами дающего тонкую оторочку, местами же образовавшего довольно широкие табличатые кристаллы. Резкий плеохроизм: зелено-желтоватый до светложелтого, синий. Иногда щелочной амфибол не только окаймляет, но и врезывается своими отростками в пироксеновое вещество. Имеются также включения этого минерала внутри широких кристаллов диаллага.

В некоторых участках шлифов взаимоотношения сине-зеленого гастингсита и диаллага говорят за возможность метаморфического его происхождения в ранней стадии за счет переработки пироксена.

6. Зеленая роговая обманка с плеохроизмом: зеленый—бурый оттенок до полной абсорбции. Имеются крайне похожие на эту роговую обманку выделения, не действующие на поляризованный свет и непрозрачные. Очевидно продукты превращения. Сама роговая обманка, повидимому, также не первична, так как имеются кристаллы пироксена, в которых периферическая часть превращена в этот зеленый амфибол.

7. Желтый минерал с плеохроизмом, меняющим интенсивность окраски до буроватого. Генетически связан, повидимому, с щелочным амфиболом (гастингсит).

8. Апатит в виде столбчатых и игольчатых кристаллов, включенных в другие минералы.

9. Имеется также незначительное количество оранжево-бурых образований, повидимому, иддингсита, являющегося продуктом метаморфизации по оливину.

Можно отметить значительную аналогию этих выходов кварцевых щелочных сиенитов по Кальчику с гораздо более северными, описанными А. С. Гинзбергом.[1] Последние находятся в районе пересечения дороги на Хлебодаровку с балкой Вали-Тарама за сел. Октябрьским (б. Сретенкой), т. е. на расстоянии до 10 км.

Таблица 30

Щелочно-сиенитовая-нордмаркитовая серия

	Щелочные сиениты				Нордмаркиты (кварцевые щелочные сиениты)	
	Авгитовый	Тарамитовый		Графитовый		
SiO_2	63.35	64.61	58.30	59.25	63.96	62.39
TiO_2	0.50	0.80	1 09	0 49	0.19	0.56
ZrO_2	—	—	—	—	—	0.17
Al_2O_3	16.25	16.35	15.72	17.26	16.28	16.87
Fe_2O_3	2.86	2.02	2.00	0.31	3.80	2.36
FeO	1.48	1.28	7.61	0.07	1.68	3.60
MnO	0.16	0.05	0.21	—	0 12	0.13
MgO	0.32	0.97	0.42	0.07	0.23	0..3
CaO	2.20	0.74	2.45	0.16	1.99	2.04
BaO	—	—	—	—	—	0.28
Na_2O	6.32	6.04	4.97	6.85	4.95	4.36
K_2O	6.00	6.36	5.45	4.88	6.06	5.81
F	0.09	0.36	—	0.02	—	следы
$H_2O_{-110°}$	0.11	0.20	0 41	0.11	0.18	—
$H_2O_{+110°}$	0.37	0.49	1.59	1.65	0.89	1.01
P_2O_5	0.20	0.25	—	следы CO_2—9.37	—	следы
Сумма	100.21	100.52	100.22	100.50	100.35	100.01
Аналитик:	И. Морозевич		М. Селютина	И. Морозевич	А. Гинзберг	В. Егоров
Автор:	„		Л. Айнберг	И. Морозевич	А. Гинзберг	П. Лебедев

[1] А. С. Гинзберг. К петрографии Приазовской кристаллической полосы. 1916 стр. 304—309.

В отношении химического состава нельзя подметить особой разницы между теми химическими разностями, которые дают в минералогической своей характеристике щелочные сиениты, и теми, которые являются нордмаркитовыми разностями. Более существенным различием является соотношение между N_2O и K_2O. В щелочных сиенитах наблюдается большею частью некоторое преобладание Na_2O над K_2O, в то время как нордмаркиты характеризуются определенным преобладанием K_2O.

Таблица 31

Магматическая характеристика щелочных сиенитов (нордмаркитов) по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

	$\overline{RO}$	SiO_2	$\frac{R_2O}{RO}$	α	β	Авторы
Щелочной сиенит . . .	1.74	5.84	1.2	2.48	46.60	И. А. Морозевич
Щелочной сиенит (нордмаркит)	1.25	5.75	1.25	2.69	39.13	П. И. Лебедев
Щелочной сиенит с авгитом	1.33	6.00	2.28	2.77	38.83	И. А. Морозевич
Щелочной сиенит . . .	1.17	5.94	2.18	2.85	—	А. С. Гинзберг
„ „ с тарамитом	1.28	6.28	3.20	2.93	36.30	И. А. Морозевич
Щелочной сиенит с эгирином	1.02	5.88	—	2.92	34.35	„ „ „
Щелочной сиенит с графитом	0.97	5.79	—	2.92	34.20	„ „ „

Магматические формулы по Озанну

	S	a	c	f	n	Авторы
Щелочной сиенит . . .	72.76	14.70	0.0	5.3	8.9	И. А. Морозевич
Щелочной сиенит (нордмаркит)	71.25	9.66	2.80	7.54	5.09	П. И. Лебедев
Щелочной сиенит с авгитом	72.01	12.64	0.0	7.36	6.40	И. А. Морозевич
Щелочной сиенит . . .	73.15	12.44	1 34	6.22	5.54	А. С. Гинзберг
„ „ с тарамитом	73.40	13.80	0.0	6.20	6.09	И. А. Морозевич
Щелочной сиенит с эгирином	74.54	14.20	0.0	5.80	—	„ „ „
Щелочной сиенит с графитом	74.51	18.70	0.30	1.00	6.80	„ „ „

Сравнительное рассмотрение магматических характеристик щелочных сиенитов и нордмаркитовых разностей показывает крайне близкую между ними аналогию.

Интересным представляется сопоставить с щелочными сиенитами и кварцево-щелочными их дериватами те жильные образования, которые, как, например, в Полковой балке, имеют значительное развитие, образуя довольно мощные жилы (до 5 м). Эти жильные образования по сравнению с щелочными сиенитами обладают большей кислотностью и меньшим содержанием щелочей, дающими обратное соотношение с щелочно-земельными окислами ($RO > R_2O$).

г) Жильные микронордмаркиты

Играющий значительную роль в жильной серии пород Кальчика нордмаркит дает сравнительно мощные жильные образования, до 7—6 м. Порода представляется темным мелкозернистым образованием и под микроскопом обладает гипидиоморфной структурой. При полном аллотриоморфизме всех составных частей имеются лишь резко идиоморфные кристаллы оранжево-желтого минерала.

Главным породообразующим минералом породы является щелочная зеленая роговая обманка арфведсонитового типа, которая образует неправильные табличатые кристаллы с одной системой трещин спайности и крайне неправильными, разорванными контурами.

Погасание $Cn_g = 35°$.

Плеохроизм темнозеленый, желтовато-зеленоватый (серый).

Особенности арфведсонитовой роговой обманки указывают на вторичный ее характер. Не является ли она продуктом первичной щелочной роговой обманки другого типа? В близкой по минералогическому составу породе окрестностей Осло—сельвсбергите (vom See Farriswand) описывается катафоритовая роговая обманка с арфведсонитовой краевой зоной. Не является ли порода Приазовской полосы окончательной стадией такого процесса?

Соотношение этих поврежденных изъеденных кристаллов амфибола с полевыми шпатами таково, что дает впечатление разрыва в отношении времени их кристаллизации. Амфиболовые кристаллы были повреждены и затем уже сцементированы бесцветными минералами.

Оранжево-желтый минерал обладает характерным игольчато-призматическим габитусом.

Погасание прямое.

Плеохроизм резкий, оранжево-бурый, яркожелтый.

Минерал этот образует группы пересекающихся между собою кристаллов или же внедряясь рассекает табличатые выделения роговой обманки; изредка наблюдается обрастание щелочного амфибола этими

характерными кристаллами. Оранжево-желтый минерал по времени кристаллизации ближе к полевым шпатам, так как он рассекает амфиболовые образования и в то же время отличается от полевых шпатов большими кристаллизационными скоростью и способностью.

Бесцветные минералы являются последними продуктами кристаллизации, образующими тонкозернистую смесь, заполняющую промежутки между более крупными цветными минералами. В состав этой группы входят полевые шпаты и кварцевые зерна. Последние обладают более идиоморфным характером.

Интересными составными частями этой жильной породы являются крупные комплексы кварца и микроклина с пертитовыми лентами альбита, играющие роль не порфировидных вкрапленников, а интрателлурических включений, или „минеральных ксенолитов". Соотношение между частями этого комплекса следующее: кристаллы кварца обычно оплавлены и погружены в более крупные микроклиновые кристаллы. Последние часто окружены довольно широкой альбитовой каймой. Вероятна вторичная альбитизация.

Таблица 32

Жильные микронордмаркиты

Микронордмаркиты

	№ 45	№ 152
SiO_2	67.04	66.99
TiO_2	0.72	0.66
Al_2O_3	12.56	12.58
Fe_2O_3	1.39	2.84
FeO	6.17	5.37
MnO	0.11	0.08
MgO	0.38	0.28
CaO	2.17	2.49
BaO	0.13	—
Na_2O	3.05	3.08
K_2O	5.04	4.52
$H_2O_{-110°}$	—	0.11
$H_2O_{+110°}$	1.29	0.78
P_2O_5	0.19	—
Сумма	100.24	99.78
Аналитик	В. Молева	

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

№№	Породы	$\overline{RO}$	SiO_2	$RO : R_2O$	α	β	SiO_2 вес. %
45	Микронордмаркит .	1.81	8.42	1.32	3.50	33.37	67.04
152	» .	1.60	7.88	1.30	3.43	32.99	66.99

Магматические формулы по Озанну

№№	Породы	S	a	c	f	n
45	Микронордмаркит	74.73	8.02	1.57	10.41	4.80
152	»	74.49	7.51	1.95	10.54	5.03

2. Нефелиновые сиениты (фойяиты).

На полпути между сел. Калинино и сел. Октябрским, по правому берегу балки Вали-Тарама, встречаются выходы нефелиновых сиенитов. Больших обнажений нет. Площадь распространения невелика.

А. С. Гинзберг, характеризуя эту породу, указывает, что намечавшаяся в щелочных сиенитах тенденция к сланцеватости выражена резко в нефелиновых сиенитах, приобретающих гнейсовидный характер не только вследствие вытянутости цветных минералов, но также и полевошпатовых кристаллов, отчасти и нефелина. В то же время имеются выходы с типичным зернистым строением. Среди нефелиновых сиенитов Вали-Тарама встречаются две главные разновидности: темносерая, более мелкозернистая и лейкократовая, крупнозернистая. Необходимо отметить, что обе эти разновидности не отличаются равномерностью структуры.

В первой (темносерой) встречаются более крупные выделения роговой обманки; лейкократовые же нефелиновые сиениты отличаются не столько неравномерностью отдельных минеральных видов, сколько существованием в породе различных участков, различающихся между собою крупностью зерна. В пределах же таких участков слагающие его минералы — микроклин, плагиоклаз, нефелин, щелочные роговые обманки, эгирин—представлены кристаллами одного и того же размера.

1-я разновидность—меланократовый, темносерый (почти черный) нефелиновый сиенит характеризуется макроскопически блестящими кристаллами черной роговой обманки и неравномерно распределенными группами свежих полевых шпатов и нефелина.

Под микроскопом структура гипидиоморфно-зернистая, причем среди однородной „основной“ массы выделяются крупными размерами

кристаллы микроклина, достигающие 3 мм × 1.4 мм. Значительная же часть микроклиновых образований однородна с полевошпатовыми и нефелиновыми кристаллами, не превышающими по длине 1.3—1.5 мм, в то время как выделения роговой обманки основной массы несколько меньше, 0.8 — 0.2 мм. Замечается ориентированность в строении породы, выражающаяся в стремлении к параллельному расположению своими длинными осями почти всех породообразующих минералов.

При общем аллотриоморфизме почти всех минералов, первой по времени выделения является полевошпатовая группа. Для роговообманковых же кристаллов характерной является крайне неправильная, иногда червеобразная форма выделения.

Химический состав породообразующих минералов фойяитов и их оптические константы изучены Морозевичем и Айнберг.

1. Микроклин-пертит. Крупные кристалы с пертитовым выделением альбита. Исключительно крупнорешетчатая структура кристаллов Наблюдаются включения обоих типов роговой обманки. Замечается приуроченность альбитовых образований или к краям кристаллов, или к включениям амфибола. Характерно окружение нескольких как бы оплавленных кристаллов роговой обманки альбитовым веществом.

Состав микропертита по Морозевичу Or_{67}, Ab_{33}; удельный вес 2.574, альбит относится к №№ 1—4.

Нефелин. Крупные неправильные кристаллы, отличающиеся свежестью. Отсутствуют следы цеолитизации или канкринитизации. В химическом отношении состав нефелина отвечает следующим соотношениям: $4\ Na_2\ Al_2\ Si_2\ O_8 + K_2\ Al_2\ Si_3\ O_{10}$.

Натролит оптически положителен: $2V =$ от $-54°$ до $-57°$; $Ng - Np = 0.011$.

Канкринит оптически отрицателен: $Ng - Np = 0.027$; увеличение содержания канкринита ведет к образованию новой разности, которая может быть названа канкринитовым фойяитом.

Флюорит является постоянным минеральным компонентом нефелиновых сиенитов, достигая иногда значительного количества.

Щелочная роговая обманка. Наиболее характерным и интересным для нефелиновых сиенитов является разновидность щелочных роговых обманок, которые Гинзберг и Айнберг относят к гастингситу, а Морозевич, основываясь на детальных химических и оптических исследованиях, считает возможным выделить в особый вид тарамитов, причисляя в то же время к гастингситовому типу.

Макроскопически тарамит представляет короткие призмы черной роговой обманки с легким голубоватым оттенком.

Оптическая ориентировка и оптические константы тарамитов сосредоточены на табл. 33.

Плоскость оптических осей лежит $\perp$ (010); оптическая ориентировка: с кристаллографической осью y совпадает ось Ng.

Таблица 33

		По Морозевичу	По Айнберг
Углы погасания		На плоскости (010) — 14° (красный цвет) На плоскости (010) — 15° (желтый „) На плоскости (010) — 18° (фиолетовый цвет)	15—17°
2 V		—	От 0 до 35°
Ng		Больше 1.656	1.711
Np		—	1.695
Ng—Np		Слабое	0.017
Плеохроизм	Ng	Темнозеленый *	Зелено-бурый
	Nm	Зелено-голубоватый	Зеленый до темно-зеленого
	Np	Светложелтый	Светлобуроватый
Схема абсорбции		Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np

По сводке Айнберг, близкие по оптике щелочные роговые обманки описаны были: Graham'ом щелочной амфибол из нефелиновых сиенитов Онтарио, Quensel'ем роговая обманка из Умптекита, Almunge, Hintse из гранитов Камеруна.

В *меланократовых фойяитах наблюдается усложнение в составе* цветного компонента, так как тарамитовая составная часть обрастает плеохроичным эгирином: в лейкократовой разновидности можно наблюдать обрастание гастингсита зоной зелено-бурого пироксена, с постепенным замещением амфиболового вещества.

В *отношении особенностей химического состава отмечаемой им* новой разновидности щелочных роговых обманок Морозевич считает характерным, что количество новой метасиликатовой части достигает до 63%, что среди окислов двувалентных элементов преобладает окись железа, и особенно свойственным этим представителям гастингситового типа *является повышенное содержание* H_2O, *достигающее* свыше 3.0%. Температура плавления тарамита около 1000°.

Лепидомелан встречается в тарамитовых нефелиновых сиенитах, обладающих трахитоидной структурой. В тех же разновидностях наблю-

далось присутствие циркона и редкоземельных пирохлора и бекелита, которые играют более существенную роль по Морозевичу в ультращелочных образованиях массива—в мариуполитах.

Таблица 34

	Тарамиты (гастингситы)		
	I	II	III
SiO_2	37.51	38.81	37.78
TiO_2	0.73	1.07	0.73
Al_2O_3	8.50	9.23	10.63
Fe_2O_5	11.41	11.94	8.56
FeO	23.21	21.72	24.46
MnO	1.70	0.64	0.67
MgO	0.56	0.47	0.51
CaO	7.91	6.87	8.02
Na_2O	3.79	4.76	2.99
K_2O	2.10	2 24	2.06
$H_2O_{-110^\circ}$	0.33	0.18	—
$H_2O_{+110^\circ}$	2.32	2.19	3.13
F	0.14	0.13	—
Сумма	100.21	100.30	99.54
	$-0=F_2$		
	100.15	100.25	—
Удельный вес	3 4761	3.4389	—

Минералогический состав I тарамита

$[(OH,F)_2 R_2O]'' SiO_3$	22.50 %
$[Na_2 (Mg,Fe) R_2O_4] SiO_3$	8.6
$[(OH,F) Mg]'' SiO_3$	5.64
$Me'' SiO_3$	63.26
	100.00 %

Минералогический состав II тарамита

$[(OH)_2 R_2O]'' SiO_3$	25.17 %
$[Na_2(Mg,Fe) R_2O_4] SiO_3$	8.72
$Na_2R_2 (SiO_3)_4$	3.00
$Me'' SiO_3$	63.11
	100.00 %

Me = Fe″, Mn, Mg, Ca, K_2
R = Al, Fe‴.

I — тарамит из трахитоидного фойяита
II — „ „ плотного фойяита
} И. А. Морозевич

III — гастингсит группы В; Л. Ф. Айнберг

Таблица 35

Количественно-минералогический состав

Типы	Гастингситовый (тарамитовый)				Эгириновый
	Лейкократовый		Меланократовый		
	I	II	III	IV	V
Микроклин-пертит		56.3		53.30	
Полевошпат. К-ый	32.0	—	23.0	—	20.0
Полевошпат. Na-ый	20.0	1.1	31.0	1.00	30.0
Нефелин	30.0	36.0	21.0	31 30	30.0
Тарамит (гастингсит)	14.0	6.6	20.0	1.40	15.0
Эгирин	—	—	—	—	20.0
Минералы акц.	4.0	—	5 0	—	50.0
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Породы I, III, V — минералогический состав вычислен по химическому составу. И. А. Морозевич.

Породы II и IV — минералогический состав подсчитан линейным способом. Л. Ф. Айнберг.

Количественный минералогический состав этой группы нефелиновых сиенитов не является особенно характерным в смысле резкого разграничения на лейкократовый и меланократовый типы.

Две главные разновидности фойяитовой магмы Приазовья, отразившиеся на формировании лейкократового и меланократового типа, были исследованы в 1921—1923 гг. (П. И. Лебедевым), и данные анализов сопоставлены на табл. 36 с анализами И. А. Морозевича.

Некоторая устойчивость главных типов фойяитов серии Мариупольского массива достаточно обосновывается имеющимся химическим материалом. Две группы анализов (И. А. Морозевича и П. И. Лебедева), полученных для этих вариирующих в минералогическом и химическом отношениях пород, указывают точно так же, как и микроскопическое изучение Л. Ф. Айнберг, на существование двух определенных типов гастингситовых нефелиновых сиенитов. Меланократовый тип, соответственно с усилением значения цветных компонентов, обладает несколько большим коэффициентом $\overline{RO}$ и меньшим отношением $R_2O:RO$. Эгириновый тип фойяитов является также ясно выраженным в отношении своих химических особенностей: он обладает бо́льшим коэффициентом

Таблица 36

Фойяитовая серия

	Гастингситовые фойяиты				Эгириновые
	Лейкократовый тип		Меланократовый тип		
	I	II	III	IV	V
SiO_2	56.10	54.57	53.90	55.92	54.32
TiO_2	0.18	0.56	0.22	0.53	0.30
Al_2O_3	21.44	20.32	21.46	18.57	18.27
Fe_2O_3	1.43	3.53	1.88	2.08	6.13
FeO	3.82	3.15	5.22	4.29	0.81
MnO	0.22	0.21	0.34	1.27	0.27
MgO	0.34	0.26	0.41	0.12	0.27
CaO	1.60	1.67	2.10	2.05	2.03
BaO	0.02	—	0.07	—	—
Na_2O	8.92	8.78	8.71	7.97	9.66
K_2O	5.30	5.85	5.20	5.77	4.87
ZrO_2	0.01	0.08	0.06	—	—
P_2O_5	—	—	—	0.10	—
Nb_2O_5	0.01	—	—	—	—
Ce_2O_3	0.06	—	—	0.03	—
F	—	—	—	0.09	0 13
$H_2O + 110°$	0.95	—	0.88	0.83	1 88
Сумма	100.40	99.88	100.45	99.79	99.71
Аналитик:	В. Молева	И. Морозевич	В. Молева	И. Морозевич	И. Морозевич
Автор:	П. Лебедев	И. Морозевич	П. Лебедев	И. Морозевич	И. Морозевич

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

		$\overline{RO}$	SiO_2	$RO : R_2O$	α	β
Лейкократовый	I	1.34	4.27	2.1	1.97	54.80
	II	1.36	4.14	2.2	1.87	58.21
Меланократовый	III	1.45	4.05	1.56	1.82	55.55
	IV	1.57	4.79	1.63	2.09	53.65
Эгириновый	V	1.24	4.19	3.50	2.92	53.46

Магматические формулы по Озанну

		S	a	c	f	n
Лейкократовый	I	64.21	12 86	0.57	6.57	7.19
	II	63.63	12.33	0	7 67	—
Меланократовый	III	61.84	11.37	0.77	7.86	7.18
	IV	65.00	11.36	0	8.64	—
Эгириновый	V	65.45	11.93	0	8.07	—

кислотности, доходящим почти до 3, точно так же для него характерно максимальное превышение R_2O над RO. Интересным также является для эгиринового типа нефелиновых сиенитов обратное, чем для гастингситовых фойяитов, соотношение окислов железа: в нем значительно преобладает Fe_2O_3 над FeO, в то время как гастингситовый тип характеризуется *или равным отношением, или даже значительным превышением* закисного железа над окисным.

Таким образом, в согласии с особенностями минералогического не только качественного, но и количественного состава, а также химических особенностей, рассматриваемую группу щелочных пород можно сгруппировать:

Тарамитовые (гастингситовые) *нефелиновые сиениты (фойяиты)*: 1) лейкократовый тип; 2) меланократовый тип.

Эгириновые нефелиновые сиениты.

Интересно отметить, что по своей химической характеристике приазовские нефелиновые сиениты могут быть сопоставлены не с теми нормальными типами нефелиновых сиенитов, которые выделены Brögger'ом, т. е. *фойяитами и дитроитами, а со значительно уклоняющимся типом—*

Таблица 37

	Na_2O / K_2O	Общее содержание щелочей	CaO
Нефелиновые сиениты Вали-Тарама (меланократовый тип)	2.55	13.91	2.11
Нефелиновые сиениты Вали-Тарама (лейкократовый тип)	2.55	14.22	1.60
Лаурдалиты N. V. Löve	2.40	10.23	3.03
„ Pollen	2.54	12.51	3.15
Нефелиновые сиениты Red Hill Hillebrand .	2.00	—	—
„ „ Ditro, Fellner	2.07	—	—

лаурдалитом, с которым наши породы сходны по соотношению K_2O и Na_2O, по несколько пониженому общему содержанию щелочей. Содержание CaO тоже несколько выше содержания этого окисла в некоторых нефелиновых сиенитах, например, Забайкалья (нефелиновые сиениты рр. Цита и Ангары). Для сопоставления с норвежскими породами на табл. 37 приведены характерные в этом отношении данные.

3. Мариуполиты

Наиболее своеобразной горной породой мариупольского щелочного массива является, названная Морозевичем мариуполитом порода, представляющая исключительный интерес в петрологическом и геохимическом отношениях.

Открытая Иваницким в 1833 г., она была принята за роговик; включенные в мариуполите цирконовые кристаллы были описаны Германом под названием ауэрбахита ввиду отклонения их от циркона по химическому составу. Изучавшим впоследствии породу акад. Еремеевым было определено в ней присутствие альбита и эгирина.

Впервые петрографический диагноз породы с точным изучением химических и физических свойств, входящих в ее состав минералов, дал И. А. Морозевич (1901) на основании исследований 1898 г. В первой своей статье им указывается, что область развития этих пород занимает около 12—15 км^2 и что „элеолито-сиенитовые породы залегают в виде большой штокообразной массы среди амфиболового гранита и гранитита. Отношение элеолитового сиенита к пироксениту очень тесное: обе породы переплетаются друг с другом постоянно, образуя очень пеструю шлировую картину... На своей периферии штокообразная масса дает апофизы в виде жил, резко иногда обособленных". Появившиеся после большого промежутка времени работы А. С. Гинзберга (1916), Л. Ф. Айнберг (1933) и в особенности чрезвычайно богатая данными химического и оптического исследования работа самого Морозевича (1929)—„Mariupolit u jego krewniaki" окончательно выяснили своеобразное положение мариуполитов в систематике щелочных пород и дали исчерпывающую характеристику слагающих их щелочных минералов. Ввиду существования ряда разновидностей мариуполитов, различающихся как в текстурном отношении, так и в отношении качественного минералогического состава, представляет интерес привести классификационные группировки, даваемые Гинзбергом, Морозевичем и Айнберг.

Гинзберг отмечает при значительном разнообразии в структурном и минералогическом отношении два крайних типа: 1-й—лейкократовый, названный цирконовым мариуполитом, и 2-й главный вариационный тип—меланократовый. Кроме того, им выделяется тип содалитовых мариуполитов.

Те разности, на основании детальных анализов которых дается химическая и количественно-минералогическая характеристика мариупо-

литов, выделены Морозевичем в следующие разности, причем им учитываются как текстурные особенности, так и содержание второстепенных минералов: 1) лейкократовый тип—ленточный мариуполит, 2) гнейсовидный—мариуполит с цирконом, 3) мелкозернистый—мариуполит с содалитом и канкринитом, 4) порфиритовый—мариуполит с лепидомеланом, 5) порфиритовый—мариуполит с бекелитом, 6) крупнозернистый, нормальный мариуполит, 7) меланократовый—мариуполит с микропертитом и, наконец, 8) компактный—фонолитовый мариуполит.

Изучение мариуполитовых разностей Айнберг, указывающее, „что один и тот же минералогический тип может быть встречен в нескольких текстурных вариантах, приводит к необходимости раздельного указания основных минералогических и текстурных типов мариуполитов". Ею дается следующая схема подразделения этих пород.

Текстурные типы	Минералогические типы
1. Мелкозернистый меланократовый	1. Гастингситовый
2. Плотный роговик, лейкократовый	2. Эгириновый
3. Гнейсовидный	3. Цирконовый
4. Полосатый	4. Слюдяной (лепидомелановый)
5. Пегматитовый { крупнозернистый, порфировидный }	5. Содалитовый

Приводимое разнообразие текстурных и минералогических типов мариуполитов указывает, что крайне подвижной и сложный комплекс породообразующих факторов в обстановке сильнейшего влияния пневматолитических процессов содействует появлению значительного количества вариаций. Но в то же время имеющийся материал по химическому и количественно-минералогическому изучению мариуполитов приводит к установлению достаточно устойчивых двух главных типов: лейкократового и меланократового. Эти последние уже дают ряд указанных вариаций, не влияющих значительно на основные элементы их характеристики.

4. Породообразующие минералы мариуполитов

Наиболее существенную роль в классификации пород мариуполитовой группы играют железисто-магнезиальные минералы, в которых, в связи с составом пород, щелочные соединения играют значительную роль. Сюда относится наиболее существенный для мариуполитов—эгирин, акмит, щелочная роговая обманка гастингситового типа.

Эгирин является существенной составной частью наиболее распространенного лейкократового типа мариуполитов, в которых преобладает группа нефелина и альбита. Эгириновые кристаллы являются или иглообразными, или в форме небольших призматических образований без конечных граней. Кроме эгирина Морозевич различает акмит, кото-

рый дает ассоциации крупных кристаллов, группирующихся вместе с нефелином и микроклин-пертитом.

Детальные исследования химического состава входящих в мариуполиты эгиринов дают возможность Морозевичу разбить их на две группы, основываясь на том соотношении, которое существует между эгириновой молекулой $Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$, с одной стороны, и метасиликатовой молекулой $Me''_4 Si_4 O_4$, (где Me = Fe, Mn, Ca, Mg), с другой. Анализы дают возможность выделить четыре разновидности, которые могут быть сгруппированы в две группы:

I группа		II группа	
1	$\begin{cases} 36\,Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12} \\ Me''_4 Si_4 O_{12} \end{cases}$	3	$\begin{cases} 10\,Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12} \\ Me''_4 Si_4 O_{12} \end{cases}$
2	$\begin{cases} 30\,Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12} \\ Me_4 Si_4 O_{12} \end{cases}$	4	$\begin{cases} 6\,Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12} \\ Me''_4 Si_4 O_{12} \end{cases}$

Оптические свойства двух групп слегка различаются между собою, так как 2V обладает тенденцией увеличиваться по мере увеличения в составе минерала метасиликатовой составной части:

I группа: $2V = 62°30'$; II группа: $2V = 64°$, акмит: $V = 67°40'$.

Погасание на (010) колеблется в пределах 2—5°.

Плеохроизм, характер которого несколько вариирует у отдельных групп, следующий: Np — темнозеленый, Nm — зеленый или желтовато-зеленый; Ng — желтоватый или желтый.

Схема абсорбции $Ng < Nm < Np$.

Пироксен. Морозевичем описывается участвующим в составе фонолитовых мариуполитов пироксеновый минерал с небольшим углом оптических осей, который должен быть сопоставлен с энстатитом. Бесцветный пироксен обладает углом между направлениями спайности в 87°; оптическая ориентировка $c = Ng$; $b = Nm$; $a = Np$; $Ng - Np = 0.033$; $2V = 22°$ ($Nm = 1.70$); оптический знак +.

Гастингсит (по Айнберг), являющийся характерным минералом для некоторых выходов меланократового мариуполита и некоторых жильных разностей, является вероятно продуктом метасоматического замещения эгирин-авгита. Плеохроизм: Ng — зеленобурый; Nm — темно-зеленый; Np — буроватожелтый; $\angle Nm\,[001] = 17°$; 2V небольшой; $\rho < v$.

Лепидомелан является характерной составной частью некоторых мариуполитов, которые примыкают к эгириновому типу. Лепидомелан дает крупные табличатые кристаллы с резко выраженным плеохроизмом: коричневато-желтый, почти до черного. Состав его, согласно Морозевичу, следующий:

$$3\,Me'_2 R_2 Si_2 O_3,\ 2\,Me''_4 Si_2 O_8,$$

где

$Me' = K$, Na, OH и F;
$Me'' = Fe$, Mn, Mg;
$R = Al$, Fe'''.

Количество фтора достигает 1.52%; $H_2O(+105°) = 2.41$; $TiO_2 = 2.30$; $MnO = 2.57$.

Следующую группу минералов образуют нефелин и альбит, которые при изменяющемся между ними количественном взаимоотношении играют главную роль в лейкократовых мариуполитах, являются также существенными компонентами в меланократовых разностях.

Нефелин в отношении химического состава характеризуется участием как натриевого, так и калиевого алюмосиликатов с следующим соотношением (по Морозевичу): $K_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 4Na_2Al_2Si_3O_8$. Нефелин образует крупные табличатые кристаллы, являющиеся нередко порфировидными вкрапленниками.

Двойное преломление слабое, $Ng - Np = 0.005$, оптический знак —.

Парагенетически с нефелиновыми кристаллами связан ряд новых минералообразований, являющихся продуктами пневматолитического автометаморфизма. В эту группу можно отнести содалит, канкринит, натролит. По Айнберг канкринит и натролит участвуют в образовании реакционных каемок вокруг нефелиновых кристаллов: „оба минерала находятся на периферии зерен нефелина, располагаясь в две зоны: внутреннюю мелкозернисто-аггрегатную-канкринитовую и наружную натролитовую с чешуйчатым развитием". Образование реакционных каемок приурочивается обыкновенно к контактам между нефелином и альбитом.

Альбит, являющийся важным компонентом мариуполита, характеризуется в химическом отношении следующим составом: 96.8% Ab, 1.8% Or, 1.4% An. Константы: $2V = -74°$ ($Nm = -1.54$); погасание на плоскости $P = +5°$, на плоскости $M = +20°$.

Циркон может быть отнесен не только к акцессорным минералам, входящим в состав почти всех мариуполитовых разностей, но и к существенным компонентам некоторых меланократовых мариуполитов, создавая цирконовый их тип. Цирконовые крупные кристаллы обладают резким идиоморфизмом и иногда зональной структурой. Некоторыми авторами указывается на случаи пойкилитовых прорастаний циркона альбитовыми, нефелиновыми и эгириновыми кристалликами. Наиболее характерной формой кристаллизации для циркона в мариуполитах является октаэдрическая, появление которой Морозевич связывает с влиянием щелочной, гипернатровой химической средой.

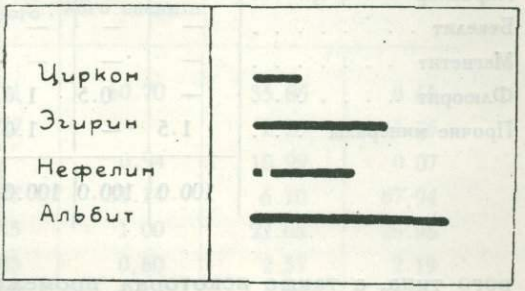
Заключение первых исследователей (Германа, Кокшарова) о значительном уклонении состава (превышение SiO_2) и кристаллографиче-

ских свойств минерала от циркона объясняется упомянутыми включениями. Точный анализ дает взаимоотношение $SiO_2 : ZrO_2 = 1 : 1.02$; удельный вес 4.172.

Бекелит и пирохлор, изученные Морозевичем, принадлежат к наиболее характерным минералам мариуполитов, придавая своеобразные геохимические черты мариупольскому щелочному массиву в отношении содержания редкоземельных минералов. Принадлежа к кубической сингонии, оба минерала все же могут быть различаемы вследствие слабого двойного преломления, обнаруживаемого бекелитом, в то время как пирохлор остается изотропным. Наблюдается различие в окраске и показателях преломления.

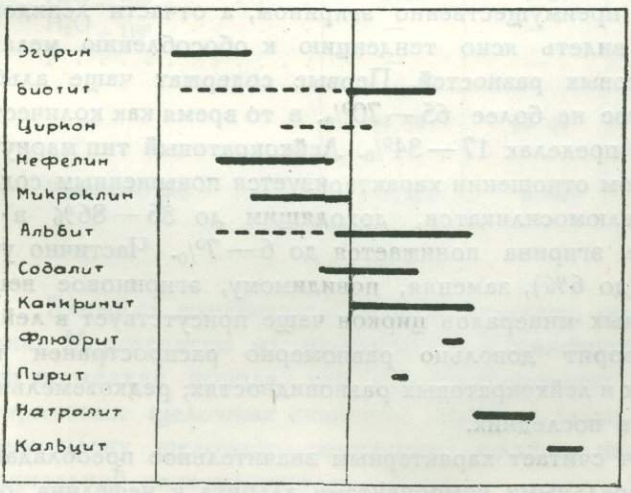
	Окраска	n_D
Бекелит	коричнево-красноватый	1.812
Пирохлор	желтовато-медовый	2.012

Редкоземельные минералы присутствуют, таким образом, в бекелите (цериевая группа), в пирохлоре (танталовая группа). Более распространенным в мариуполитовых разностях является пирохлор, давая крупные кристаллы.



Фиг. 16. Схема кристаллизации минералов в мариуполитах (по Морозевичу).

Кроме того, для мариуполитов характерно появление флюоритовых образований, а иногда кристаллов магнетита, содержащего $TiO_2 = 1.76$; $MnO = 2.19$.



Фиг. 17. Диаграмма последовательного выделения минералов содалитовых мариуполитов (по Б. М. Куплетскому).

Последовательность кристаллизации главных минералов в мариуполитах по первым еще исследованиям Морозевича представляется в следующем виде на фиг. 16 и 17.

Из приводимых ниже данных магматических характеристик мариуполитов намечается существование крайних разностей меланократового и лейкократо-

Таблица 38

Количественно-минералогический состав мариуполитов по И. А. Морозевичу

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Альбит	54.0	47.5	40.0	57.0	63.0	51.2	47.0	45.0	73.7
Нефелин	7.5	27.5	25.0	20.0	24.0	36.0	29.0	40.0	13 5
Калиевый полевой шпат	3.0	3.0	15.0	—	—	—	12.0	5.0	—
Содалит	—	—	—	5.0	—	—	—	—	—
Канкринит	—	—	1.0	9.0	5.0	—	—	—	—
Эгирин	34.0	20.0	17.0	7.0	—	9.0	8.0	7.0	7.3
Лепидомелан	—	—	—	—	6.0	—	—	—	3.7
Циркон	—	1.3	—	—	1.3	0.1	—	—	1.8
Пирохлор	—	0.2	—	—	—	0.3	—	—	—
Бекелит	—	—	—	—	—	0.2	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	3.0	—	—	—
Флюорит	—	0.5	1.0	0.6	—	0.2	—	—	—
Прочие минералы	1.5	—	1.0	1.4	0.7	—	4.0	3.0	—
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

вого типа, а также некоторая промежуточная в химическом отношении разновидность. Приведенная выше таблица количественного минералогического состава менее отражает существующие химические различия отдельных типов. Все же на основании сопоставления, с одной стороны, количества натриевых алюмосиликатов, а с другой—железистомагнезиальных, представленных преимущественно эгирином, а отчасти лепидомеланом, можно также видеть ясно тенденцию к обособлению меланократовых и лейкократовых разностей. Первые содержат чаще альбит и нефелин в количестве не более 65 — 70%, в то время как количество эгирина колеблется в пределах 17 — 34%. Лейкократовый тип мариуполитов в количественном отношении характеризуется повышенным содержанием натриевых алюмосиликатов, доходящим до 85 — 86% в то время как содержание эгирина понижается до 6 — 7%. Частично участвует лепидомелан (до 6%), заменяя, повидимому, эгириновое вещество. Из второстепенных минералов циркон чаще присутствует в лейкократовом типе; флюорит довольно равномерно распространен как в меланократовых, так и лейкократовых разновидностях; редкоземельный бекелит указывается в последних.

И. А. Морозевич считает характерным значительное преобладание над остальными минеральными компонентами альбита и нефелина, обусловливающих в общем лейкократовый характер этих ультра-щелочных образований. Разновидности, содержащие некоторое количество калие-

вого полевого шпата (12—15%), образуют по Морозевичу переходные к нефелиновым сиенитам разности: 1) меланократовый мариуполит с микропертитом, 2) гнейсовидный мариуполит с цирконом, 3) плотный фонолитовый мариуполит, 4) мелкозернистый мариуполит с содалитом и канкринитом, 5) порфиритовый мариуполит с лепидомеланом, 6) порфиритовый мариуполит с бекелитом, 7 и 8) крупнозернистый мариуполит, 9) лейкократовый мариуполит.

Таблица 39

Химический состав минералов мариуполитов и щелочных сиенитов

	Эгирин		Лепидомелан	Магнетит
	Из мариуполита меланократового	Из щелочного сиенита	Из мариуполитов	
SiO_2	51.31	50.70	35.86	0.65
TiO_2	1.27	—	2.30	1.76
Al_2O_3	—	0.94	10.99	0.07
Fe_2O_3	30.78	31.14	6.10	67.94
FeO	1.15	1.00	22.03	26.95
MnO	0.85	0.60	2.57	2.19
MgO	0.32	0.60	6.53	0.15
CaO	1.12	0.92	следы	0.30
Na_2O	12.16	13.02	1.02	—
K_2O	0.27	следы	8.56	—
$H_2O_{-110^\circ}$	0.35	0.57	0.52	—
$H_2O_{+110^\circ}$	—	—	2.41	0.38
F	—	—	1.52	—
	99.59	99.49	100.41 $-0=F_2=$ $=99.78$	100.39
Удельный вес	3.502	3.527	3.199	5.093

Близость химического состава эгиринов, выделенных для исследования Морозевичем из мариуполита и щелочного сиенита, показывает, что последняя порода, как это обнаруживают и другие особенности эгириновых щелочных сиенитов, стоит гораздо ближе к мариуполитовому члену щелочного комплекса, являясь, повидимому, жильной их фациальной разновидностью.

На основании ряда химических анализов, различных разновидностей мариуполитов, произведенных И. А. Морозевичем, может быть

составлена следующая магматическая характеристика этой своеобразной породы мариупольского щелочного массива.

Таблица 40

Магматическая характеристика мариуполитов по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

	RO	SiO_2	$\frac{R_2O}{RO}$	α	β	Авторы
Мариуполит меланократовый	1.11	4.09	3.0	1.99	51.34	А. С. Гинзберг
„ плотный, фонолитовый .	1.25	4.65	4.4	2.18	48.38	И. А. Морозевич
„ гнейсовый с цирконом .	1.21	4.19	5.5	1.99	53.38	„ „ „
„ порфиритовый с бекелитом	1.09	3.69	5.5	1.76	56.63	„ „ „
Мариуполит мелкозернистый с содалитом и цирконом	1.22	4.18	6.1	1.98	53 11	„ „ „
Мариуполит меланократовый розовый	1.16	5.07	6.3	2.43	42.60	„ „ „
„ порфиритовый с лепидомеланом	1.19	4.54	7.1	2.16	48.23	„ „ „
Мариуполит крупнозернистый . . .	1.17	4.46	7.1	2.13	48.65	„ „ „
„ „ . . .	1.04	5.42	11.5	1.83	54.28	„ „ „
„ лейкократовый	1.05	5.10	19.0	2.51	40.19	„ „ „

Магматическая характеристика мариуполитов по Озанну

	S	a	c	f	n
Мариуполит меланократовый	65.70	13.25	1.4	5.35	7.9
„ плотный фонолитовый .	65 15	11.78	0.0	8.22	9.98
„ гнейсовый с цирконом .	65.65	12.21	0.0	7.79	11.21
„ порфиритовый с бекелитом	61.98	13.15	0.02	6.83	—
Мариуполит мелкозернистый с содалитом и цирконом	61.37	12.59	0.0	7.41	—
Мариуполит меланократовый розовый	70.37	9.08	0.0	10.92	14.25
„ порфиритовый с лепидомеланом	67 33	16.34	0.0	3.66	9.17
Мариуполит крупнозернистый . . .	67.27	15.04	0.0	4 96	—
„ „ . . .	64.61	17.43	0.0	2.57	8.42
„ лейкократовый	68.94	13.98	0.0	6.02	—

При всем разнообразии текстурных разностей ультра-щелочных образований Мариупольского массива можно подметить в химическом отношении довольно значительную устойчивость химических типов, позволяющую все же выделить некоторые мариуполитовые разности.

Представляет интерес, что при вариации в содержании щелочных и фемических компонентов общая кислотность всех представителей

мариуполитов является довольно постоянной, и коэффициент кислотности колеблется преимущественно так же, как и у нефелиновых сиенитов, в пределах 1.80—2.20, и лишь более кислые представители обладают α более, чем 2.2.

В химическом отношении можно выделить три разности. Прежде всего меланократовый тип мариуполитов, который довольно близко стоит химически к фойяитам и отличается некоторым превышением коэффициента $R_2O:RO$, который вместо 2 · 2 (у лейкократовых фойяитов) достигает здесь до 3 · 0—4 · 0.

Вторым типом мариуполитов можно считать тот, включающий большинство минералогических вариаций, который содержит разности с канкринитом, содалитом, цирконом. Химически этот тип характеризуется коэффициентом $R_2O:RO$, колеблющимся в пределах 5.5—6.5. Содержание фемических компонентов по формуле Озанна колеблется в пределах 7—11 (f). Наконец, имеются представители лейкократового типа, обладающего максимальным коэффициентом $R_2O:RO$, достигающим максимального значения—19.0; вместе с тем происходит довольно резкое уменьшение фемического коэффициента Озанна, для которого характерны пределы 3—6.0 (f).

Все эти колебания химического состава выражаются преимущественно во взаимоотношениях между группами щелочно-земельных окислов, не затрагивая общего количества группы $\overline{RO}$, по отношению к полуторным окислам или к содержанию SiO_2.

Ввиду того несомненного генетического значения, которое играли при формировании мариуполитов пневматолитические процессы, которые могли бы более значительно отразиться на колебаниях химического состава, представляет интерес отметить указанную устойчивость мариуполитов при ясно проявляемой тенденции аккумулировать Na_2O. Содержание K_2O даже понижается по сравнению с фойяитами, достигая 1—2—3%, вместо характерного для нефелиновых сиенитов содержания около 5.5%.

И. А. Морозевич, ввиду этого исключительного преобладания Na_2O над K_2O, которое доходит до двадцатикратного превышения, относит мариуполиты к „гипернатровым" породам (hypersodiques).

5. Щелочные пегматиты

Широко распространенная группа жильных сиенитов, секущих как кислые, так и основные интрузии района, описана И. А. Морозевичем и Л. Ф. Айнберг. Последняя указывает на значительное их разнообразие, которое выражается в существовании ряда разновидностей: пегматитовых крупнозернистых, порфировидных и фельшпатолитовых, между которыми существуют переходы как в структурном отношении, так и

в отношении количественного минералогического состава, обусловливаемого содержанием темноцветных компонентов.

Последние представлены амфиболами и щелочными пироксенами. Среди щелочных роговых обманок можно различать представителей гастингситового, кросситового и рибекитового типов. К щелочным пироксенам можно отнести эгирин-авгит и эгирин.

Полевошпатовая часть представлена микроклин-пертитом обладающим периферической альбитовой зоной, вещество которого переходит во внутренние вростки и дающим крупные неправильно округлые кристаллы. Из второстепенных минералов встречаются: циркон, дающий крупные идиоморфные кристиллы, апатит, дающий иногда пойкилитового характера прорастания с другими минералами, магнетит и изредка пирохлор.

В отдельных случаях были встречены жильные сиенитовые образования, содержащие гнезда натролита (в габбро—устье балки Демьяновой), а также пренитизированного полевого шпата (в пироксените—правый склон Кальчика, выше балки Демьяновой).

Исследовавший щелочные пегматиты Мариупольского района в 1930 г. Б. М. Куплетский также разделяет пегматиты, связанные с щелочными сиенитами, на типы:

1) микроклиново-эгириновый;

2) микроклиново-гастингситовый.

Этого типа пегматитовые образования развиты по правому берегу балки Вали-Тарама от сел. Октябрьского (б. Сретенского) до сел. Калинино (б. Архангельское).

Минералы, входящие в состав микроклино-гастингситового типа пегматитов, детально исследованы И. А. Морозевичем, дающим их химический состав и оптические константы (пегматит из пустот в роговообманковом граните с правого берега Кальчика, выше сел. Дмитровки).

Микроклин состава Or_{85} Ab_{15} (удельный вес 2.562) дает разнообразные взаимоотношения с цветным компонентом.

Детально исследованная роговая обманка выделена Морозевичем в флюотарамитовый тип; Л. Ф. Айнберг относит ее к ряду кросситкрокидолитовых роговых обманок (II тип щелочных роговых обманок).

Флюотарамит. И. А. Морозевичем химически исследован ряд представителей своеобразных щелочных роговых обманок, содержащих фтор и обладающих определенным комплексом оптических свойств, исследованных детально также Айнберг.

По составу, главным образом по взаимоотношению между компонентом, содержащим фтор и гидроксильную группу, с одной стороны, и двумя компонентами, из которых один является метасиликатом— F', Mn, Mg, Na_2, K_2, H_2, а другой отвечает составу $Na_2R_2(SiO_3)_4$,— с другой, автором выделяются две группы флюотарамитов.

Таблица 41

1-я группа

	Мол. %	Мол. %	
$F_2Mg_2)''\ SiO_3$	12.0	16.10	
$Na_2\ R_2\ (SiO_3)_4$	23.0	35.6	$R = Al,\ Fe'''$
$Me''\ SiO_3$	65.0	48.4	$Me = Fe'', Mn, Ca, Mg, Na_2$ K_2, H_2
	100.00	100.00	
Удельный вес	3.231	—	
t° плавления	1080°	—	

2-я группа

	Мол. %	Мол. %
$[(F, OH)_2\ Mg_2]''\ SiO_3$	20.0	34.0
$Na_2\ R_2\ (SiO_3)_4$	36.3	31.0
$Me''\ SiO_3$	43.7	35.0
	100.00	100.00
Удельный вес	3.267	3.313
t° плавления	1085°	—

Для характеристики своеобразного состава этих типов щелочных роговых обманок, которые, согласно Морозевичу, доказывают своеобразие условий их генезиса, обусловленного формированием в последние пневматолитическую и гидротермальную фазы, можно привести содержание некоторых их характерных составных частей. Роговые обманки щелочных пегматитов позволяют вскрыть геохимические особенности интрузий приазовского района.

Таблица 42

	Флюотарамит			
TiO_2	0.46	1.03	0.91	0.88
MnO	0.36	5.35	0.60	0.56
Na_2O	6.15	8.05	6.79	5.33
K_2O	2.14	2.94	2.06	1.82
F	1.75	2.40	2.05	1.69
$H_2O_{+105°}$	1.64	1.32	1.44	2.07
Коллекции:	И. А. Морозевича			Л. Ф. Айнберг

Несомненно, состав флюотарамитов отражает на себе геохимическую историю фтора и марганца, столь характерных для Приазовья. Оптическая ориентировка и константы этого типа роговых обманок по Морозевичу и Айнберг, могут быть охарактеризованы следующим образом. Кристаллографическая ось Y отвечает максимальной оси упругости. *Угол погасания на (010) варьирует в пределах* 12—15° (*по Морозевичу*) и 18—30° (по Айнберг). Плоскость оптических осей перпендикулярна (010); сильная дисперсия биссектрис: знак —; $2V = 41°$; $Ng = 1.664$ $Np = 1.655$; $Ng - Np = 0.009$; дисперсия оптических осей.

	Айнберг	Морозевич
Плеохроизм:	Ng—лилово-серый до сине-зеленого	темнозеленый
	Nm—желтоватый, зеленоватый	желтоватый
	Np—голубовато-зеленый	голубовато-зеленый

Схема абсорбции $Ng \geqslant Np > Nm$.

Детальная сводка литературы по классификации щелочных роговых обманок и изучение их особенностей в жильных образованиях мариупольского щелочного района побуждает Айнберг „признать в них не пирогенетические элементы начальной стадии застывания магмы, а минералы замещения, относимые к тому более позднему, обогащенному легко летучими компонентами и натровыми растворами, периоду, которому Grubenmann и Niggli дают название автометаморфического. Такой вывод находит себе подтверждение в широко идущем параллельно процессе альбитизации (инъецированный пертит)". К тому же взгляду приходят И. А. Морозевич и Б. М. Куплетский. Характерным является нахождение рассматриваемого типа щелочного амфибола только в жильных *породах и в контактных с ними зонах.*

В отношении особенностей кристаллизации флюотарамита и соотношения его с кристаллами микроклина интересны указания Морозевича на параллельное срастание призматических образований амфибола и пироксена и нахождение друз микроклиновых кристаллов с покрывающими их амфиболовыми игольчатыми кристаллами.

6. Ультра-щелочные пегматиты (мариуполитовые)

Согласно исследованиям Б. М. Куплетского, имевшего возможность собрать материал, который был получен при проведении в 1930 г. шурфов в районе Мазуровой балки (впадающей в Кальчик), образования пегматитовой фазы мариуполитов включают в себе:

1. Альбито-нефелиновый тип с эгирином.
2. *Эгирино-нефелиновый тип с содалитом, цирконом и слюдой.*
3. Нефелино-содалитовый тип с цирконом и натролитом.

Характерные формы кристаллизации и взаимоотношения минералов, слагающих разнообразные пегматиты, следующие:

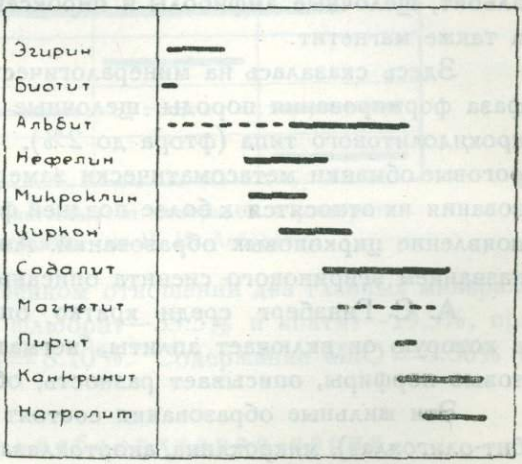
Эгирин (3 × 5 см и даже 7 — 10 см) образует вростки в микроклине и нефелине, образуя иногда радиально-лучистые выделения. Под микроскопом эгирин бледнозеленый, не обладает плеохроизмом.

Биотит заполняет по плоскостям спайности призмы канкринита, иногда располагается в полевом шпате параллельно плоскостям спайности по P и M; встречается также в нефелине и альбите.

Нефелин серо-зеленый, обладающий жирным блеском, крупных размеров: 4×7.5 см, 6.5 × 12 см, в контакте с содалитом принимает розовый оттенок и характер шпрехштейна.

Микроклин в обычной форме.

Содалит: 1) окружает в виде голубой оторочки (1 — 1.5 см) нефелиновые кристаллы, причем густая окраска, наблюдающаяся в контактовой с нефелином зоне, бледнеет по мере удаления; 2) вместе с канкринитом заполняет промежутки между нефелином и микроклином; 3) образует вместе с нефелином и микроклином брекчию, цементируемую кальцитом с канкринитом, а также волокнистым биотитом.



Фиг. 18. Диаграмма последовательного выделения минералов в щелочных пегматитах (по Б. М. Куплетскому).

Канкринит, бледно-желтый, иногда образует следующую за содалитом оторочку вокруг нефелина; иногда вместе с альбитом желтые зернистые образования канкринита образуют промежуточную массу между нефелином и полевым шпатом. Оттенок канкринитовых кристаллов вариирует от желтого, когда он контактирует с содалитом до розового в сторону полевошпатовых кристаллов.

Циркон и флюорит также являются минеральными компонентами мариупольтовых пегматитов района Мазуровой балки.

Приводимая диаграмма последовательного выделения минералов в пегматитах, составленная Б. М. Куплетским, обосновывает его заключение, что в различных пегматитах „мы встречаем то более ранние фазы пегматитового процесса с эгирином, нефелином и микролином и с подчиненным количеством слюды и других минералов, то продукты более поздних стадий охлаждения пегматитового раствора, не содержащих эгирина и микролина, и с преобладанием альбита, содалита и слюды. При более близком изучении пегматитов Мариупольского района определенно может быть намечена переходная фаза пегматитового процесса, ниже которой идет выделение минералов, богатых натрием (канкринит,

альбит, натролит) и летучими компонентами (содалит, флюорит, канкринит); происходит замещение эгирина биотитом и частичное разъедание прежде образовавшихся минералов. Таким образом, в мариупольских пегматитах первые фазы пегматитового процесса A, B и C (схема А. Е. Ферсмана) развиты слабо и бедны минералами, и наибольшее значение имеют фазы D, E, F и G с очень сильным развитием минералов, содержащих Cl, CO_2 и воду.

Согласно Л. Ф. Айнберг среди жильных образований щелочного массива могут быть выделены разновидности, которые в отношении минералогического и отчасти химического состава (высокое содержание Na_2O) могут быть сближены с мариуполитами. Эти жильные породы, характеризующиеся своей белой окраской, содержат: микролин-пертит, альбит, щелочные амфиболы и пироксен, биотит (типа лепидомелана), а также магнетит.

Здесь сказалась на минералогическом составе пневматолитическая фаза формирования породы: щелочные амфиболы получились—кросситкрокидолитового типа (фтора до 2%). По мнению Айнберг, щелочные роговые обманки метасоматически замещают щелочной пироксен, и образования их относятся к более поздней фазе кристаллизации. Характерно появление цирконовых образований. Аналогичные жильные породы под названием эгиринового сиенита описаны были Морозевичем.

А. С. Гинзберг среди кратко описанной им жильной формации, в которую он включает аплиты, пегматиты, фельдшпатолиты и сиенитовые порфиры, описывает разность, обогащенную магнетитом.

Эти жильные образования состоят из кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз), микроклина, анортоклаза в сопровождении пертита, антипертита, мирмекита, а также циркона, апатита и магнетита.

Из балки Вали-Тарама вблизи сел. Знаменского была найдена разность, в которой значительную роль играет магнетит, располагающийся гнездами и проникающий по трещинам спайности в полевошпатовые кристаллы.

7. Апатито-флюоритовые пневматолиты

Интересным жильным образованием пегматито-пневматолитового типа, связанным с мариуполитами, является (исследованная П. И. Лебедевым) своеобразная порода, залегающая в виде жилы мощностью 0.25 м в мариуполите Поляковой балки, впадающей в Шиверовую балку против балки Демениковой.

Макроскопически эта порода представляется фиолетовой, пестрой, среднезернистой породой, в которой различаются следующие минералы: преобладающий густофиолетовый флюорит, апатит; с ними тесно связана парагенетически роговая обманка, то блестяще черная, то зеленая; имеются также полевошпатовые компоненты.

В отношении последовательности образования этой пневматолитовой породы можно отметить следующие стадии: первым кристаллизовавшимся комплексом было образование щелочной роговой обманки и апатита; затем при продолжающейся кристаллизации апатита началось обильное выделение флюоритовых кристаллов. К третьей стадии можно отнести формирование следующего комплекса: альбитит, щелочная роговая обманка и полевые шпаты, в состав которых входят микролин и альбит.

В роговообманковую часть входят два тесно связанных типа щелочных амфиболов: гастингситовый и кроссит-крокидолитовый (флюота-

Фиг. 19. Диаграмма последовательности минералов в флюорито-апатитовых пневматолитах (по П. И. Лебедеву).

рамит Морозевича). В количественном отношении два главных минерала выражены следующим образом: флюорит—35.5% и апатит—19.5%, при содержании $F = 17.96\%$ и $P_2O_5 = 8.10\%$. Содержание $MnO = 0.36\%$ и $TiO_2 = 0.19$.

8. Грорудит-сельвсбергитовая серия

В эту группу пород, менее изученную в Приазовском районе, но несомненно имеющую бóльшее количество, чем это известно до настоящего времени, своих представителей, можно отнести некоторые жильные породы р. Кальчика — сельсвсбергит (по Л. Ф. Айнберг) и кварцевые тингуаиты (по Розенбушу) или грорудиты (по Бреггеру), изученные из района р. Грузского Еланчика (П. И. Лебедев и М. К. Бельштерли).

Ввиду того, что мощная жильная порода, найденная Л. Ф. Айнберг ниже Хлебодаровской балки против балки Архангельской, по химическому своему составу может быть отнесена как к сельвсбергитам, так и к грорудитам Бреггера;[1] представляет интерес привести даваемое им соотношение в сложных типах жильных пород, связанных с дифференциацией щелочной магмы: как в серии тингуаитовых пород имеются все переходы между богатыми нефелином тингуаитами и бедными им (также свободными от кварца) сельвсбергитами, точно так же в фойяи-

[1] W. C. Brögger. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. III. Das Ganggefolge des Laurdalits. 1908, S. 183.

товой серии мы находим все постепенные переходы между типичными обогащенными нефелином фойяитами и сельвсбергитами, обедненными нефелином или даже совершено лишенными его. Последние породы относятся Бреггером к трахитоидным гипабиссальным образованиям и были прежде им описаны как г е д р у м и т ы.

Соответствующая порода Приазовья, секущая в северозападном направлении диаллаговые граниты, является темной афанитовой породой, обладающей микродиабазовой структурой и содержащей щелочной полевой шпат, зелено-бурый биотит и рудные минералы.

Более кислый член этой серии, кварцевый тингуаит (грорудит), указывался на балке Таловой в районе Грузского Еланчика И. А. Морозевичем (1898). Исследованный М. К. Бельштерли в 1931 г. район Таловой дает эти жильные породы в виде плотной темносерой мелкокристаллической породы с включенными вкрапленниками полевого шпата и кварца.

Таблица 43

Кварцевые тингуаиты (грорудиты)

	Кварцевые тингуаиты			Сельвсбергиты
	Р. Грузской Еланчик		Район г. Осло Норвегия	Приазовье
	145	151		
SiO_2	74.70	75.16	74.35	57 18
TiO_2	0.30	0.34	—	0.28
Al_2O_3	10 31	9.93	8.73	19.89
Fe_2O_3	2.20	2.28	5.84	3.74
FeO	2 64	2.35	1.00	4.32
MnO	0.11	0.05	0.22	0.14
MgO	0.11	0.07	0.07	0.63
CaO	0.28	0.14	0.45	0.64
Na_2O	4 18	4.72	4.51	5.44
K_2O	4.72	4.78	3.96	4.72
$H_2O_{-110°}$	0.26	0.10	0.25	0.67
$H_2O_{+110°}$	0.43	0.47	—	1.94
Сумма	100.24	100.39	99.38	99.59
Аналитик:	В. М о л е в а			Б. Френкель
Коллекции:	П. Лебедева		Бреггера	Л. Айнберг

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Породы	$\overline{RO}$	SiO_2	$R_2O:RO$	α	β
145	1.32	10.81	2.56	5.00	21.46
151	1.46	11.17	3.38	5.01	22.02

Магматические формулы по Озанну

Породы	S	a	c	f	n
145	81.78	11.46	0	8.54	—
151	82.01	10.96	0	9.04	—

9. Жильная формация р. Крынки (система р. Миуса)

Характерной особенностью петрографического строения Приазовской кристаллической полосы является, как указано, сопряженность нахождения в ней районов щелочных и ультра-щелочных пород, с одной стороны, и жильной формации ультра-основных лампрофировых пород, с другой.

Одним из районов последней является ранее других изученный район правого притока р. Миуса—р. Крынки, жильные образования которого изучены И. А. Морозевичем, а геологические условия освещены Б. Ф. Меффертом. Согласно последнему бассейны рр. Кальмиуса, Крынки и Миуса входят в краевую область Донецкого бассейна, которая является средоточием многочисленных сбросовых перемещений, наиболее захватывающих полосу интенсивной складчатой дислокации по оси южного синклинального понижения, причем „характерным условием залегания этих жильных пород является совершенно отчетливая связь их с сбросовыми трещинами, которые служили проводниками для магмы". Дайки, наблюдающиеся как группами из параллельных образований, так и одиночными, имеют протяжение до 50—60 м с меняющейся мощностью от нескольких сантиметров до 3 м. Общее количество даек достигает свыше 50, причем характерным является, согласно Б. Ф. Мефферту, следование жильных инъекций по кливажным трещинам.

Изученные детально И. А. Морозевичем лампрофировые жилы залегают по среднему течению р. Крынки между сел. Мешково и Колпаково, с одной стороны, и сел. Успенским, с другой, преимущественно в районе впадения балки Камышевахи, и группируются им в две группы, которые он относит к мончикитам и камптонитам.

1. Мончикиты. Черные базальтовидные породы этого типа характеризуются порфировой структурой с крупными выделениями или

авгита и биотита, или же черной слюды в основной массе и присутствием больших шарообразных скоплений красно-бурого стекловатого вещества.

Состав цветных минералов породы является сложным, так как в этот тип лампрофировых образований входят оливин, авгит, баркевикитовая роговая обманка, биотит (флогопит).

Характерным является присутствие баркевикитовой роговой обманки с зональным строением. Плеохроизм: Ng — темнобурый с красноватым оттенком, Nm — желто-бурый, Np — светложелтый. Абсорбция $Ng > Nm > Np$. Угасание (разрезы 010) $= 13°$. Авгит характеризуется строением песочных часов, причем наружные серповидные сегменты желтовато-бурого цвета с погасанием $Cn_g = 40°$, внутренние же участки светложелтоватого оттенка $Cn_g = 30°$.

Второстепенными минералами являются магнетит, апатит, флюорит. Идиоморфные выделения склеиваются стекловатым базисом, распределенным довольно равномерно в основной массе породы, причем продуктами раскристаллизации являются анальцим с кальцитом, нефелин, мелилит и плагиоклаз (андезин).

Иногда порода принимает интерсертально-стекловатый или даже гиалопилитовый характер.

Постоянными составными частями породы являются авгит и биотит, оливин и роговая обманка; что же касается оливина и амфибола, то они, как бы исключая друг друга, влияют на неравномерность минералогического состава мончикитов.

Последовательность кристаллизации: оливин, авгит, роговая обманка и биотит. На основании структурных особенностей породы И. А. Морозевич высказывает предположение о вторичном плавлении породы, причем легкоплавкое и подвижное стекло заполнило все поры и трещины породы с частичной коррозией порфировидных вкрапленников. В отношении стекловатого базиса, в котором скопляется щелочи (Na_2O), SiO_2 и H_2O, автор высказывается в пользу предположения, по которому натровое стекло было безводно и лишь впоследствии подверглось гидратации, причем произошло образование анальцимового вещества.

2. Камптониты. Эта разновидность лампрофировых жильных образований является характерной для ряда других даек района р. Крынки.

Отличием от мончикитов являются: а) мелкозернистое плотное сложение, б) редукция до минимума стекловатого базиса. Главными минералами являются авгит, баркевикитовая роговая обманка, оливин и отчасти плагиоклаз.

Характерным является присутствие биотита, играющего большую роль в мончикитовых разностях.

Последовательность кристаллизации минералов является следующей: оливин, авгит, роговая обманка, которая правильно обрастает

авгит с одинаковой ориентировкой обоих минералов, плагиоклаз (лабрадор), мелилит; количество базиса незначительно.

Вторичными минералами являются змеевик, хлорит, лимонит, являющейся продуктами метаморфизации авгита; карбонаты также играют значительную роль, заполняя миндалины в породе и создавая вокруг плагиоклазов оторочки.

Относительно химического состава мончикитов и камптонитов р. Крынки Морозевич приходит к выводу, что породы принадлежат к самым основным представителям ряда лампрофиров, характеризуясь богатством щелочно-земельных металлов, при среднем содержании глино-

Таблица 44

Мончикито-камптониты системы реки Миуса (река Крынка)

	Мончикиты			Камптониты
	I	II	III	IV
SiO_2	39.28	39.62	40.30	38.74
TiO_2	0.62	0.53	0.50	0.71
Al_2O_3	13.04	12.98	12.42	12.47
Fe_2O_3	7.83	7.58	7.64	7.97
FeO	5.72	5.47	5.04	5.54
MnO	0.05	0.15	0.02	0.05
MgO	9.88	9.93	12.34	9.32
CaO	10.88	10.55	12.10	11.71
BaO	0.68	0.26	0.20	0.05
Na_2O	3.72	4.30	3.31	2.65
K_2O	1.39	1.27	1.22	1.82
CO_2	0.71	0.70	0.60	2.33
$H_2O + 110°$	4.25	4.33	3.22	5.03
P_2O_5	1.16	1.02	0.99	0.80
F	0.73	1.23	0.85	0.68
Cl	0.03	0.07	0.05	0.02
S	0.57	0.35	0.32	0.36
Сумма	100.02	99.68	100.64	99.81
Аналитик	И. Морозевич			

I — плотный мончикит без видимых вкрапленников, 1-е месторождение;
II — мончикит из 4-й жилы, богатой слюдой и стекловатым базисом;
III — мончикит с вкрапленниками оливина, 1-е месторождение;
IV — камптонит из 3-го месторождения.

зема и щелочей со значительным преобладанием Na_2O над K_2O, что позволяет отнести их не к типу „лейцитовых мончикитов", а к „более основным щелочно-земельным" разностям.

Химической особенностью пород Крынки является значительное содержание фтора, серы, а также присутствие золота и серебра (см. стр. 317).

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

		$\overline{RO}$	SiO_2	$RO : R_2O$	α	β
Мончикит	I	3.16	3.74	6.6	1.21	111.22
„	II	3.20	3.81	5.7	1.23	110.23
Камптонит	IV	3.21	3.72	9.0	1.22	111.08

Магматические формулы по Озанну

		S	a	c	f	n
Мончикит	I	47.47	2.48	1.75	15.77	—
„	II	47.68	2.76	1.47	15.77	—
Камптонит	IV	47.54	2.08	2.01	15.91	—

10. Жильная формация рр. Кальчика и Грузского Еланчика

Представляет интерес изложить данные химического и микроскопического изучения ряда жильных пород, встреченных в системе р. Кальчик. Преимущественному изучению подверглись жильные образования лампрофирового типа, которые для этого района не были указаны И. А. Морозевичем.

Изучение жильных пород р. Кальчика представляет значительный интерес ввиду того, что выходы их сосредоточены преимущественно по той же балке Вали-Тарама, по которой обнажены и нефелиновые сиениты лаурдолитового типа. Нахождение жил лампрофирового типа в непосредственной близости от района развития нефелиновых сиенитов и мариуполитов решает вопрос о генетических взаимоотношениях с интрузией щелочных пород и выходов лампрофировых жильных пород других районов, изученных И. А. Морозевичем и Б. Ф. Меффертом, причем площадь развития их достигает 90 км длины и 20 км ширины.

В нашем районе И. А. Морозевичем указано нахождение жильных образований следующих типов.

1. Кварцевый порфир с рибекитом по балке Вали-Тарама недалеко от Малого Янисоля.

2. Сиенитовый порфир по Вали-Тарама.

3. Игольчатый диорит (Nadeldiorit Гюмбеля, ортлерит Розенбуша), развитый по среднему течению р. Кальчика, южнее сел. Чердаклы.

4. Диоритовый порфирит, найденный на правом берегу Кальчика и в балке Полковой.

5. Диабазы и диабазовые порфириты по балке Полковой.

Пополняющие состав жильной формации р. Кальчика, описанные ниже породы относятся к следующим типам, изученным при исследованиях 1921—1923 гг. (П. И. Лебедев).

Районом, представляющим значительный интерес по проявлению жильной деятельности, являются окрестности сел. Калинино (Архангельского) и Знаменского. Этот район, расположенный к западу от балки Полковой на расстоянии 6 км, является несомненно и генетически с ним связанным в отношении петрографического строения.

Главной породой Калининского района являются светлорозовые мелкозернистые граниты, обнажающиеся по правому берегу Вали-Тарама по маленьким балочкам. Очень часто они прорезываются пегматитовыми жилами. В одной из этих балочек, ниже сел. Калинина, граниты прорезаны жилой черной ультра-основной породы, которая по минералогическому и химическому составу может быть сопоставлена с геймитами Бреггера из Heum'a и Brathangen'a и с мончикитами окресностей Santa-Cruz в Бразилии (табл. 47). Порода эта содержит, кроме того, в качестве редких порфировидных вкрапленников крупные кристаллы черной роговой обманки.

В балке, ближайшей к Знаменскому, обнажаются жильные выделения черной, плотной, чрезвычайной мелкозернистой породы, которая может быть отнесена к камптонитам.

Мощность этой жилы, имеющей северовосточное простирание 50°, колеблется около 1 м. Наконец, необходимо упомянуть о бугре против сел. Знаменского, где обнажается довольно значительная пегматитовая жила, с крайне своеобразным минералогическим составом, одним из компонентов которого является темносиняя (щелочная) роговая обманка.

Жильные образования встречаются и южнее в районе Красновки (б. Крестовского). Главной породой здесь являются те же розовые и желтоватые мелкозернистые гранитные дериваты. Последние прорезываются пегматитовыми и микронордмаркитовыми жилами, в которых наблюдаются шлирообразные скопления биотита.

На холме, расположенном против сел. Красновка, обнаружены были выходы черной плотной породы микронордмаркитового типа. К югу от села по Вали-Тарама тянутся те же граниты.

Интересным по разнообразному проявлению жильной деятельности является также район Полковой балки, впадающей у сел. Чердаклы в р. Кальчик и разделяющей водораздел между балкой Вали-Тарама

и восточным Малым Кальчиком. Здесь, на расстоянии 2 км к северу от сел. Чердаклы, в районе развития гнейсов и гранатовых гранитов проходит мощная жила черной порфировидной породы, мощностью около 7 м, северозападного простирания 63°, которая может быть отнесена к микронордмаркитам. Эту характерную жилу, которая благодаря лучшей сохранности отпрепарирована и возвышается над окружающим районом, можно проследить по простиранию до 200 м. В контактной зоне находятся пегматитовые выделения, кварцовые образования и имеющие шлировый характер биотитовые скопления.

Мончикиты

Плотная, темносерая, почти черная порода с макроскопическими вкрапленниками черной призматической роговой обманки и крупными оплавленными включениями бесцветного свежего полевого шпата.

Структура. Породообразующими минералами являются коричневая баркевикитовая роговая обманка, зеленая роговая обманка (арфведсонит), анальцим. В количественном отношении преобладает баркевикитовая роговая обманка (не менее 50% всей породы), обладающая резкими идиоморфными контурами. Преобладают разрезы двух типов: широкие гексагональные таблицы с зонарной структурой и призматические кристаллы, баркевикитовая роговая обманка имела две стадии своего формирования. К первой можно отнести крупные зональные кристаллы, обладающие некоторыми характерными особенностями: при полном идиоморфизме внешней зоны амфибола, его внутренняя зональная часть является обыкновенно оплавленной и обладает более темными буроватыми оттенками с той же последовательностью плеохроизма.

Погасание почти прямое. Brögger'ом указывается $Cn_g = 12 - 14°$.

Плеохроизм: коричневый (красновато-бурый) — светлый желтовато-розовый — светложелтый

Продуктами второй стадии формирования баркевикитовой роговой обманки являются остропризматические кристаллы с теми же характерными оттенками плеохроизма. Последней стадией кристаллизации цветного компонента было обрастание баркевикита неправильными зонами зеленой роговой обманки арфведсонитового ряда, которая, кроме того, дала и самостоятельные образования в основной массе.

В одном случае наблюдается обратное явление: обрастание зеленой роговой обманки баркевикитовой.

Зеленая роговая обманка (арфведсонит)

Плеохроизм: зеленый — травяно-зеленый — светложелтый

Анальцим образует крупные, иногда несколько оплавленные кристаллы.

Основная масса, заполняющая промежутки между преобладающими в породе цветными минералами, обладает мелкозернистой паналлотриоморфной структурой, представляет очевидно продукт раскристаллизации стекловатого базиса еще в постмагматическую стадию формирования.

Компонентами раскристаллизовавшегося базиса является тонкозернистая смесь плагиоклаза (основного), кальцита и анальцимовых выделений.

Минералогическими компонентами аналогичной жильной породы, входящей в серию жильных образований р. Крынки, описанных И. А. Морозевичем, входят следующие продукты раскристаллизации натрового стекла: анальцим, нефелин, мелилит, плагиоклаз и кальцит.

Близкой по химическому составу к описываемой породе является жильная порода, прорезающая щелочной гранит у хутора Голубицкого, описанная Л. Ф. Айнберг под названием камптонит. Порода эта содержит баркевикитовую роговую обманку ($2V = -71°$; $\angle Ng\,[001] = 8°$; $Ng - Np = 0.026$), разрушенный полевой шпат, иддингситовый минерал, развившийся по первичному оливину, магнетит и гранит.

Характерным является, что из всех пород мончикито-камптонитового ряда бассейна р. Кальчик эта порода является наиболее богатой титанитом (до 3.3% TiO_2).

Камптониты

Второй породой жильной серии являются камптониты. Микроскопически это тоже плотная темносерая, почти черная порода, с редкими, но очень крупными выделениями черного пироксена.

Под микроскопом структура гранитопорфировая с порфировидными выделениями цветных железисто-магнезиальных минералов. Среди последних преобладают пироксеновые выделения.

Пироксен дает идиоморфные контуры и относится к титан-авгиту, почти бесцветен, наблюдается еле заметный плеохроизм: слабофиолетовый, бесцветный или слабожелтоватый. Погасание $Cn_g = 43°$.

Большею частью, в случае зонального строения, внешняя зона обладает более ясно выраженным фиолетовым оттенком.

Эгирин образует тонкопризматические кристаллы с резкими идиоморфными контурами, довольно много встречается игольчатых кристаллов. Размеры кристаллов 0.2 — 0.5 мм.

Иногда эгириновые кристаллы обрастают крупные неделимые титан-авгита.

Оливин, являвшийся первичным минералом камптонитов района Кальчика, дает целый комплекс вторичных минералов, явившихся продуктами постмагматической метаморфизации. В него входят: в централь-

ной части слабозеленоватые образования, в промежуточной зоне находятся рудные образования (титанистый и магнитный железняк) в форме „скрученных" характерных выделений; наконец, внешняя зона занята яркозелеными мелкозернистыми расплывчатыми образованиями.

Рудные образования, кроме того, участвуют в породе в форме самостоятельных идиоморфных кристаллов, чаще всего связанных с эгириновыми образованиями.

Основная масса в простом свете имеет розоватый, несколько оранжевый оттенок, крайне характерный для этой породы. При сильных увеличениях (окоро 500 раз) основная масса распадается на два компонента: более широкие таблички темноватосерого плагиоклаза и обладающего аггрегатными яркополяризационными цветами кальцита.

Очевидно, и здесь имеется раскристаллизация стекловатого базиса, как и в мончикитах. Редкими выделениями основной массы являются биотитовые кристаллы.

Относительно характерного цвета главной основной массы можно отметить аналогию с мончикитами Крынки, где красно-бурый оттенок объясняется, повидимому, включениями обильной гематитовой пыли.

Таблица 45

Мончикито-камптониты системы реки Кальчика

	Мончикиты	Камптониты		
SiO_2	46.15	44.10	46.12	45.36
TiO_2	2.60	2.39	3.30	2.28
Al_2O_3	15.01	15.40	16.33	15.89
Fe_2O_3	4.16	4.21	6.80	9.09
FeO	8.09	7.43	6.19	8.04
MnO	0 27	0.31	0.25	0.19
MgO	5.15	7.21	4.43	3.80
CaO	8.01	9.70	6.82	2.70
BaO	0.16	0.18	—	—
Na_2O	4.40	3.28	4.38	3.46
K_2O	2.26	2.02	2.82	0.50
$H_2O_{-110°}$	—	—	0.65	1.46
$H_2O_{+110°}$	2.58	2 98	1.82	5.72
P_2O_5	0.70	0.08	—	1.60
CO_2	—	0.85	—	—
Сумма . . .	100.06	100.14	99.91	100.09
Анилитик:	В. Молева		Б. Френкель	В. Молева
Коллекции:	П. Лебедева		Л. Айнберг	П. Лебедева

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Породы	$\overline{RO}$	SiO_2	$RO:R_2O$	α	β
Мончикит	2.79	4.42	4.09	1.52	85.75
Камптонит	2.96	4.04	6.19	0.68	98.02
„	2.08	3.97	3.19	1.56	77.59
„	1.44	3.42	4.39	1.54	71.00

Магматические формулы по Озанну

	S	a	c	f	n
Мончикит	53.93	3.45	1.89	14.96	7.47
Камптонит	50.77	2.53	2.60	14.87	7.12
„	56.53	4.58	2.26	13.16	6.60
„	58.33	2.72	2.14	15.14	9.14

Сравнивая химические составы мончикита и камптонита р. Кальчика с аналогичными лампрофировыми породами, приходится отметить, что наши породы обнаруживают большую химическую аналогию с соответствующими жильными образованиями Норвегии (Brögger)[1] и Бразилии (Rosenbusch)[2] и в то же время довольно сильно отличаются от расположенных в близлежащем районе мончикитов и камптонитов р. Крынки (Морозевич). При этом разница проявляется преимущественно в содержании окислов двухвалентных элементов, как показывает следующая таблица.

Таблица 46

	Мончикиты		Камптониты	
	Р. Кальчик	Р. Крынка	Р. Кальчик	Р. Крынка
FeO	8.09	5.72	7.43	5.54
MgO	5.15	9.88	7.21	9.32
CaO	8.01	10.88	9.70	11.71
Fe_2O_3	4.16	7.83	4.21	7.97
$FeO + Fe_2O_3$	12.25	13.55	11.64	13.51

[1] Brögger. Ibidem, III.

[2] M. Hunter und H. Rosenbusch. Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft des Eläolithsyenite. Tscherm. Miner.-Petrogr. Mitteil., XI, 1890, p. 454.

Таблица 47

	Мончикиты						Камптониты			
	Мончикит № 123 Вали-Тарама	Геймит Heum.	Геймит Brathangen	Натровый *шонкинит* Serra de Monchique (Foia)	Форризит Kjose-Aklungen	Мончикит окрестностей Santa-Cruz Бразилия	Приазовье р. Кальчик № 128	Камптонит р. Крынки	Камптонит окрестност. Осло Profil Kjose Aklungen	Камптонит Essex County
SiO_2	46.15	47.10	48.46	46.84	45.77	46.48	44.10	38.74	44.22	46.59
TiO_2	2.60	1.75	3 05	4.16	1.70	0.99	2.39	0.71	2 50	1.41
Al_2O_3	15.01	16.42	16.81	15.47	16.16	16.16	15.40	12.47	12.73	17.55
Fe_2O_3	4.16	4.67	1.46	4.16	3.72	6.17	4.21	7.97	5.68	1.68
FeO	8.09	7.04	9.14	5.39	6.21	6.09	7.43	5.54	5.18	10.46
MnO	0.27	0.36	следы	—	следы	—	0.31	0.05	0 45	—
MgO	5.15	5.00	4.44	4.31	7.03	4.02	7.21	9.32	6.98	7 76
CaO	8.01	7.66	6.14	9.72	9.01	7.35	9.70	11.71	11.57	10.64
BaO	0.16	—	—	—	—	—	0.18	0.05	—	—
Na_2O	4.40	6.36	6.31	5.49	6 23	5 85	3.28	2.65	2.12	3.31
K_2O	2.26	3.47	2.33	3.68	2.28	3.08	2.02	1.82	1.71	0.72
P_2O_5	0.70	0.48	0.67	0.34	0.29	—	0.08	0.80	1.05	—
CO_2	0.52	—	1 28	—	следы	0.45	0.85	2.33	3.66	--
H_2O	1.68	0.40	0.59	0.35	—	4.27	—	—	—	0.07
Потеря при прокаливании	0.90	—	—	0.31	1.87	—	2.98	5.03	2.74	—
Сумма	100.06	100.67	100.68	100.21	100.27	100.91	100.14	—	100.59	100.29
Аналитики:	В. Молева	V. Schmelck [1] (W. C. Brögger)	O. Heidenreich [1] (W. C. Brögger)	F. L. Pereira de Sousa [2]	L. Schmelck	M. Hunter [3]	В. Молева	Морозевич, стр. 13 F—0 68 Cl—0.02 S—0.36	W. C. Brögger III 51	H. S. Washington [4]

[1] W. C. Brögger. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. III. Das Ganggefolge des Laurdalits. 1898.
[2] F. L. Pereira de Sousa. La serra de Monchique. Bull. de la Soc. Geol. de France, IV, Serie, 1—26, 1926.
[3] M. Hunter und H. Rosenbusch. Ibid.
[4] H. S. Washington. The Petrographical Province of Essex County Mass, IV Basic Dikes. Journ. of Geol., 1899, Apr.—May, p. 285.

Более северные районы лампрофировых пород Приазовья отличаются более значительным содержанием MgO и CaO, в то время как сумма окислов железа приблизительно остается постоянной.

Вместе с тем можно отметить, что габитус пород и характер экзогенных включений в них является общий для всех выходов рассматриваемой площади, так что сходство в условиях генезиса является несомненным.

Ввиду своеобразия лампрофировой серии, связанной в Приазовском щелочном массиве с нефелиновыми сиенитами, представляет интерес привести в химическом отношении аналогию между нашими породами и соответствующими жильными образованиями районов развития пород щелочной магмы.

В частности для мончикитов Вали-Тарама можно провести аналогию со следующими жильными образованиями: геймитом и фарризитом (окрестности Осло) и классическим мончикитом из Бразилии (окрестности Santa-Cruz), изученном Розенбушем и Гунтером.

Для камптонитов характерно сходство с соответствующими жильными породами окрестностей Осло (Essex County).

III. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОРОД РАЙОНА

При желании выяснить химико-петрографические особенности генезиса щелочных пород и сопоставить их с гипотезами происхождения аналогичного петрографического комплекса в других районах, выдвинутыми за последнее время различными исследователями, необходимо отметить, что исследовавшие щелочные породы Вали-Тарама А. С. Гинзберг [1] и И. А. Морозевич [2] высказывают различные точки зрения.

Первый, применяя гипотезу R. A. Daly, указывает, что „очень небольшая площадь выхода нефелиновых сиенитов (8—10 км²) делает совершенно маловероятным предположение о существовании особенного, столь незначительного магматического бассейна, давшего начало этим извержениям. Исключив первично-магматический характер указанного выхода нефелинового сиенита, мы приходим к предположению об его образовании путем диференциации, а по теории Daly и предварительной ассимиляции базальтовой магмы с известняками".

В противоположность этому мнению И. А. Морозевич в недавно вышедшей монографии о мариуполитах, высказав сомнение в возможности приложить концепцию Daly к району, где отсутствуют совершенно карбонатовые породы, указывает на тесную петрогенетическую связь всех интрузивных пород, входящих в строение этой части Приазовской

[1] А. С. Гинзберг. К петрографии Приазовской кристаллической полосы. Изв. Петрогр. полит. инст., 1916, т. XXV, стр. 342—346.

[2] Morosewicz. Mariupolit i jego krewniaki. Prace Polskiego Instituta Geologicznego, T. II, zeszyt 3, 1929, 291—294.

полосы. По мнению Морозевича фойяиты и мариуполиты Кальчика *являются лишь отдельными дериватами, сформировавшимися* в различные стадии единой магмы в процессе дифференциации. Согласно ему здесь мы имеем следующий последовательный ряд пород, в связи с постепенным изменением которых в химическом составе и физических свойствах стоит последовательный характер интрузий.

Таблица 48

	Средний удельный вес	Среднее содержание SiO_2
1. Биотитовый гранит	2.632	80% молек.
2. Гранит с диаллагом и амфиболом	2.678	74.4 „
3. Щелочной сиенит	2.699	70.5 „
4. Мариуполит	2.712	63.9 „
5. Фойяиты	2.718	60.6 „
6. Верлиты	3.339	46.2 „

Таким образом по автору порядок интрузии дериватов дифференционных процессов совпадает с увеличением удельных весов получающихся продуктов и их основности.

Интересно отметить, что N. L. Bowen[1], стоящий на точке зрения *кристаллизационной дифференциации магмы и тесной генетической связи* щелочных пород с дериватами гранитной магмы, дает схему, захватывающую почти все типы интрузивных пород, развитых в Приазовской полосе, придавая своеобразное толкование понятию „последовательности или порядка интрузии".

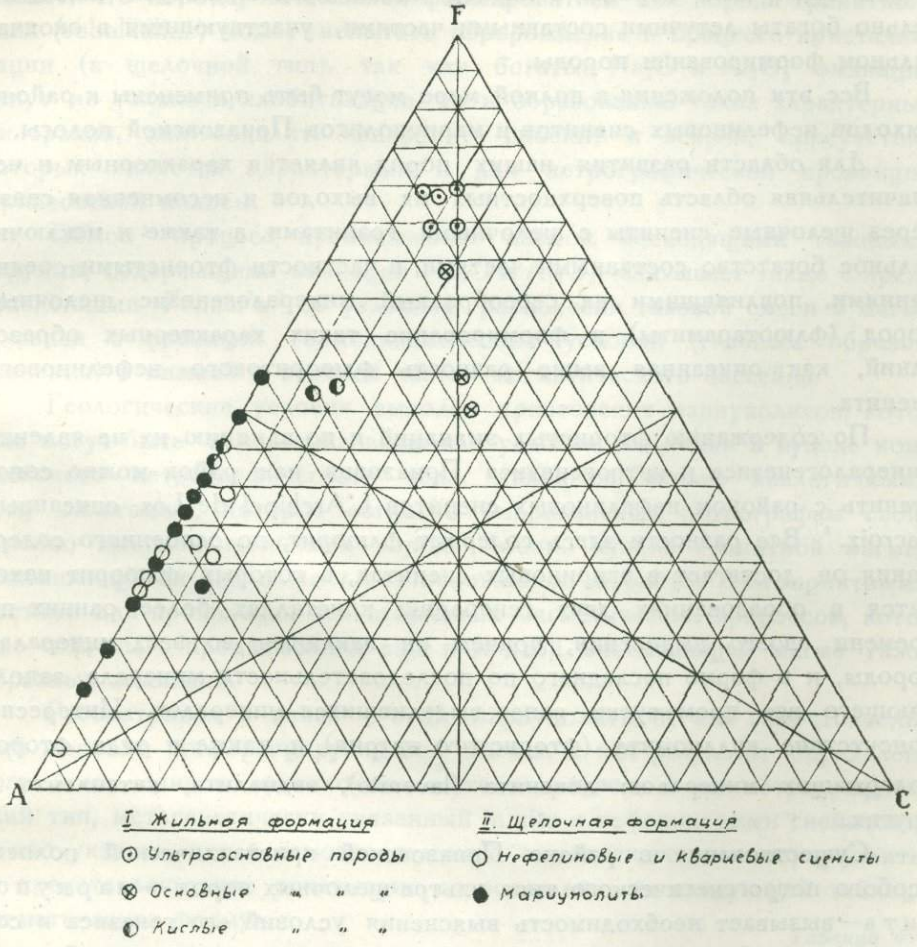
По Боуэну намечается следующее взаимоотношение между типами горных пород, образующимися в результате движения выделяющихся *кристаллов жидкой магмы:*

базальтовый
↓
диоритовый
↓
гранодиоритовый
↓ ↓
гранитовый базанитовый
↓ ↓
фойяитовый фойяитовый

Как известно, значительное влияние на химизм магмы в стадии генезиса щелочных пород приписывается Bowen'ом концентрации летучих составных частей магмы.

[1] N. L. Bowen. The later stages of the evolution of igneous rocks. Journ. Geology, 1915, vol. XXIII, Suppl. № 8, pp. 55 — 66.

В согласии с гипотезой Bowen'a, а также материалами исследований S. I. Shand'a [1] и C. H. Smyth'a [2], один из последних авторов, касавшихся вопроса о генезисе щелочных пород, I. L. Gillson [3] (1928) в сле-



Фиг. 20. Щелочная и лампрофировая формация (по Озанну).

дующих положениях формулирует результаты изучения этих образований:

1. Щелочные породы подчинены в отношении занимаемого объема другим породам данной провинции и составляют около 1%.

---

[1] S. I. Shand. The Problem of the alkaline rocks. Proc. Geol. Soc., South Africa, 1922, pp. 19 — 32.

[2] C. H. Smythe. Composition of the alkaline rocks and its significance as to their origin. Amer. Journ. Sci., 1913, pp. 1 — 36.

[3] I. L. Gillson. On the origin of the alkaline rocks. Journ. Geology, 1928, vol. XXXVI, № 5, pp. 471 — 475.

2. Щелочные породы обычно ассоциируются с породами гранитной магмы (subalkaline rocks) и являются из всей серии последними по времени интрузии или кристаллизации.

3. Щелочные породы в период своей кристаллизации исключительно богаты летучими составными частями, участвующими в окончательном формировании породы.

Все эти положения в полной мере могут быть применены к району выходов нефелиновых сиенитов и мариуполитов Приазовской полосы.

Для области развития наших пород является характерным и незначительная область поверхностных их выходов и несомненная связь через щелочные сиениты с щелочными гранитами, а также и исключительное богатство составными частями, в частности фтористыми соединениями, повлиявшими на своеобразный минералогенезис щелочных пород (*флюотарамиты*) и *формирование таких характерных образований*, как описанная выше разность флюоритового нефелинового сиенита.

По содержанию фтористых эманаций и по влиянию их на явления минералогенезиса и петрогенезиса Приазовья наш район можно сопоставить с районом нефелиновых сиенитов L'Archipel de Los, описанных Lacroix.[1] Все разности здесь содержат флюорит, но особенного содержания он достигает в эгириновых сиенитах, в которых флюорит находится в образованиях двух генераций: кристаллах более ранних по времени своего выделения, причем он заключен во всех минералах породы, и в форме последнего по последовательности минерала, заполняющего все промежутки ранее выделившихся минералов. Интересно присутствие виллиомита (фтористого натрия), а также и ряда фторосодержащих минералов: ловенита (lavenite), эвдиалита, катаплеита и других.

Существование в районе Приазовской кристаллической полосы особого петрогенетического типа ультра-щелочных пород — мариуполита — вызывает необходимость выяснения условий его генезиса и соотношения с более нормальными щелочными породами типа фойяитов. Едва ли представляется возможным рассматривать мариуполиты наравне с нефелиновыми сиенитами как самостоятельные образования, как результаты самостоятельной интрузии соответствующей магмы, как это делает проф. И. А. Морозевич.

Является более приемлемым взгляд на генезис мариуполитов как на формирование особой богатой Na_2O и Al_2O_3 разновидности щелочных пород, перерождаемой при участии газообразных составных частей *в последнюю стадию кристаллизации бассейна.*

Вопрос об обогащении природного застывающего силикатового раствора при содействии минерализаторов молекулами Na Al Si O_4

[1] A. Lacroix. Les syénites néphéliniques de L'Archipel de Los. P. 98.

разработан Bowen'ом. В соответствии с этим I. L. Gillson рассматривает процесс альбитизации как нормальное явление, сопутствующее при определенных условиях кристаллизации интрузивного тела, и указывает, что порода, начавшаяся формироваться как порода гранитного типа (subalkaline) может испытать перерождение в процессе кристаллизации (в щелочной тип), так как богатые Na_2O и Al_2O_3 эманации ведут не только к альбитизации, но и образованию таких характерных минералов, как содалит, канкринит, рибекит и эгирин, присутствие которых является характерным и для петрографической провинции Приазовской полосы.

Gillson[1] процесс пронизывания магмой восходящими газовыми струями, содержащими эманации Na_2O и Al_2O_3, связывает также с представлениями Fenner'a[2] об условиях равновесия газовой смеси в магме в связи с разницей термодинамических условий (главным образом давления) в нижней и верхней частях магматического бассейна.

Геологические условия выходов приазовских мариуполитов, которые могут быть характеризованы как условия залегания в куполе комплексного петрографического тела, являются вполне аналогичными тому залеганию, которое согласно американским петрографам свойственно выходам щелочных пород. Именно купола гранитной магмы, возвышающиеся над широким ее основанием, являются благоприятными местами для проявления тех вторичных магматических процессов, которые связаны с продвижением еще в жидкой застывающей магме газообразных эманаций.

Рассматривая в связи с этим мариуполиты не как самостоятельный дериват диференцирующейся магмы, а как результат определенного этапа единого физико-химического процесса и как петрографический тип, метагенетически связанный in situ с нефелиновыми сиенитами, можно указать, что и самостоятельного химического типа мариуполиты не представляют, как показывает сопоставление на следующей таблице магматических формул.

Таблица 49

	$\overline{RO}$	SiO_2	α	$R_2O:RO$	β	γ	
Мариуполиты	1.13	4.09	1.98	2.75	52.08	1.80	А. С. Гинзберг
Меланократовый нефелиновый сиенит	1.45	4.05	1.82	1.56	55.55	1.80	П. И. Лебедев
Лейкократовый нефелиновый сиенит	1.34	4.27	1.97	2.10	54.80	1.86	„

[1] I. L. Gillson, op. cit., pp. 473—474.

[2] C. H. Fenner. The Katmai Magmatic Province. Journ. Geol., 1926, vol. XXXIV, pp. 743 — 744.

Богатство мариуполитов щелочными окислами является вполне понятным в связи с условиям его генезиса.

IV. К ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ УКРАИНСКОЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ПОЛОСЫ

Изучение петрологического строения кристаллической полосы, в особенности на ее северозападном волынском и юговосточном приазовском участках, дает возможность делать выводы относительно закономерностей распространения некоторых элементов, характерных для основной, щелочной и кислой магм. В некоторых случаях факторами, влияющими на распределение и миграцию отдельных элементов, являлись процессы воздействия одной магмы, например, щелочной, на горные породы другой—основного типа, как мы это видим в случаях концентрации соединений титана и железа в некоторых участках приазовского района.

В других случаях геохимические особенности являются отражением тех сложных отношений, которые существовали между процессами формирования красных гранофировых гранитов и генетически связанными с ними комплексами габбро-норитовых и анортозитовых пород. Несомненно, что во всех этих случаях геохимия магматических образований связана с петрогенетической обстановкой формирования изучаемых массивов.

Титан и железо

Генетическая приуроченность этих элементов к производным габбровой магмы достаточно иллюстрируется изучением химического состава пород габбро-анортозитового комплекса Волыни, с одной стороны, и составных частей габбро-пироксенито-перидотитовой формации Приазовья, с другой. Распределение, в частности титана, в породах габбро-норитовой и чарнокитовой серии Волыни сравнительно иллюстрируется диаграммой, где для сравнения приведены также соответствующие данные пород Бушвельдского комплекса. Породы типа габбро характеризуются значительным равномерно-распределенным титанистым железняком, который точно так же, как и в анортозитах, является ксеноморфным образованием. Содержание TiO_2 в некоторых габбро Волыни (например Поромовка) доходит до 4.5%, что отвечает 8.5% содержания ильминита или титанистого железняка. Определенное методом Делесса содержание титанистого железняка в некоторых разностях габбро доходит до 4.7% (по П. Н. Чирвинскому). По указанию С. В. Бельского в каменоломне анортозитов Поромовки встречаются кристаллы титанистого железняка размерами до нескольких сантиметров.

На противоположном краю украинского щита, в Приазовьи, мы имеем значительно диференцированную группу пород габбровой магмы.

включающую в себя кроме массивных составляющих ее пород также своеобразную жильную габбровую формацию, которая характеризуется в отношении содержания титана следующими данными. Так, меланократовые габбро содержат крупных, иногда, размеров рудные образования, состоящие из ильменита, магнетита, гематита, пирротина, халькопирита, пентландита. Интересным является наблюдение, что в перидотитах вместе с серпентинизацией оливина происходит образование магнетита.

Железорудные образования в небольшом масштабе наблюдаются в контактной зоне щелочных основных пород (например, балка Демянова), где имеется сохранение первоначальной породой меланкратового габбро своей структуры при значительных следах происходивших пневматолитовых воздействий на его первоначальное вещество с образованием, помимо рудного комплекса (ильменит + магнетит + гематит), также ряда дейтерических силикатов: коричневой роговой обманки, красновато-коричновой слюды и др.

Выходы рудной массы по Дехтеревой балке в контакте тех же магматических образований (поверхностью 2—3 м²) имеют следующий минералогический состав: 50% гематита, 35% ильменита и примесь магнетита. По мнению Л. Ф. Айнберг „руда в первоначальном виде представляла, по всей вероятности, титанисто-магнитный железняк, т. е. вполне отвечала составу и характеру ксеноморфных рудных выделений сидеронитового типа в меланократовом габбро". Химический состав рудной массы следующий (по анализу Ю. Н. Книпович, в %):

SiO_2	3.12	Fe_2O_3	51.56
TiO_2	18.97	FeO	15.39
Al_2O_3	5.03		

TiO_2	габбро	2.55 — 4.63
	пироксениты—перидотиты	1.25 — 1.84
	щелочно-габбровая жильная серия	0.88 — 1.63 — 2.30
	чарнокиты	0.70 — 0.90

Характерным является распределение титана в сложной группе пород щелочной магмы, включающей в себе кроме массивных пород также разнообразную серию жильных образований, тесно между собой связанных.

TiO_2	щелочные сиениты	0.50 — 1.00
	микронордмаркиты	0.70 — 1.00
	фойяиты	0.20 — 0.60
	мончикиты-камптониты	2.50 — 3.30
	кварцевые тингуаиты	0.30

Таким образом, если не иметь в виду количественно слабо развитую группу основных лампрофировых пород, то можно ожидать больших концентраций железа в породах, являющихся производными габбровой магмы.

Действительно, в пределах развития этих пород в Приазовьи имеют недостаточно еще освещенные железорудные образования, генетически связанные с основными породами. Наиболее полное их исследование за последнее время дано Л. Ф. Айнберг и касается выходов железных руд района сел. Октябрьское (Сретенское), расположенных между верховьями балки Вали-Тарама и р. Восточный Кальчик. Отдельные породы, развитые здесь, характеризуются повышенным содержанием некоторых рудных минералов (в %):

MnO	0.38
CaO	0.13
MgO	4.04
H_2O (+)	1.13
H_2O (−)	0.12
	99.87

Имея, возможно, несколько сложный генезис, концентрации рудных образований описанного типа имеют, несомненно, первоначальным источником процессы, связанные с диференциацией основной магмы.

Интересная магнетитовая порода описана В. Е. Тарасенко из Подолии, где в комплексе изверженных пород по р. Бугу обнаружено шлировое выделение в гиперстеновом сиените железорудного образования. В комплекс интрузивных пород района сел. Михайловки входят с одной стороны, связанные между собою взаимными переходами породы кислой серии: гиперстеновый гранит, диаллаговый сиенит и другие, а с другой,—породы норитового типа. По минералогическому составу это своеобразное рудное образование состоит из 45% магнетита, 15% гиперстена, 40% кварца. В отношении химического состава рудная масса характеризуется присутствием (в %):

TiO_2	1.51	Al_2O_3	0.87
Fe_2O_3	31.23	MgO	2.15
FeO	18.94	CaO	0.71
SiO_2	43.92	K_2O	0.28

В связи с генетической и геохимической приуроченностью титаномагнетитовых образований к производным габбро-анортозитового комплекса, имеющего значительное распространение в пределах Волыни, представляет интерес изучение данного района геофизическими методами исследования, в частности магнитометрические данные. Небольшие магнитные аномалии были обнаружены С. В. Бельским еще в 1910 г. при измерении магнитных склонений в пределах бывших Житомирского, Новоград-Волынского и Овручского уездов. Кроме того, изучая магнитность горных пород, обусловленную содержанием в них титанистого и магнитного железняков, С. В. Бельский сделал вывод о закономерности распределения пород, обладающих магнитными свойствами. Несомненно, является насущной задачей систематическое иссле-

дование в геофизическом отношении районов развития пород габбровой магмы как в Волынском, так и Приазовском районах.

Марганец

Одной из самых своеобразных особенностей геохимической характеристики магматических процессов Приазовской кристаллической полосы является значительное участие марганца и его соединений в породах щелочной серии и в некоторых жильных образованиях, с ними связанных. В то время как в некоторых дериватах основной магмы, например, в пироксенито-перидотитовых породах наблюдается несколько повышенное содержание MnO, доходящее до 0.4%, в главных разностях габбро оно колеблется в пределах 0.1—0.2%, для отдельных пород щелочной магмы можно указать следующие данные (в %):

MnO	щелочные сиениты	0.05 — 0.20
	микронордмаркиты	около 0.1
	фойяиты	0.20 — 1.30
	мончикиты-камптониты	0.20 — 0.30
	кварцевые тингуаиты	0.50 — 0.20

Повидимому, наиболее тесно марганец является связанным с фойяитами.

Как известно из работ И. А. Морозевича, давшего детальные анализы щелочных пород и слагающих их минералов, участие марганца, а также фтора создает ряд своеобразных минералов рассматриваемого петрографического района. Характерным для них является следующее содержание MnO (в %):

Роговая обманка эгиринового сиенита	7.14
Тарамит	0.64 — 1.70
Флюотарамит	5.35
Лепидомелан ($MnO + Mn_2O_3$)	5.04

Представляет интерес содержание марганца в магнетитах, присутствием которых характеризуются некоторые мариуполиты; так, при содержании $Fe_2O_3 = 67.94\%$ и $FeO = 26.95\%$ содержание MnO доходит до 2.19%, так что главными составными частями этих магнетитов являются: 86% Fe_3O_4 и 7% $MnFe_2O_4$ (кроме того примеси $MgFe_2O_4$, $CaTiO_3$ и $TiFeO_3$).

Фосфор

Фосфор является достаточно хорошо выраженным и распространенным элементом, образуя апатитовые выделения как в габбровых породах, так в особенности в некоторых жильных породах, генетически связанных с диференциационными процессами щелочной магмы. Так, при среднем содержании в габбровых породах около 0.2%, мы имеем

в чарнокитовой серии содержание P_2O_5 до 0.3%, а в породах щелочно-габбровой жильной серии это содержание повышается до 0.4%.

Интересным является связь апатитовых образований с различными породами, объединяемыми в щелочную серию пород Приазовской полосы, что отражается следующим образом на их химическом составе:

Щелочные сиениты	0.20—0.25% P_2O_5
Фойяиты	— —
Мончикиты-камптониты	0.70—1.60%

Особенно интересным с точки зрения довольно значительной концентрации фосфорных соединений является нахождение в районе ультра-щелочных пород мариуполитов (Полякова балка) жильного пневматолитового выделения, являющегося своеобразной флюорито-апатитовой породой (П. И. Лебедев), содержащей значительное количество щелочной роговой обманки гастингситового типа. Количественный минералогический состав этой пневматолитовой породы следующий (в %)

Флюорит	50.92
Флюотарамит	29.26
Апатит	19.57

причем содержание P_2O_5 в породе доходит до 8.1%.

Фтор, литий, бериллий

Точно так же, как марганец, фтор является характерным элементом *для некоторых стадий формирования пород щелочной магмы.* В то же время фтор является, как видно из предыдущего, тесно связанным с фосфором, составляя как общие минералы (фторапатит), так и образуя в различных минералах некоторые пневматолитовые жильные образования, в которых концентрация фтора доходит до 28.3%.

Кроме этих жильных, связанных генетически с мариуполитами, выделений, в которых содержание плавикового шпата превышает 50%, фтор входит в качестве существенной составной части в некоторые щелочные роговые обманки, специально исследованные И. А. Морозевичем. По его данным, наиболее характерные щелочные роговые обманки содержат следующее количество фтора (в %):

Флюотарамит из сиенитовых пегматитов	1.75
„ „ щелочных сиенитов	1.71
Кроссит-крокидолитовый амфибол из щелочного сиенита	1.69

Таким образом, различные типы щелочных роговых обманок обладают высоким, но довольно постоянным содержанием фтора.

Характерно *постоянное и сравнительно значительное содержание* фтора в тех ультра-основных лампрофировых жильных породах—камптонитах и мончикитах, которые генетически связаны с районом развития

щелочных пород. По Морозевичу мончикиты р. Крынки содержат фтор, связанный как в форме апатита (до 3%), так и плавикового шпата (2—2.5%). Содержание фтора в этих породах колеблется в пределах 0.73—1.23%.

Сводку о нахождении флюоритовых образований в западной и восточной частях дает А. М. Алексеев, приводящий как сообщения прежних авторов о нахождении фтористых соединений (Иваницкий, Морозевич), так и указывающий на новые данные Н. К. Ненадкевича и Л. Л. Иванова. Последним найдены флюоритовые образования в щелочных сиенитах р. Кальчика в районе сел. Дмитриевки.

По отношению к волынскому району габбро-анортозитового комплекса, с которым, как указывалось выше, находятся в генетическом взаимоотношении красные гранофировые граниты, интересны указания еще И. А. Морозевича о распространенности в красных гранитах рр. Норыми и Жерева пневматолитического типа минералов, что позволяет Морозевичу назвать, вслед за Розенбушем, этот тип гранитов фумарольной фацией.

Среди этих минералов главное место принадлежит плавиковому шпату, который особенно характерен для норинских гранитов.

Хлористые соединения участвуют в некоторых щелочных пегматитах и самих мариуполитах Мариупольского щелочного массива, давая содалитовый тип мариуполитов.

Пегматитовые образования красных гранофировых гранитов. От чисто петрогенетических вопросов, связанных с изучением красных гранофировых гранитов, не может быть оторвано рассмотрение геохимических особенностей тех пегматитовых образований, которые связаны с площадью распространения гранитов коростеньского типа. Вопросы геохимии этих пегматитов затрагиваются в последнее время Л. Л. Ивановым, Б. А. Гаврусевичем и С. Ничипоренко. Ряд новых данных по минералогии пегматитов получен С. В. Бельским, которым в 1931 г. найдено коренное месторождение известных ранее по россыпям топазовых пегматитов.

Л. Л. Ивановым произведено химическое исследование гранитов топазового месторождения сел. Писаревки Володарского района, причем при сравнении минералогического состава этих гранитов с данными, характеризующими коростеньские граниты, „видно, что они уклоняются в сторону обогащения кварцем и биотитом и обеднения плагиоклазом, а частью и ортоклазом, представляя уже остаточную магму коростеньского типа, идущую в направлении пегматита, что сказывается и в проявлении пневматолитического ее характера, показанного появлением значительного количества флюорита".

Сами пегматиты, согласно Гаврусевичу, могут быть отнесены к топазо-литиевым пегматитам, характеризующимся элементами Li, H, Cl, F и Be.

Минералогически эти пегматиты представлены: ортоклазом, кварцем, альбитом, цинвальдитом, биотитом, мусковитом, топазом, бериллом.

Интересные данные о топазах находятся в последней работе Л. Л. Иванова, который на основании просмотра 180 топазов из россыпей сообщает о следующем распределении топазов по оттенкам: бесцветных топазов—70 (39%), винно-желтых—26 (14.5%), двухцветных—26 (14.5%), розовых—24 (13.2%), голубых—31 (17.2%), зеленоватых—3 (1.6%). Иногда наблюдается закономерное распределение цветов на одном и том же кристалле: голубая окраска по направлению оси Y, розовая на конце оси X, реже голубая окраска наблюдается посередине с окрашиванием концов обеих осей в розовый цвет. Среднее из определений удельных весов—3.566. Габитус кристаллов в зависимости от развития вертикальных призм представляется то квадратным (коренное месторождение Викторины) {120}, то ромбическом {110}.

По заключению Л. Л. Иванова образование топазов происходило в среднюю пневматолитическую фазу D—G.

Литий является связанным в цинвальдите, который описан из месторождения сел. Усолус (Л. Л. Ивановым) и колонии Писаревская Гута (Б. А. Гаврусевичем). Согласно последнему спектроскопическое изучение указало на значительное содержание лития и железа ($2V = 58°$). Наблюдается тесный парагенезис между топазом и цинвальдитом.

Кроме отмеченного выше типа пегматитов красных гранофировых гранитов, которые выделяются Гаврусевичем как пегматиты чистой линии, им описываются пегматитовые образования, связанные с габброноритами, которые отнесены им к гибридным пегматитам линии скрещения. Пегматитовые образования этого типа кроме упомянутых минералов кислой магмы содержат следующие характерные минералообразования: плагиоклаз (№ 53), пироксен, гизингерит, пирротин. Согласно этому автору „изучение парагенезиса позволяет установить, что образование этих пегтатитов имеет две фазы: 1) высокотемпературную—B, C, и D (эпимагматический этап) и 2) низкотемпературную с фазами G, N, K (гидротермальную).

Изучение геохимических и минералогических особенностей волынских пегматитовых образований, приурочных к имеющим такое значение во всем парагенетическом комплексе Волыни—красным гранитам, обещает еще много нового и интересного в связи с найденными коренными месторождениями гранитов. Это изучение должно осветить последние этапы магматической истории всего габбро-анортозито-гранитного комплекса северозападной части Украины.

Золото и серебро.

В связи со значительным содержанием в лампрофировых жильных выделениях пневматолитических элементов стоит, повидимому, некоторое обогащение их благородными элементами—золотом и серебром.

Так, согласно исследованиям И. А. Морозевича, мончикиты и камптониты р. Крынки, при значительных колебаниях в содержании этих элементов, дают следующее: мончикиты 1-го месторождения содержат 55 долей золота и 14 золотников серебра в 100 пудах руды. Содержание серебра является неравномерным, спускаясь до 5 золотников, а иногда давая лишь ясные следы (разновидность богатая слюдой и стекловатым базисом). Генезис золота и серебра, согласно автору, стоит в связи с тем, что таганрогские мончикиты содержат немалое количество фтора и серы, которые и могли „экстрагировать" благородные металлы из ее большой массы, накопление которых и могло произойти в наиболее высоких частях жильных инъекций.

Редкие элементы

Цирконий и гафний. Характерным элементом щелочных нефелиновых сиенитов Приазовья является цирконий, входящий в состав циркона (ауэрбахита). По данным Морозевича отдельные составные части щелочной серии характеризуются следующим содержанием ZrO_2:

мариуполиты	0.90—1.00%
нефелиновые сиениты (фойяиты)	0.01—0.10 „

Содержание ZrO_2 в мариуполитовой группе значительно вариирует: так, указанного количества (до 1%) содержание окиси циркония достигает в мариуполитах: лейкократового, гнейсообразного и порфиритовых разностей, содержащих лепидомелан; в меланократовом типе мариуполитов ZrO_2 спускается до 0.11%.

По нашим данным (анализы В. А. Молевой) содержание ZrO_2 в некоторых типах щелочной магмы представляется даже более повышенным; так, фойяиты содержат 0.11—0.15%, щелочные сиениты—0.17% (выход у сел. Октябрьского).

Значительной концентрации достигает циркон в некоторых мариуполитах (Маурова балка), в которых, согласно Б. М. Куплетскому, обычное содержание колеблется около 2—3%, но в отдельных участках поднимается до 5—6%. Кроме цирконовых вкрапленников размерами 1—4—5 мм встречаются светложелтые изотропные зерна пирохлора.

Представляет большой интерес нахождение в мариупольских цирконах, по материалам Морозевича, элемента гафния, замещающего, как известно, цирконий в изоморфных соединениях. Поэтому формулой приазовских цирконов, согласно Морозевичу, можно считать SiO_2 (ZrO_2 + + HfO) = 1 : 1.02.

Редкие земли

Некоторые разновидности мариуполитов содержат следующий парагенетический ряд минералов: альбит, нефелин, эгирин, магнетит, флюорит, циркон, бекелит и пирохлор. Последние два минерала аккумулируют две различные группы редких земель: в бекелите—церие-

вая группа и в пирохлоре—танталовая группа. Общее содержание обоих редкоземельных минералов не превышает 0.5%, распределяясь так: содержание бекелита около 0.3% и пирохлора—0.2%. Распределение в обеих группах отдельных групп редкоземельных элементов по Морозевичу является следующим:

в бекелите — окислы: церия Ce_2O_3, лантана La_2O_3 и дидима Di_2O_3,
в пирохлоре—окислы: ниобия Nb_2O_5 и тантала Ta_2O_5.

Количественные определения в богатых бекелитом разностях мариуполитов дает содержание всей группы церия (Ce, La, Di, Y, Er)$_2O_3$ доходит до 0.21%.

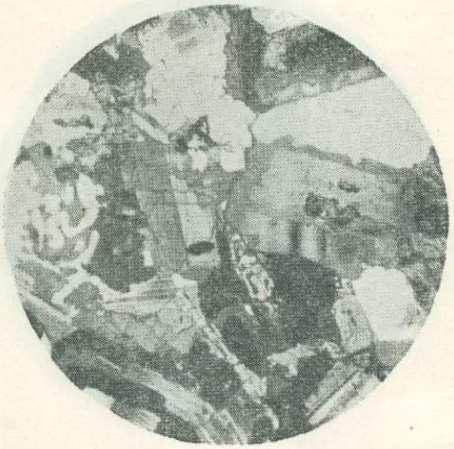
Еще более детально данные химического анализа отдельных мариуполитовых разностей в последней работе Морозевича указывают, что наибольшего содержания редкие земли достигают в порфиритовом мариуполите, где сумма Ce_2O_3, La_2O_3, Di_2O_3 достигает 0.14%, а сумма Nb_2O_5 и Ta_2O_5 =0.13%; отсутствуют указанные элементы в лейкократовых мариуполитах, и незначительное их количество находится в некоторых других разновидностях—лейкократовом с микропертитом и фонолитовом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айнберг, Л. Ф. Железорудное месторождение окрестностей села Сретенки Мариупольского округа. Изв. Главн. геол. разв. упр., т. I, вып. 37.
2. Айнберг, Л. Роговые обманки из Мариупольского щелочного массива. Изв. Главн. геол. разв. упр., т. XLIX, вып. 5, 1930, стр. 75—102.
3. Айнберг, Л. Приазовский щелочной массив. Тр. Вс. Геол. разв. об., вып. 196, 1933, стр. 3—88.
4. Алексеев, А. М. Петрографическое исследование некоторых пород Мариупольского округа. Наук. зап. Наук.-досл. кат. геол., т. II, Днепропетровск, стр. 223—244.
5. Безбородько, Н. И. Графито-железо-каолиновые месторождения в Первомайском у., Одесской губ. Изв. Укр. отд. Геол. ком., 1925, вып. 6.
6. Гинзберг, А. С. О мирмеките. Геол. вестн., т. II, № 2, 1916, стр. 64—69.
7. Гинзберг, А. С. К петрографии Приазовской кристаллической полосы. Изв. СПб. полит. инст., XXV, 1916, стр. 289.
8. Двойченко, П. А. Геологические наблюдения обследования месторождений полезных ископаемых Таврии в области Украинской кристаллической полосы, летом 1923 г. Изв. Укр. отд. Геол. ком., вып. 5, 1924.
9. Иваницкий. Геогностические описания Мариупольского округа. Горн. журн., 1833, стр. 60.
10. Куплетский, Б. М. Щелочные пегматиты Мариупольского района. Тр. Петрогр. инст., вып. 3, 1932, стр. 39—51.
11. Лебедев, П. И. и Молева, В. А. Пневматолитовая порода Приазовской кристаллической полосы. Тр. Петрограф. инст., вып. 5, 1933.
12. Мефферт, Б. Ф. Об условиях залегания ультра-основных жильных пород в Таганрогском округе. Изв. Геол. ком., т. 37, № 3 и 4, 1918, стр. 483—497.
13. Морозевич, И. О литологическом составе южно-русской кристаллической площади в пределах Мариупольского у. Изв. Геол. ком., т. XVII, 1893, стр. 133—166 и 287—295.
14. Морозевич, И. Об одном крайнем члене семейства нефелиновых сиенитов—мариуполите и связанных с ним породах Мариупольского у. Зап. Минер. общ., 39, 1901, стр. 44.
15. Морозевич, И. Геологические наблюдения, произведенные в Александровском у. (Екатериносл. губ.) и Таганрогском округе летом 1901 г. Изв. Геол. ком., т. XX, 1901.
16. Морозевич, И. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. Тр. Геол. ком., Новая серия, вып. 8, 1903, стр. 1—29.
17. Морозевич, И. А. О поездке летом 1908 г. в Мариупольский уезд. Зап. СПб. минер. общ., часть 47, 1909, стр. 21.
18. Morozewicz, J. Der Mariupolit und seine Blutverwandten (Chemisch-petrographisches Studium). Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. (Neue Folge). Bd. 40, Heft V u. VI, 1930, pp. 335—434.
19. Morozewiez, J. Gewinnung von seltenen Erden aus dem Mariupolit. Bull. Acad. Sc. de Cracovie, 1909, pp. 207—212.
20. Morozewicz, J. Sur quelques amphiboles Ferro-alcalines. Pp. 1623—1633.
21. Сердюченко. Д. П. Старо-Крымское месторождение графита. Минеральное сырье, № 5/6, 1927, стр. 348—353.
22. Сердюченко, Д. П. О генетических отношениях графита Старо-Крымского месторождения Мариупольского округа в связи с общей проблемой графитообразования на Украине. Изв. Донск. полит. инст., т. XIV, 1930, стр. 1—20.
23. Шапиро. И. А. Месторождение графита у с. Троицкого, Бердянского района. Минеральное сырье, № 1 1929.

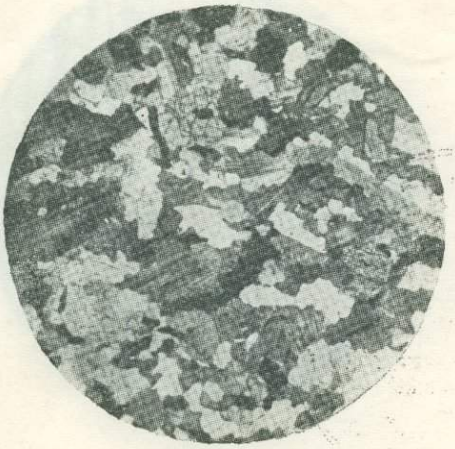
24. Hunter, M. und Rosenbusch, H. Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 1890, XI, S. 445—466.
25. Pirsson, L. V. The monchiquites or analcite group of igneous rocks. Journ. Geol., vol. IV, pp. 679—690.
26. Romberg, I. Über Melaphyr und Camptonit aus dem Monzenigebiete Centrbl. für Miner. Geol., 1904, S. 275—279.
27. Brögger. Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. III. Das Gangefolge des Laurdalits. 1898.
28. Hackman, V. Über Camptonitgange im Mittleren Finland. Bull. de la Commiss. Geol. de Finlande, № 42, 1914, S. 3—18.
29. Schumann, K. H. Zur Genese alkalisch lamprophyrischer Gangesteine Centrbl. für Miner. Geol. № 16 u. 17, 1922, S. 495—545.
30. Tyrrell, G. W. The Picrite-Teschenite Sill of Lugar (Ayrshire) Quart. Journ., vol. LXXII, № 286, 1917, pp. 4—131.
31. Daly, R. A. Origin of the alkaline rocks. Bull. Geol. Soc. Am., 21, 1910.
32. Smythe, C. H. Composition of the alkaline rocks and its significance as to their origin Amer. Journ. Sci., 1913, pp. 1—36.
33. Bowen, N. L. The later stages of the evolution of igneous rocks. Journ. Geol., vol. XXIII, Suppl. № 8, 1915, pp. 55—66.
34. Shand, S. I. The problem of the alcaline rocks. Proc. Geol. Soc. South Africa, 1922.
35. Bowen, N. L. Genetic features of alnoitic rocks of Isle Cadieux, Quebec. Amer. Journ. of Sci., vol. III, 1922, pp. 1—34.
36. Gillson, I. L. On the origin of the alkaline rocks. Journ. Geol., vol. XXXVI, № 5, 1928, pp. 471—475.
37. Finlayl, F. L. The nepheline syenites and pegmatites of Mount Royal. Montreal. Quebec. Canadian Journ. of Research, 1930, pp. 231—248.

П. И. Лебедев. Петрография Украины. Часть II.

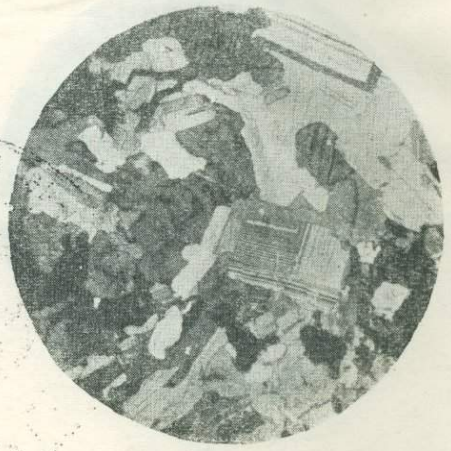


1

2



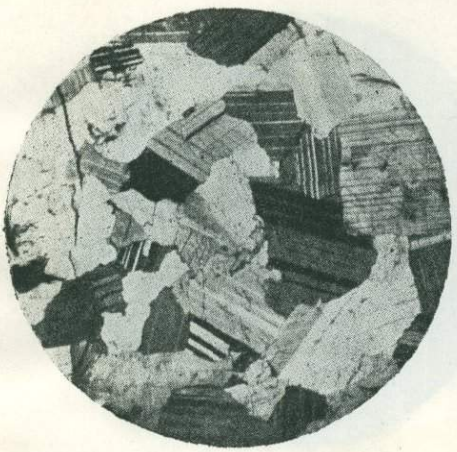
3



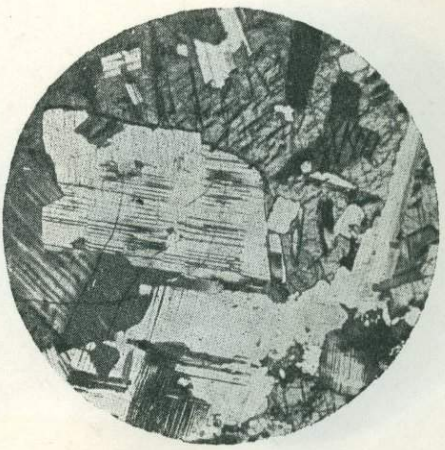
4

1. Роговообманковое габбро; р. Гороховка близ сел. Теренцы.
2. Габбро; р. Ирта, сел. Рыжаны.
3. Оливиновое габбро; сел. Горошечки.
4. Оливиновое габбро; р. Иршица, сел. Рудня шляховая.

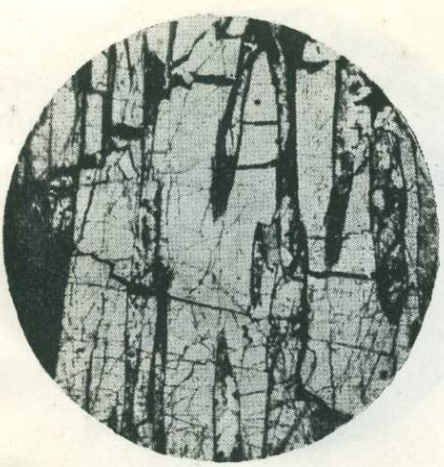
П. И. Лебедев. Петрография Украины. Часть II.



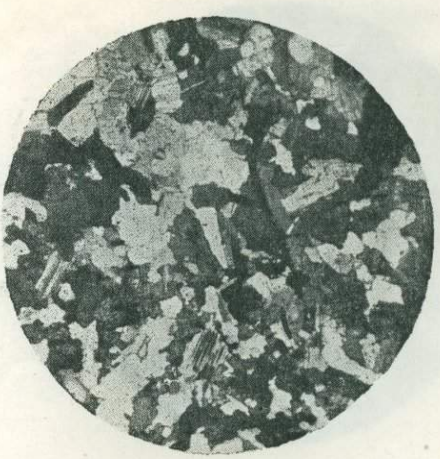
1



2



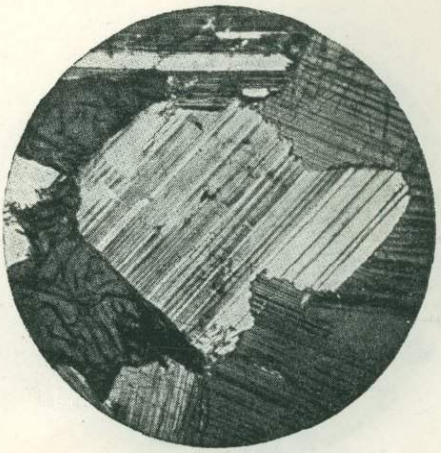
3



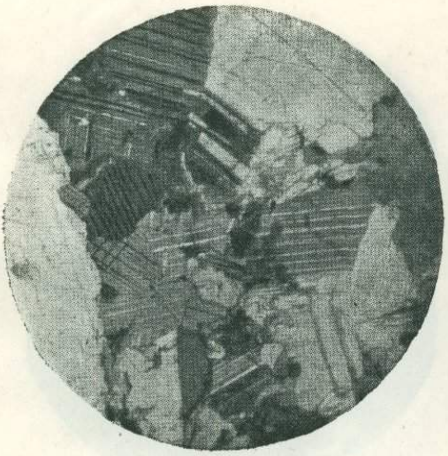
4

1. Норит; р. Уж, сел. Ушомир.
2. Шлировое выделение крупнозернистого габбро-норита; р. Ирша, г. Володарск.
3. Шлир пегматитовой породы, заключающейся в габбро-сиенитовом шлирообразном выделении лабродорита из карьера Подаревского; сел. Поромовка.
4. Мелкозернистый габбро-норит; р. Ирша, г. Володарск.

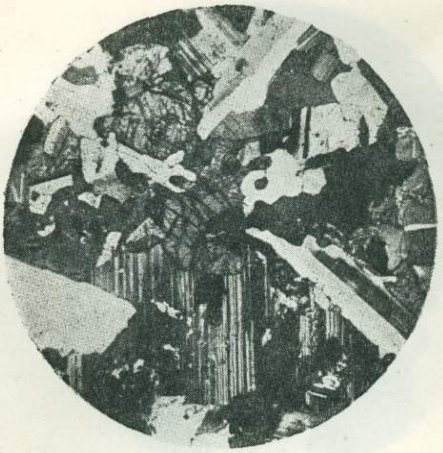
1



2

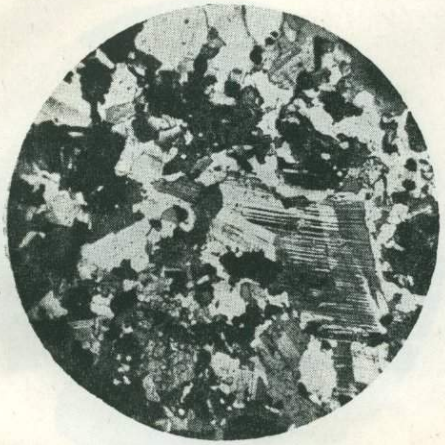


3



4

1. Лабрадорит; карьер Головино.
2. Лабрадорит; карьер Подаревского, сел. Поромовка.
3. Турчинский лабрадорит; сел. Новый Бобрик.
4. Лабрадорит; близ сел. Фрисарка.



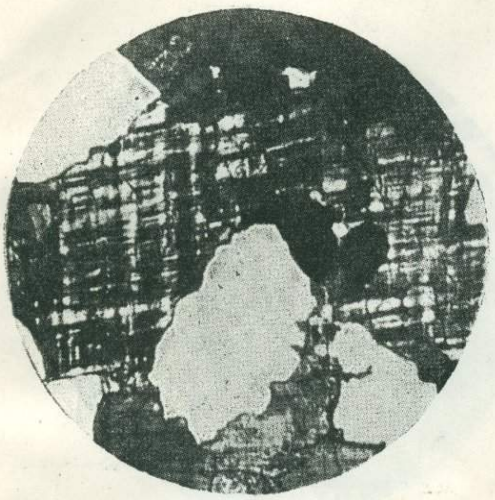
1

2

3

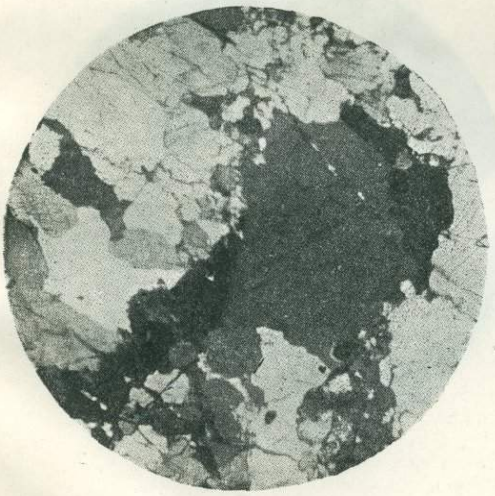
4

1. Чарнокит; сел. Фрисарка, р. Тетерев, Волынь.
2. Чарнокит (роговообманковый габбро-сиенит); сел. Фрисарка, Волынь.
3. Кислый чарнокит; р. Кальчик, Приазовье.
4. Чарнокит; р. Кальчик, Приазовье.

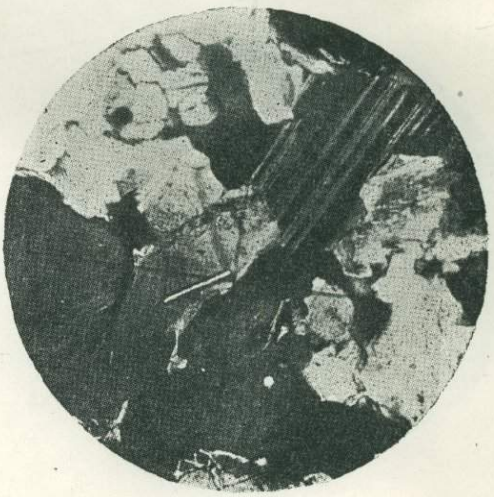


1

2

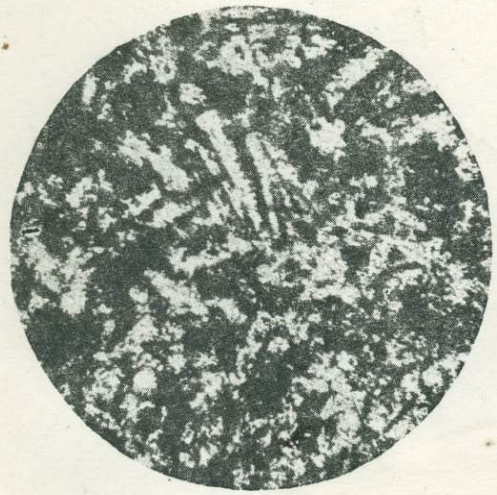


3



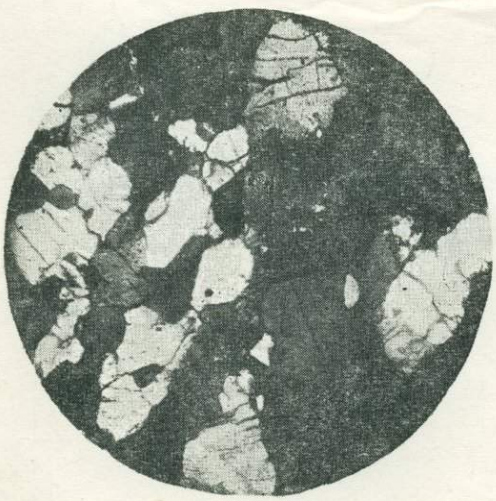
4

1. Кварцевый щелочной сиенит; р. Кальчик, Приазовье.
2. Щелочной сиенит; р. Кальчик, Приазовье.
3. Кислый чарнокит (адамеллит); р. Кальчик, Приазовье.
4. Щелочной сиенит; Приазовье.

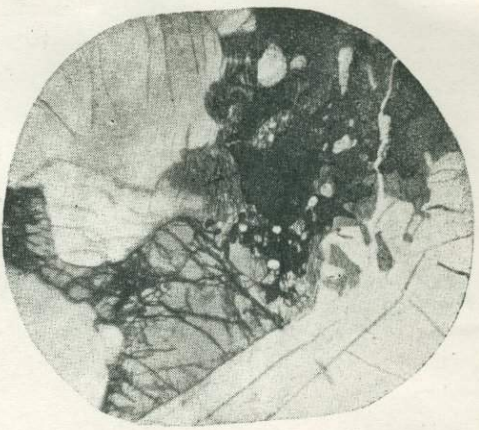


1

2



3



4

1. Жильный микронордмаркит; балка Полковая, Приазовье.
2. Мончикит? р. Кальчик, Приазовье.
3. Жильное габбро; р. Кальчик, Приазовье.
4. Железисто-магнезиальный комплекс чарнокитов р. Кальчик, Приазовье.

Геофизический сборник. [Отв. ред. С. И. Субботин. Киев], «Наукова думка», [1972].
(На 1-й с.: АН УССР. Респ. междувед. сборник. Серия «Теорет. и эксперим. геофизика»). 26 см.
[Вып.] 45. [Ред. Т. С. Лебедев]. 1972. 95 с. с ил.; 1 л. граф. Списки лит. в конце статей. Рез. статей на англ. яз. - 1.300 экз. 70 к.

I. АН УССР. Киев. II. Субботин, Серафим Иванович, ред. — — 1. Геофизика — Сборники.

550.3

№ 7495 15.4.3
12 № 165 [72-6457ж]
Вс. кн. пал. 3 III 72 Г366

Кс 2—9—5

17