

УДК 552.321.5 (477)

**А. В. Митрохин, С. В. Богданова, Л. В. Шумлянский**

## **Полибарическая кристаллизация анортозитов Коростенского плутона (Украинский щит)**

В пределах Коростенского плутона изучены анортозитовые породы с блоковыми текстурами, характеризующимися наличием глубинных включений анортозитов васьковичского типа ( $A_1$ ) в габбро-анортозитах пеннзевичского типа ( $A_2$ ). Включения и вмещающие габбро-анортозиты, имея близкую основность плагиоклазов, различаются ассоциациями и составом мафических минералов. Оценки условий фазового равновесия Fe-Mg силикатов указывают на полибарическую кристаллизацию анортозитов коростенского комплекса. Авторы доказывают, что включения анортозитов  $A_1$  не могут быть ликвидусными фазами, выделившимися на начальных этапах кристаллизации габбро-анортозитов  $A_2$ . Установленная разница значений давления при кристаллизации изученных анортозитовых пород должна соответствовать глубине залегания магматической камеры анортозитов  $A_1$  относительно современного уровня эрозионного среза. Ниже Федоровского массива, расположенного в восточной части Коростенского плутона и сложенного габбро-анортозитами  $A_2$  на глубине 9–20 км, существует еще один автономный массив, сложенный более древними анортозитами  $A_1$ . Полученные данные хорошо согласуются с существующими геолого-геофизическими моделями глубинного строения Коростенского плутона.

E-mail: mitr@univ.kiev.ua

**Введение.** Начиная с 1970-х гг. полибарическая кристаллизация стала главной петрологической концепцией большинства работ, посвященных протерозойским анортозитам автономного типа [23, 26, 30–32, 35, 36, 40–42]. Суть этой концепции сводится к следующему. Анортозиты *massif type*, образующие крупные автономные массивы в пределах фундамента всех докембрийских платформ, представляют собой кумулятивные магматические образования, кристаллизация которых происходила в широком диапазоне значений давления. Начальная стадия кристаллизации имела место в глубинной магматической камере и сопровождалась совместным выделением основного плагиоклаза и мафических минералов с их последующим гравитационным фракционированием. Мафические минералы при этом оседали в донную часть магматической камеры, а плагиоклаз, всплывая, накапливался в верхней части. Гравитационная нестабильность приводила к внедрению существенно плагиоклазовой магматической "каши" в виде диапиров вверх на конечный уровень кристаллизации [23]. Полибарическая кристаллизация подтверждается: 1 — умеренной основностью плагиоклаза в анортозитах автономного типа, свидетельствующей о высоком давлении на ликвидусе исходных базитовых магм [32, 35]; 2 — мегакристовой структурой отдельных разновидностей анортозитов с крупными выделениями высокостронциевого плагиоклаза и высокоглиноземистого ортопироксена в более мелкозернистом матриксе, рассматриваемыми в качестве глубинных ликвидусных фаз, вынесенных на конечный уровень кристаллизации в виде магматической "каши" [28, 29, 37]; 3 — несоответствием оценок давления на конечном уровне кристаллизации, вычисленных по минеральным равновесиям в экзоконтактовых ореолах анортозитовых массивов, более высокому давлению, значение которого установлено экспериментально для ликвидусного парагенезиса плагиоклаз ( $An_{35-55}$ ) — высокоглиноземистый ортопироксен [35]. Параллельно с концепцией полибарической кристаллизации в настоящее время активно раз-

© А. В. Митрохин, С. В. Богданова, Л. В. Шумлянский, 2008

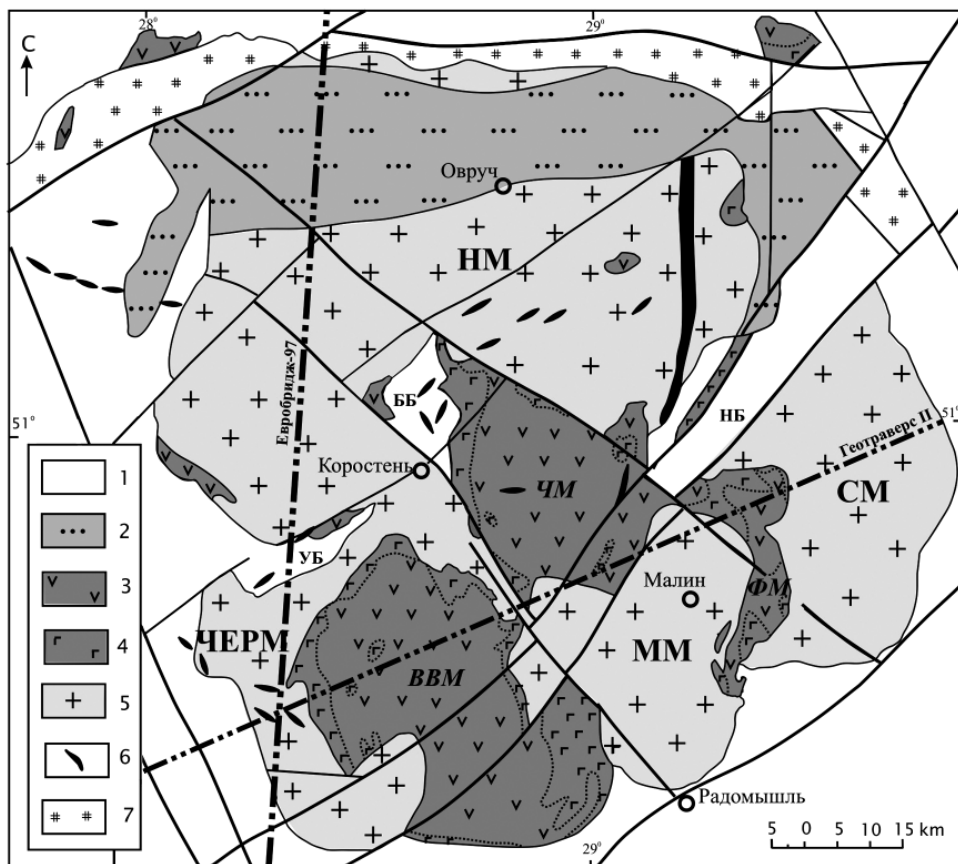


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Коростенского плутона: 1 – гнейсы, кристаллосланцы тетеревской серии ( $PR_{1tt}$ ) и гранитоиды житомирского комплекса ( $PR_{1zt}$ ) в "раме" Коростенского плутона, а также внутренние блоки складчатого фундамента (ББ – Бехинский, УБ – Ушомирский, НБ – Недашковский); 2 – вулканогенно-терригенные отложения топильянской ( $PR_{1tp}$ ) и овручской ( $PR_{1-2ov}$ ) серий; интрузивные образования коростенского комплекса ( $PR_{1ks}$ ); 3 – анортозиты и габбро-анортозиты главной анортозитовой серии  $A_2$  (массив: ВВМ – Володарск-Вольнский, ЧМ – Чеповичский, ФМ – Федоровский); 4 – габбро, габбро-нориты, троктолиты и габбро-монциты ранней и поздней габброидных серий  $G_{3-4}$ ; 5 – рапакиви и рапакивиоподобные граниты (массив: ММ – Малинский, ЧЕРМ – Червоноармейский, НМ – Народичский, СМ – Сидоровичский); 6 – габбро-долериты, долериты, диабазовые порфиры дайкового комплекса ( $PR_1$ ); 7 – метасоматические образования пержанского комплекса ( $PR_{1pz}$ )

вивается идея о длительном полифазном становлении анортозитовых массивов автономного типа, основанная на прямых геологических наблюдениях, а также данных изотопного датирования. На примерах анортозитовых комплексов Украины, Канады и Норвегии показано, что наиболее крупные анортозитовые массивы представляют собой сложные интрузии с полифазной историей развития [23, 39]. Так, геохронологические данные о Коростенском плутоне (КП) Украинского щита (УЩ) свидетельствуют о том, что продолжительность базитового магматизма здесь составляла не менее 40 млн лет, с временными интервалами между отдельными магматическими фазами 6–15 млн лет [5, 21]. При этом крупные габбро-анортозитовые массивы коростенского комплекса рассматриваются как полифазные интрузии, в строении которых принимают участие разновозрастные ассоциации базитов [39]. Возможность полибарической кристаллизации анортозитов коростенского комплекса предполагалась рядом исследователей [7, 15], однако роль этого феномена в становлении анортозитовых массивов по существу не обсуждалась.

**Цель** настоящей работы – согласование концепции полибарической кристал-



Рис. 2. Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона вдоль Геотраверса II (геолого-геофизическая модель [25] с дополнениями и упрощениями авторов): 1 – базиты первичной магматической камеры, 2 – габбро-анортозитовые массивы  $A_2$ , 3 – краевые интрузии габброидов  $G_{3-4}$ , 4 – предполагаемый уровень залегания глубинного анортозитового массива  $A_1$ , 5 – граниты рапакиви, 6 – чередование гранитов рапакиви и гибридных пород; 7 – разломы; ФМ – Федоровский массив; ВВМ – Володарск-Волынский массив, М – граница Мохо

лизации с имеющимися данными о полифазном становлении габбро-анортозитовых массивов автономного типа на примере Коростенского плутона.

**Геолого-геофизические предпосылки полибаричности базитов КП.** Расположенный в северо-западной части УЩ КП представляет собой многофазный интрузив анортозит-рапакивигранитной формации палеопротерозойского возраста [2, 4, 8, 11, 18]. В действующей корреляционной схеме докембрия УЩ [6] интрузивные образования КП относятся к одноименному коростенскому комплексу ( $PR_1ks$ ). В его составе традиционно выделяют три группы пород: гранитоиды, базиты и гибридные породы (рис. 1). Граниты рапакиви, а также многочисленные разновидности рапакивиподобных гранитов слагают основной объем КП, образуя в его пределах четыре нечетко обособленных массива: Малинский, Червоноармейский, Народичский и Сидоровичский. Подчиненные гранитоидам базиты коростенского комплекса представлены анортозитами, габбро-анортозитами, габбро-норитами и габбро, образующими три крупных габбро-анортозитовых массива: Володарск-Волынский, Чеповичский и Федоровский, а также ряд более мелких массивов в пределах КП и в его обрамлении. Гибридные породы (габбро-монциты, монциты и сиениты) развиты преимущественно в области контакта базитов и гранитоидов коростенского комплекса. Изотопный возраст внедрения коростенского комплекса составляет 1800–1737 млн лет [5, 21]. Интрузии коростенского комплекса прорывают палеопротерозойский складчатый фундамент, сложенный гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами тетеревской серии ( $PR_1tt$ ), а также гранитами и мигматитами житомирского комплекса ( $PR_1zt$ ). Породы тетеревской серии и житомирского комплекса слагают "раму" КП в его западном, южном и восточном обрамлении, а также образуют внутренние блоки складчатого фундамента – Ушмирский, Бехинский и Недашковский. Образования тетеревской серии испытали региональный метаморфизм и ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой фации до внедрения интрузий коростенского комплекса. Субплатформенные образования пугачевской толщи ( $PR_1pg$ ), представленные кварцитовидными метапесчаниками, микросланцами и роговиками, залегают в виде останцов и ксенолитов среди пород коростенского комплекса, претерпевая контактовый метаморфизм в условиях амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций. Многочисленные дайки габбро-долеритов, долеритов и диабазовых порфиритов, относящиеся к палеопротерозойскому дайковому комплексу ( $PR_1$ ), секут гранитоиды коростенского комплекса, габбро-анортозитовые массивы, внутренние блоки складчатого фун-

дамента, а также "раму" КП. В северной части в пределах Овручско-Вильчанской грабен-синклинали породы плутона трансгрессивно перекрываются вулканогенно-терригенными отложениями овручской серии ( $PR_{1-2}ст$ ). В плане КП представляет собой изометричное тело общей площадью 12000 км<sup>2</sup>. Приблизительно 75 % от этой площади приходится на долю гранитоидов коростенского комплекса. Крупные габбро-анортозитовые массивы слагают около 25 % площади.

Согласно геофизическим данным, земная кора в пределах КП имеет сложное блоково-ярусное строение (рис. 2). В верхнем ярусе земной коры КП до глубины 19–20 км чередуются горизонты с пониженной и повышенной сейсмическими скоростями [1, 10, 16, 20, 25]. Высокоскоростные горизонты мощностью 0,5–3 км характеризуются большими значениями скорости, чем в породах "рамы" КП, и интерпретируются большинством исследователей как пластинообразные тела базитов коростенского комплекса. Сейсмические скорости в пределах высокоскоростных горизонтов меняются как по латерали (6,3–6,55 км/с), так и в зависимости от глубины залегания, достигая максимума (6,9 км/с) на глубине 19 км [10]. Следовательно, можно предполагать некоторую неоднородность в составе базитовых тел. На дневной поверхности высокоскоростным горизонтам соответствуют крупные габбро-анортозитовые массивы — Володарск-Волынский, Чеповичский и Федоровский. Согласно геолого-геофизическим данным, габбро-анортозитовые массивы представляют собой пологозалегающие пластинообразные тела мощностью 1–3 км, в краевых частях осложненные субвертикальными дайкоподобными интрузиями базитов, простирающимися на глубину до 10 км [3, 25]. Наиболее крупные габбро-анортозитовые массивы — это полифазные интрузии, в строении которых принимают участие разновозрастные ассоциации базитов — ранняя анортозитовая серия ( $A_1$ ), главная анортозитовая серия ( $A_2$ ), ранняя габброидная серия ( $G_3$ ) и поздняя габброидная серия ( $G_4$ ) [13, 39]. Горизонты с пониженной скоростью (5,8–6,0 км/с) мощностью 1–5 км, зафиксированные в пределах верхнекорового яруса КП, интерпретируются как пластины гранитов рапакиви [10]. На дневной поверхности низкоскоростным слоям действительно соответствуют крупные массивы гранитоидов коростенского комплекса. Последние, впрочем, по скоростным характеристикам неотличимы от гранитов и мигматитов житомирского комплекса, слагающих "раму" КП. Принимая во внимание наличие эрозионных окон складчатого фундамента в приповерхностной части КП (Бехинский блок), можно предполагать наличие внутренних блоков складчатого основания, "зажатых" на глубине между пластинами гранитоидов и базитов коростенского комплекса. Наличие чередующихся пластин базитового и гранитоидного состава в пределах верхнекорового блока КП дополнительно подтверждается прямыми геологическими наблюдениями. Так, в центральной части Народичского массива рапакиви разбурен одноименный габбро-анортозитовый массив, залегающий на небольшой глубине под гранитоидами. В северной части Федоровского габбро-анортозитового массива, наоборот, установлено подстиление базитов гранитоидами коростенского комплекса. Особенно ценную информацию несут ксеногенные включения в породах дайкового комплекса, пересекающих КП. Так, в дайке диабазового порфирита, прорывающей гранитоиды Червоноармейского массива рапакиви [19], описаны ксенолиты анортозитов, относящиеся предположительно к ранней анортозитовой серии, что заставляет предполагать наличие этих пород на глубине. Гнейсо-мигматиты Бехинского блока также прорываются дайками диабазовых порфиритов с ксенолитами анортозитов. Последнее указывает на возможность залегания анортозитовых пород под внутренними блоками складчатого основания КП.

Нижний ярус земной коры КП, по данным [1, 9, 16, 25], характеризуется геологическим строением, существенно отличающимся от строения верхнего яруса и нижнекоровых структур, обрамляющих КП. В деталях мнения исследователей расходятся. Одни предполагают "разуплотнение" нижней коры и, возможно,

верхней мантии под КП [1]. Другие отождествляют нижний ярус земной коры КП с его глубинной магматической камерой, стратифицированной в интервале 15–38 км от анортозитов в верхней части до ультрабазитов — в донной [16]. Согласно скоростной модели [10], на глубине 19–39 км под КП наблюдается постепенное увеличение сейсмических скоростей от 6,95 до 7,0 км/с при уменьшении значений положительной скоростной аномалии, установленной относительно прилегающих нижнекоровых блоков. Отсутствие латеральных и существенных вертикальных вариаций скорости в нижнем структурном ярусе КП принимается авторами в качестве свидетельства однообразия вещественного состава пород, опровергая представления о его стратификации. Абсолютные значения сейсмической скорости в нижнекоровом блоке КП, по мнению [10], вполне соответствуют базитам анортозит-рапакивигранитной формации. Трехмерное моделирование гравитационного и магнитного полей [25] показало асимметричное строение нижней коры под КП. К северо-востоку от Центральной зоны разломов на глубине более 18 км авторами моделирования установлен высокоскоростной блок плотных слабомагнитных пород, имеющий форму штока диаметром 90 км с вертикальной мощностью 20 км. Этот мощный базитовый шток, полностью пересекающий нижнюю кору, рассматривается [25] в качестве первичной магматической камеры КП, периодически поставлявшей расплавы в верхнюю кору.

По мнению большинства исследователей, граница *M* под КП залегает на глубине 39–40 км, образуя положительный выступ [9, 25]. Предполагается, что переходная зона между корой и мантией под плутоном и в его окружении представлена реститовыми породами типа гранатсодержащих мафических гранулитов и эклогитов, образовавшихся при выплавлении коростенских магм из нижней коры возрастом ~ 2,0 Ма [24].

**Петрологические свидетельства полибаричности анортозитовых пород КП.**  
*Блочные текстуры в анортозитах.* Блочные текстуры (*block structure*) определяются наличием включений анортозитов одного типа в другом [23]. Типичные блоковые текстуры описаны в анортозитах Федоровского массива, расположенного в восточной части КП [12]. Подобно большинству протерозойских анортозитовых массивов автономного типа Федоровский массив характеризуется широкой распространенностью существенно плагиоклазовых разновидностей семейства габброидов, объединяемых под сборным названием "анортозитовые породы". По условиям залегания и вещественному составу среди анортозитовых пород этого массива различают пенизевичский и васьковичский типы [14]. Основной его объем слагают пятнисто-окрашенные в серые, зеленовато-серые и светлые желтовато-зеленые тона анортозиты и габбро-анортозиты пенизевичского типа ( $A_2$ ). В них повсеместно встречаются включения светло-серых анортозитов васьковичского типа ( $A_1$ ), имеющих, несомненно, более древний возраст и характеризующихся более высокобарической ассоциацией порообразующих минералов. Размеры ксенолитов колеблются от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Форма пластинообразная или неправильная с остроугольными, а также закругленными очертаниями. В наиболее крупных ксенолитах различается грубая модальная слоистость. Часто ксенолиты сложены более "рыхлым" трещиноватым анортозитом, нежели вмещающая порода. Граница с вмещающей породой резкая, преимущественно прямолинейная. Элементы слоистой текстуры, а также трещиноватость срезаются линией контакта, не выходя за пределы ксенолита. Иногда видно, как крупные таблитчатые кристаллы плагиоклаза во вмещающей породе вблизи ксенолита приобретают ориентировку согласно линии контакта. Некоторые ксенолиты окружены внешней меланократовой оболочкой, обогащенной пироксеном, оливином и ильменитом. Мафические минералы могут также проникать в узкие трещины, пересекающие ксенолит.

*Петрографические типы анортозитов.* Петрографические типы анортозитовых

пород Федоровского массива, наблюдаемые на участках с блоковым строением, заметно различаются особенностями минерального состава и, прежде всего, количественным и качественным соотношением мафических минералов, а также акцессорной минерализацией. Различия в химическом составе анортозитов, во многом коррелирующие с минеральным составом, объясняются разным составом исходных магм, а также разницей в условиях кристаллизации [14], на которую указывают и структурно-текстурные особенности анортозитовых пород пенizeвичского и васьковичского типов.

Анортозиты васьковичского типа ( $A_1$ ) – крупно-гигантозернистые породы с обычным содержанием плагиоклаза более 90 %. В наиболее крупных ксенолитах наблюдается грубая модальная слоистость, подчеркнутая неравномерным распределением выделений ортопироксена. При этом мономинеральные анортозиты чередуются с подчиненными нечетко обособленными прослоями норит-анортозитов. Структура анортозитов этого типа кумулятивная гипидиоморфнозернистая с элементами структур протоклаза. Крупные (1–15 см) мегакристы плагиоклаза ( $An_{47-59}$ ) находятся в субофитовом сростании с менее распространенным ортопироксеном. Некоторые мегакристы плагиоклаза явно деформированы, часто с разрывом и смещением отдельных блоков. Ортопироксен – гиперстен, образует более мелкие (1–2 см) интерстициальные зерна, а также крупные (5–10 см) мегакристы. Как мелкие зерна ортопироксена, так и мегакристы имеют неправильную клиновидную и угловатую форму с гипидиоморфными отрицательными гранями. На участках развития протокластических структур крупные скелетные зерна ортопироксена "залечивают" промежутки между блоками раздробленных мегакристов плагиоклаза. Единичные зерна акцессорного оливина изредка встречаются в виде мелких реликтовых корродированных включений в ортопироксене. Признаки зональности в плагиоклазах и ортопироксенах не установлены. Характер микроструктуры анортозитов васьковичского типа позволяет предполагать, что их кристаллизация сопровождалась фильтр-прессингом и магматическим дроблением, т. е. происходила в тектонически активных условиях.

Габбро-анортозиты пенizeвичского типа ( $A_2$ ) – крупнозернистые анортозитовые породы, характеризующиеся пониженным против обычного содержанием плагиоклаза (73–86 %), что эффектно подчеркивает их типичную кумулятивную гипидиоморфнозернистую структуру. Последняя близка к субофитовой или габбро-офитовой с заметным идиоморфизмом крупных (1–4 см) таблитчатых кристаллов плагиоклаза по отношению к более мелким (0,5–1 см) выделениям мафических минералов. Плагиоклаз характеризуется прямой зональностью с широким лабрадорovým ядром ( $An_{50-58}$ ) и узкой андезиновой оболочкой ( $An_{46-50}$ ). Структуры магматического дробления (протоклаза) в плагиоклазе не выражены. Мафические минералы, представленные пироксеном, оливином и ильменитом, концентрируются в интерстициях плагиоклаза в виде скоплений с первичными венцовыми структурами. Оливин обычно образует субидиоморфные включения в инвертированном пижоните и авгите. Инвертированный пижонит, формирующий венцовые оболочки вокруг отдельных зерен авгита и оливина, сам окружен узкой оболочкой гиперстена. Ильменит и апатит проявляют частичный идиоморфизм по отношению к инвертированному пижониту. Калиевый полевой шпат встречается в незначительном количестве (1–2 %), образуя интерстициальные зерна с коррозионными границами по отношению к плагиоклазу. Характер микроструктуры габбро-анортозитов пенizeвичского типа позволяет рассматривать их как мезокумуляты, кристаллизовавшиеся с существенным захватом интерстициальной жидкости без явлений фильтр-прессинга, т. е. в более спокойной тектонической обстановке, по сравнению с анортозитами васьковичского типа.

*Полибарические ассоциации породообразующих минералов.* Анортозитовые породы пенizeвичского и васьковичского типов, имея близкую основность пла-

гиоклаза, заметно различаются по ассоциациям и составу мафических минералов (табл. 1–4). В результате изучения особенностей кумулятивной структуры анортозитов Федоровского массива выявлен разный порядок выделения отдельных минералов. Минеральные ассоциации, отражающие последовательность кристаллизации в *анортозитах васьковичского типа*, следующие: плагиоклаз (An<sub>47–59</sub>) → плагиоклаз + оливин (Fo<sub>47</sub>) → плагиоклаз + гиперстен (Wo<sub>2–4</sub>En<sub>54–62</sub>Fs<sub>37–46</sub>).

Таблица 1. Результаты микрозондового анализа плагиоклазов из анортозитовых пород Федоровского массива

Серия	A <sub>1</sub>						A <sub>2</sub>					
	68-51		68-59		68-75		68d-13		68-56		68-63	
Номер образца	Pl <sub>10</sub>	Pl <sub>7</sub>	Pl <sub>15</sub>	Pl <sub>2</sub>	Pl <sub>21</sub>	Pl <sub>17</sub>	Pl <sub>27</sub> <sup>ядро</sup>	Pl <sub>25</sub> <sup>край</sup>	Pl <sub>5</sub> <sup>ядро</sup>	Pl <sub>6</sub> <sup>край</sup>	Pl <sub>3</sub> <sup>ядро</sup>	Pl <sub>1</sub> <sup>край</sup>
	<i>Вес. %</i>											
SiO <sub>2</sub>	56,09	56,04	56,41	56,72	56,67	59,09	56,83	59,68	58,36	56,97	55,91	58,86
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,09	0,13	0,13	0,16	0,14	0,20	0,19	0,11	0,13	0,14	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,59	27,23	27,03	27,22	26,98	26,21	27,39	26,02	26,61	26,34	27,59	26,76
FeO	0,12	0,25	0,34	0,52	0,22	0,53	0,22	0,28	0,24	0,45	0,28	0,26
MnO	0,03	—	—	0,05	—	0,11	0,02	0,01	0,03	—	—	0,07
CaO	10,98	11,02	10,34	10,59	10,24	9,21	11,18	9,14	9,91	10,07	11,3	9,78
Na <sub>2</sub> O	4,38	4,12	4,35	4,55	4,37	4,92	4,02	4,88	4,47	5,61	4,18	5,07
K <sub>2</sub> O	0,52	0,56	0,63	0,23	0,93	0,70	0,65	0,99	0,74	0,57	0,62	0,65
Сумма	99,76	99,31	99,23	100,22	99,78	100,91	100,51	101,19	100,47	100,14	100,2	101,64
	<i>Формульные коэффициенты на 8 атомов кислорода</i>											
Si	2,528	2,537	2,553	2,547	2,558	2,621	2,542	2,637	2,600	2,565	2,519	2,599
Al	1,466	1,453	1,442	1,441	1,435	1,370	1,444	1,355	1,397	1,398	1,465	1,392
Ca	0,530	0,535	0,501	0,51	0,495	0,438	0,536	0,433	0,473	0,486	0,545	0,463
Na	0,383	0,362	0,382	0,396	0,382	0,423	0,349	0,418	0,386	0,490	0,365	0,434
K	0,030	0,032	0,036	0,013	0,054	0,040	0,037	0,056	0,042	0,033	0,036	0,037
Ti	0,002	0,003	0,004	0,004	0,005	0,005	0,007	0,006	0,004	0,004	0,005	0,002
Fe <sup>2+</sup>	0,005	0,010	0,013	0,02	0,008	0,020	0,008	0,010	0,009	0,017	0,011	0,01
Mn	0,001	—	—	0,002	—	0,004	0,001	0,000	0,001	—	—	0,003
Or	3,2	3,5	4,0	1,4	5,7	4,4	4,0	6,2	4,7	3,2	3,8	3,9
Ab	40,6	38,9	41,5	43,1	41,1	47,0	37,8	46,1	42,8	48,6	38,6	46,5
An	56,2	57,6	54,5	55,4	53,2	48,6	58,1	47,7	52,5	48,2	57,6	49,6

Примечание. Микрозондовые анализы породообразующих минералов, приведенные в табл. 1–4, выполнены в лаборатории Лундского ун-та (Швеция).

Таблица 2. Результаты микрозондового анализа калиевых полевых шпатов из анортозитовых пород Федоровского массива

Серия	A <sub>2</sub>								
	68d-13		68-44	68-56	68-56пр			68-57	68-63
Номер образца	Or <sub>2</sub> <sup>ядро</sup>	Or <sub>1</sub> <sup>край</sup>	Or <sub>15</sub>	Or <sub>12</sub>	Or <sub>8</sub>	Or <sub>10</sub> <sup>ядро</sup>	Or <sub>9</sub> <sup>край</sup>	Or <sub>16</sub>	Or <sub>16</sub>
	<i>Вес. %</i>								
SiO <sub>2</sub>	62,44	64,35	66,87	64,14	64,23	64,60	63,59	64,16	63,97
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,57	0,42	0,10	0,01	0,53	0,41	0,15	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,53	18,3	18,62	17,69	17,48	18,36	18,13	17,79	18,19
FeO	1,55	0,11	—	0,09	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13
MnO	0,04	—	0,01	0,07	0,06	0,02	—	0,05	—
CaO	0,19	0,02	0,61	—	—	0,22	0,29	0,18	0,30
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,47	1,85	0,59	0,5	1,32	1,05	0,88	0,95
K <sub>2</sub> O	15,51	16,12	11,95	16,90	16,82	14,93	15,26	15,92	15,17
Сумма	97,81	99,94	100,33	99,58	99,23	100,10	98,86	99,26	99,07
	<i>Формульные коэффициенты на 8 атомов кислорода</i>								
Si	2,974	2,98	3,016	2,999	3,01	2,977	2,975	2,997	2,982
Al	0,984	0,999	0,99	0,974	0,966	0,997	0,999	0,979	0,999
Ti	0,013	0,02	0,014	0,004	—	0,018	0,014	0,005	0,013
Fe	0,061	0,004	—	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Ca	0,01	0,001	0,03	—	—	0,011	0,015	0,009	0,015
Na	0,017	0,042	0,161	0,053	0,046	0,118	0,095	0,08	0,086
K	0,942	0,952	0,688	1,007	1,005	0,877	0,91	0,948	0,901
Or	97,2	95,7	78,3	95,0	95,6	87,2	89,2	91,4	89,9
Ab	1,8	4,2	18,3	5,0	4,4	11,7	9,3	7,7	8,6
An	1,0	0,1	3,4	0,0	0,0	1,1	1,5	0,9	1,5

Таблица 3. Результаты микронзондового анализа пироксенов из анортозитов Федоровского массива

Серия	A <sub>1</sub>				A <sub>2</sub>							
	68-75				68А-13							
Номер образца	68-74				68-57							
Зерно	Гиперстен											
	Гиперстен, кайма вокруг оливина		Гиперстен		Инвертированный пиджит							
Анализ	Орх <sub>15</sub> <sup>адр</sup>	Орх <sub>8</sub> <sup>квн</sup>	Орх <sub>4</sub> <sup>адр</sup>	Орх <sub>5</sub> <sup>квн</sup>	Орх <sub>2</sub> <sup>адр</sup>	Орх <sub>1</sub> <sup>квн</sup>	Орх <sub>7</sub>	Орх <sub>12</sub>	Орх <sub>16</sub> <sup>матр</sup>	Aug <sub>18</sub> <sup>амель</sup>	Орх <sub>13</sub> <sup>матр</sup>	Aug <sub>14</sub> <sup>амель</sup>
	Вес. %											
SiO <sub>2</sub>	51,72	51,59	51,56	52,57	52,60	52,95	48,83	49,33	49,37	50,27	48,88	50,19
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,43	0,47	0,42	0,61	0,55	0,21	0,18	0,31	0,72	0,38	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,94	1,19	0,70	1,27	1,11	0,41	0,53	0,22	1,38	0,19	1,20
FeO	24,76	24,93	24,57	24,73	24,35	24,87	34,02	33,64	35,69	17,32	36,46	17,97
MnO	0,41	0,41	0,40	0,48	0,46	0,35	0,65	0,50	0,68	0,23	0,65	0,3
MgO	19,76	19,61	19,52	19,84	19,83	20,05	12,88	13,34	11,79	9,55	10,97	9,13
CaO	0,96	1,18	1,29	1,33	1,85	1,22	1,28	1,11	2,00	20,45	2,11	20,17
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—	0,11
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	—	0,02	—	0,01	—	0,02	0,03	0,01	0,02	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,1	0,15	0,07	0,17	0,16	—	0,01	0,01	0,10	0,03	0,09
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,85	0,07	0,11	0,10	0,15	0,13	0,05	0,05	0,04	0,13	—	0,10
ZnO	—	0,05	0,20	0,08	0,05	—	0,07	0,06	—	—	0,02	0,12
NiO	0,16	0,09	0,16	0,10	0,09	0,10	0,17	0,10	—	—	0,01	0,10
Сумма	99,90	99,43	99,62	100,14	101,43	101,50	98,57	98,87	100,14	100,52	99,72	100,40
<i>Формульные коэффициенты на 6 атомов кислорода</i>												
Si	1,978	1,969	1,968	1,981	1,697	1,978	1,972	1,979	1,975	1,949	1,974	1,949
Al	0,040	0,042	0,054	0,031	0,056	0,049	0,019	0,025	0,010	0,063	0,009	0,055
Ti	0,008	0,012	0,014	0,012	0,017	0,015	0,006	0,005	0,009	0,021	0,012	0,023
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	0,024	0,007	0,022	—	0,020	0,005
Fe <sup>2+</sup>	0,792	0,796	0,784	0,784	0,761	0,777	1,126	1,122	1,172	0,558	1,211	0,578
Mn	0,013	0,013	0,013	0,015	0,015	0,011	0,022	0,017	0,023	0,008	0,022	0,010
Mg	1,126	1,116	1,111	1,121	1,105	1,116	0,776	0,798	0,703	0,549	0,660	0,529
Cr	0,003	0,003	0,005	0,002	0,005	0,005	—	0,0003	0,0003	0,003	0,001	0,003
Ca	0,039	0,048	0,053	0,054	0,074	0,049	0,055	0,048	0,086	0,845	0,091	0,839
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,005	—	0,008
xEn	0,575	0,569	0,570	0,572	0,569	0,575	0,396	0,405	0,358	0,289	0,336	0,277
xWo	0,020	0,025	0,027	0,028	0,039	0,025	0,029	0,024	0,044	0,418	0,047	0,420



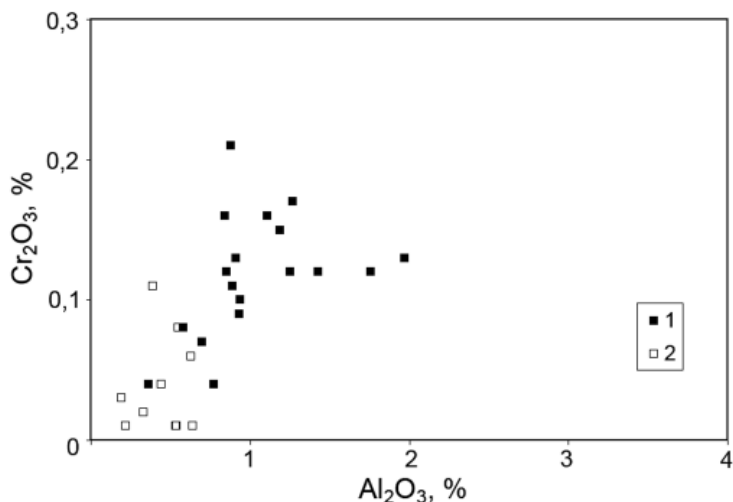


Рис. 3. Содержание  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  в ортопироксенах из анортозитов Федоровского массива: 1 –  $A_1$ , 2 –  $A_2$

Минеральные ассоциации в *габбро-анортозитах пеннелевического типа* более сложные и последовательность кристаллизации несколько иная: плагиоклаз ( $An_{50-58}$ ) → плагиоклаз ( $An_{46-50}$ ) + оливин + ильменит → плагиоклаз + оливин + авгит ( $Wo_{41-45}En_{25-31}Fs_{25-33}$ ) + пижонит ( $Wo_{6-8}En_{38-42}Fs_{53-55}$ ) → плагиоклаз + оливин ( $Fo_{28-29}$ ) + гиперстен ( $Wo_{2-3}En_{38-42}Fs_{56-60}$ ) + калиевый полевой шпат ( $Or_{78-97}Ab_{2-18}$ ). В обоих случаях наиболее ранняя кристаллизующаяся фаза – основной плагиоклаз, одна из наиболее поздних – гиперстен. Особенности химического состава ортопироксенов однозначно указывают на разницу в величине давления на заключительных этапах кристаллизации выделенных типов анортозитов. Так, ортопироксены анортозитов васьковичского типа заметно обогащены  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  по сравнению с габбро-анортозитами пеннелевического типа (рис. 3).

Таблица 4. Результаты микрозондового анализа оливинов из анортозитов Федоровского массива

Серия	$A_1$		$A_2$			
Номер образца	68-75	68-57	68-56пр		68d-13	
Анализ	$Ol_{14}$	$Ol_8$	$Ol_3^{ядро}$	$Ol_1^{край}$	$Ol_{10}^{ядро}$	$Ol_{11}^{край}$
	Вес. %					
$SiO_2$	34,38	31,79	31,77	32,00	31,31	31,12
$TiO_2$	0,04	—	0,02	0,02	0,02	0,05
$Al_2O_3$	0,12	0,11	0,05	0,05	0,18	0,1
FeO	43,34	55,68	54,66	55,27	54,7	55,07
MnO	0,44	0,66	0,53	0,62	0,64	0,74
MgO	21,45	12,31	12,67	12,51	12,15	11,85
CaO	0,05	0,14	0,11	0,07	0,08	0,06
$Na_2O$	—	—	—	0,02	0,1	0,14
$K_2O$	0,02	—	0,02	—	—	0,05
$Cr_2O_3$	0,01	0,04	—	—	—	0,11
$V_2O_5$	—	—	—	0,03	0,05	—
ZnO	0,03	0,11	—	—	—	—
NiO	0,1	0,08	0,07	0,12	—	0,07
Сумма	99,98	100,92	99,90	100,71	99,23	99,36
	Формульные коэффициенты на 4 атома кислорода					
Si	1,001	0,979	0,983	0,985	0,981	0,977
Fe	1,055	1,434	1,415	1,423	1,433	1,446
Mn	0,011	0,017	0,014	0,016	0,017	0,0197
Mg	0,931	0,565	0,585	0,574	0,567	0,555
Ca	0,002	0,005	0,004	0,002	0,003	0,002
xFo	0,468	0,282	0,292	0,287	0,283	0,277
xLa	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001

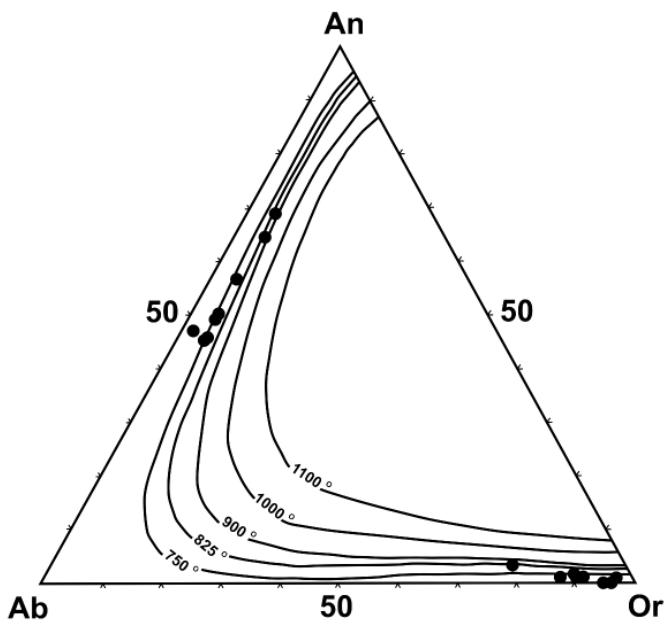


Рис. 4. Положение состава сосуществующих полевошпатов из аноморфитов пеннелитового типа на солидусном треугольнике Ab – An – Or. Изотермы построены по данным моделирования [33] для давления 1–0,5 кбар

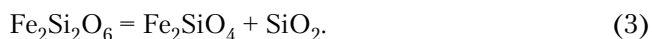
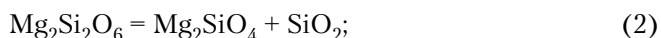
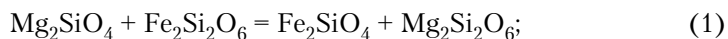
Последнее, согласно экспериментальным данным [35, 41], свидетельствует о более высокобарических условиях кристаллизации аноморфитов васковичского типа. Менее однозначны данные по ранним кристаллизующимся фазам, главная среди которых — плагиоклаз. Установлено, что плагиоклазы аноморфитов  $A_1$ , имея такую же основность, как и плагиоклазы габбро-аноморфитов  $A_2$ , содержат больше Sr, что может быть связано с влиянием давления [14].

**Оценка  $PT$  условий кристаллизации аноморфитовых пород КП.** Минеральные парагенезисы в аноморфитовых породах Федоровского массива дают возможность оценить  $PT$  условия на заключительных этапах их кристаллизации. С этой целью использованы полевошпатовый геотермометр, предложенный [33], а также компьютерная программа *QUILF* [22], позволяющая определять условия фазового равновесия для безводных Fe-Mg силикатов и оксидов — оливина, пироксена, ильменита и титаномагнетита.

**Габбро-аноморфиты пеннелитового типа.** Точки состава плагиоклазов и калишпатов на субсолидусном фазовом треугольнике Ab – An – Or (рис. 4), построенном по данным моделирования температурной зависимости распределения K, Na, Ca в сосуществующих полевошпатах для  $P = 1-0,5$  кбар [33], образуют два температурных тренда, отвечающих заключительным этапам кристаллизации габбро-аноморфитов пеннелитового типа. При этом калиевые полевошпаты дают более низкие значения температуры в интервале от 825 до  $< 750$  °C по сравнению с плагиоклазами — 850–750 °C. Очевидно, самые высокие значения, полученные для калишпатов и самые низкие значения для плагиоклазов, должны определять температурный интервал их совместной кристаллизации с равновесным распределением K, Na, Ca. Таким образом, субсолидусная кристаллизация полевошпатов должна была происходить при температуре 825–750 °C и давлении 1–0,5 кбар. Повышение давления до 10–13 кбар приведет к снижению температуры приблизительно на 25–50 °C. При определении условий фазового равновесия Fe-Mg силикатов использован минеральный парагенезис оливин + гиперстен + пижонит (инвертированный), определенный для обр. 68d-13 (табл. 3, 4). Отсутствие первичной высококальциевой пироксеновой фазы в этом парагенезисе существенно повышает

надежность оценок давления. Для определения температуры нами использован пироксеновый геотермометр [34], включенный в программу *QUILF*. Поскольку пироксеновый геотермометр зависит от давления, мы проводили вычисления в интервале его значений, приемлемом для коровых условий кристаллизации. Валовый состав пижонита рассчитан по объемным соотношениям продуктов распада (87 % гиперстеновой матрицы + 13 % ламелей авгита), определенным точечно-интеграционным методом по фотографии. Учитывая неточность расчетного состава пижонита, особенно в отношении псевдоволластонитовой составляющей, значение  $x_{Wo} = 0,093$  вводилось в *QUILF* как пробное, т. е. подлежащее переопределению. Таким образом, было установлено, что в выбранном интервале 13–1 кбар гиперстен находится в равновесии с пижонитом при температуре 839–777 °С. Обращаем внимание, что полученные значения хорошо согласуются со значениями температуры, определенными по полевым шпатам. Для дальнейших вычислений использовалось значение 839 °С, что позволило определить максимальное возможное значение давления при кристаллизации мафических минералов в габбро-анортозитах пеннзевичского типа.

Для определения давления использовался парагенезис оливин + гиперстен и пробное значение активности кремнезема  $a_{SiO_2} = 0,62$ . В ходе расчетов использованы три из пяти возможных реакций распределения Fe и Mg между сосуществующими оливином и пироксеном:



Установлено, что для  $T = 839$  °С гиперстен ( $x_{En} = 0,400$ ,  $x_{Wo} = 0,026$ ) находится в равновесии с оливином ( $x_{Fo} = 0,280$ ,  $x_{La} = 0,001$ ) при давлении  $P = 6,3$  кбар и активности кремнезема  $a_{SiO_2} = 0,69$  (табл. 5).

*Анортозиты васьковичского типа.* Отсутствие калишпата и клинопироксена в составе анортозитов васьковичского типа делает невозможным использование полевошпатового и пироксенового геотермометров. Поэтому при расчете условий фазового равновесия для этого типа пород нами использован редкий парагенезис оливин (реликтовый) + ортопироксен, определенный в обр. 68-75 (табл. 3, 4). В ходе расчетов использованы те же три реакции распределения Fe и Mg между оливином и пироксеном, что и в случае габбро-анортозитов пеннзевичского типа. Отсутствие данных о температуре кристаллизации требовало введения в *QUILF* фиксированных значений активности кремнезема. В качестве максимального из возможных значений было введено  $a_{SiO_2} = 0,69$ , определенное выше для габбро-анортозитов пеннзевичского типа. Как минимальное использовалось значение

Таблица 5. Условия фазового равновесия для мафических минералов из анортозитов Федоровского массива

Серия	A <sub>1</sub>		A <sub>2</sub>			
Номер образца	68-75		68d-13			
Минерал	Гиперстен, среднее из 4-х	Оливин	Пижонит		Гиперстен, среднее из 2-х	Оливин, среднее из 2-х
			Пробный, 87 % Ор <sub>x16</sub> , 13 % Aug <sub>18</sub>	Расчетный по <i>QUILF</i>		
<i>Мольные фракции и условия QUILF равновесия</i>						
$x_{En}$	0,572	—	0,349	0,349	0,400	—
$x_{Wo}$	0,025	—	0,093	0,149	0,026	—
$x_{Fo}$	—	0,468	—	—	—	0,280
$x_{La}$	—	0,001	—	—	—	0,001
$T$	1096–1156 °С		—	—	< 839 °С	—
$P$	9,0–13,3 кбар		—	—	< 6,3 кбар	—
$a_{SiO_2}$	0,69–0,58		—	—	< 0,69	—

$\alpha\text{SiO}_2 = 0,58$ , определенное [38] в анортозитах архипелага Лофотен (Норвегия). Таким образом, установлено, что в интервале  $\alpha\text{SiO}_2 = 0,58-0,69$  ортопироксен ( $x\text{En} = 0,572$ ,  $x\text{Wo} = 0,025$ ) находится в равновесии с оливином ( $x\text{Fo} = 0,468$ ,  $x\text{La} = 0,001$ ) при давлении  $P = 13,3-9,0$  кбар и температуре  $T = 1096-1156$  °C (табл. 5).

**Геохимия анортозитовых пород КП.** Эти анортозитовые породы имеют типичные геохимические характеристики анортозитов автономного типа (табл. 6, 7). Так, в отличие от анортозитов расслоенных базитовых интрузий, габбро-анортозиты пенизевичского типа содержат больше FeO, MgO, TiO<sub>2</sub>, что связано с более высоким содержанием фемических минералов. Умеренная основность плагиоклаза и присутствие модалного калишпата обуславливают повышенное, относительно среднего для стратиформных анортозитов, содержание SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и пониженное — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO. С другой стороны, по сравнению со средним составом габбро, габбро-анортозиты пенизевичского типа содержат больше SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и меньше — FeO, MgO, что связано с их существенно плагиоклазовым составом, более низким, нежели в мезократовых габброидах, содержанием силикатных фемических минералов при повышенной концентрации ильменита и апатита. Заметное преобладание FeO над MgO определяется более высокой железистостью фемических минералов. В выборке габбро-анортозитов пенизевичского типа (A<sub>2</sub>) из карьера № 6-2 у с. Гранитное суммарная железистость  $f$ , % связана обратной зависимостью с основностью нормативного плагиоклаза An, % (рис. 5). Содержание редких и рассеянных элементов в габбро-анортозитах пенизевичского типа, как и содержание главных, отражает их существенно плагиоклазовый состав. По сравнению с кларками для базитов, они обогащены Sr, Ba, Ga, Eu, K, P и обеднены V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Y, Zr, Nb, TR, Ta, Th, U. РЗЭ характеризуются "анортозито-

Таблица 6. Химический состав анортозитовых пород Федоровского массива

Компонент	A <sub>1</sub>					A <sub>2</sub>		
	68-33	68-51	68-54	68-59	68d-13	68-44	68-56	68-57
<i>Химический состав, вес. %</i>								
SiO <sub>2</sub>	55,79	55,43	54,43	54,52	52,8	51,84	54,01	52,85
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,19	0,15	0,23	1,16	2,26	1,63	2,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,95	22,51	25,07	23,96	21,73	20,09	21,1	20,82
FeO*	0,47	2,8	1,97	3,57	5,88	7,29	5,89	6,83
MnO	0,01	0,06	0,05	0,06	0,08	0,09	0,09	0,09
MgO	0,37	3,23	2,77	2,99	2,24	2,64	2,4	2,71
CaO	8,93	9,92	9,47	8,98	9,42	8,78	8,68	8,44
Na <sub>2</sub> O	5,9	4,29	4,14	4,13	4,2	3,92	3,84	3,87
K <sub>2</sub> O	0,83	0,44	0,63	0,59	1,02	1,02	1,09	0,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,04	0,03	0,05	0,42	0,58	0,22	0,38
П. п. п.	0,45	0,62	0,8	0,24	0,61	0,61	0,54	0,16
Сумма	99,82	99,53	99,51	99,32	99,56	99,12	99,49	99,35
<i>Нормативно-молекулярный состав, мол. %</i>								
Or	4,8	2,5	3,7	3,5	6	6,1	6,5	5,8
Pl	92,5	78,3	82,8	80,4	75,2	70,4	72	71,6
Qu	—	3,1	2,6	2,7	0,8	2,2	4,1	3,5
Orx	—	8,7	9,9	12,1	9,2	11	9,9	11,6
Srx	—	6,4	—	—	5,6	4,8	3,7	2,4
Ol	1	—	—	—	—	—	—	—
Il + Mt	0,3	0,7	0,5	1	2,6	4,5	3,2	4,4
Ap	0	0,1	0,1	0,1	0,8	1,2	0,4	0,8
Cor	0,2	—	0,5	0,3	—	—	—	—
maf, %	1,3	15,8	10,4	13,1	17,4	20,3	16,8	18,4
An, %	46,5	51,5	55,7	54,4	49,9	49,3	51,8	51,3
f, %	43,8	32,8	28,1	40,3	59,4	60,8	57,7	58,6

Примечание. Анализы XRF (в вес. %) выполнены в лаборатории геологического факультета Киевского национального университета им. Тараса Шевченко, аналитик В. С. Загородний. FeO\* — общее закисное железо. Нормативный состав (в мол. %) рассчитан по методу Ниггли с использованием среднестатистического для базитов Коростенского плутона отношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO = 0,19. Нормативные и петрохимические коэффициенты: maf, % = Orx + Srx + Ol + Il + Mt; An, % = 100 · An / (An + Ab); f, % = 100 · Fe / (Fe + Mg).

вым" типом распределения (рис. 6) – суммарное содержание в 20–25 раз превышает хондритовое, характерны обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb_n = 8-10$ ) и положительная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* = 1,89-2,2$ ).

Ксенолиты анортозитов васьковичского типа ( $A_1$ ) контрастно отличаются от вмещающих их габбро-анортозитов пенизевичского типа ( $A_2$ ) особенностями химического состава (табл. 6, 7). Геохимия главных, редких и рассеянных элементов этих пород вообще нетипична для анортозит-рапакивигранитной формации. Так, для анортозитов васьковичского типа характерны необычно низкие значения со-

Таблица 7. Содержание редких и рассеянных элементов в анортозитовых породах Федоровского массива

Компонент	$A_1$					$A_2$		
	68-33	68-51	68-54	68-59	68d-13	68-44	68-56	68-57
Ni	19,7	19	21,3	89,2	16,1	20,1	16,5	20
V	< 5	48	28	58	74	112	81	102
Co	1,2	13,5	8,8	23,4	18,5	25,4	14,6	24,9
Cu	5,3	7	9,2	63,6	11,4	23,7	8,3	21,1
Zn	2	7	12	7	21	30	31	23
Ga	18,5	16	18,7	18,4	22	21,5	22,4	19,7
As	0,7	0,7	0,6	0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Rb	4,7	4,4	11	6,6	14	15,7	16,9	13,3
Sr	853,7	845,2	890,9	816,6	610	597,6	631,6	617,6
Y	0,6	1,9	2	2,1	9,6	12,3	10,2	10,8
Zr	2	4,4	9,5	8,5	53,2	79,9	74,6	66,6
Nb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	4,1	7,1	6	6,2
Mo	1,3	0,9	1	1,1	0,9	1,4	1	1,1
Ag	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Cd	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sb	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Cs	< 0,1	0,3	0,8	< 0,1	0,3	< 0,1	0,3	< 0,1
Ba	361,8	277,2	312,3	350,7	667,8	639,7	723,4	640,4
La	2,7	2,8	3,7	4,1	12	13,8	11,9	13,5
Ce	3,9	5	6,3	6,7	24,6	27,4	23,6	26,5
Pr	0,47	0,5	0,67	0,81	3	3,74	3,01	3,37
Nd	1,7	2,3	2,9	3,7	14,8	16,9	13,3	15,7
Sm	0,2	0,4	0,4	0,6	3	3,3	2,9	2,8
Eu	1,66	1,18	1,47	1,73	2,11	2,09	2,06	1,98
Gd	0,28	0,5	0,42	0,53	2,56	3,09	2,58	2,77
Tb	0,03	0,05	0,08	0,07	0,35	0,43	0,36	0,35
Dy	0,14	0,31	0,33	0,41	1,74	2,32	2,04	2,09
Ho	< 0,05	0,06	0,06	0,06	0,32	0,4	0,39	0,36
Er	0,06	0,18	0,2	0,2	0,99	1,21	1,08	1,11
Tm	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,13	0,19	0,16	0,15
Yb	< 0,05	0,2	0,2	0,2	0,84	1,18	1,05	0,98
Lu	< 0,1	0,03	0,02	0,03	0,12	0,15	0,14	0,15
Hf	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,2	2	2,1	1,7
Ta	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,3	0,4	0,4	0,3
W	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Au	0,0011	< 0,0005	< 0,0005	< 0,0005	0,0056	0,0051	< 0,0005	< 0,0005
Hg	0,01	0,04	0,02	0,05	0,05	0,07	0,02	0,04
Tl	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1
Bi	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Th	< 0,1	< 0,1	0,2	0,3	0,9	1,1	1	0,8
U	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	0,1	0,4	0,2	0,2
Ca/Sr	74	83	75	78	110	104	98	97
Sr/Ba	2,4	3,0	2,9	2,3	0,91	0,93	0,87	0,96
Ca/Ba	175	254	215	182	100	97	85	94
K/Ba	19	13	17	14	13	13	13	13
TR	11	14	17	19	67	76	65	72
(La/Yb)	75	10	13	14	10	8	8	10
Eu/Eu*	20,25	7,62	10,35	8,86	2,2	1,89	2,17	2,05

Примечание. Анализы ICP-MS (в ppm) выполнены в аналитической лаборатории ACME Ванкувер, Канада

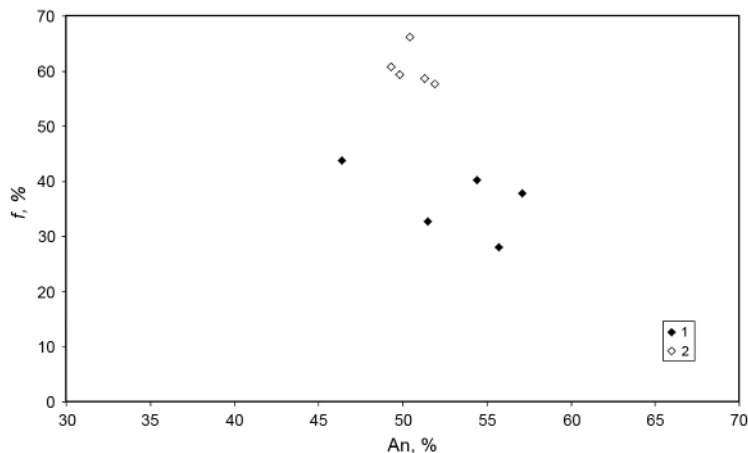


Рис. 5. Соотношение  $An, \% - f, \%$  в анортозитовых породах Федоровского массива: 1 –  $A_1$ , 2 –  $A_2$ . Для вычисления основности плагиоклаза  $An, \% = 100 \cdot An / (An + Ab)$  использован нормативно-молекулярный пересчет по методу Ниггли; суммарная железистость рассчитана по формуле  $f, \% = 100 \cdot Fe / (Fe + Mg)$

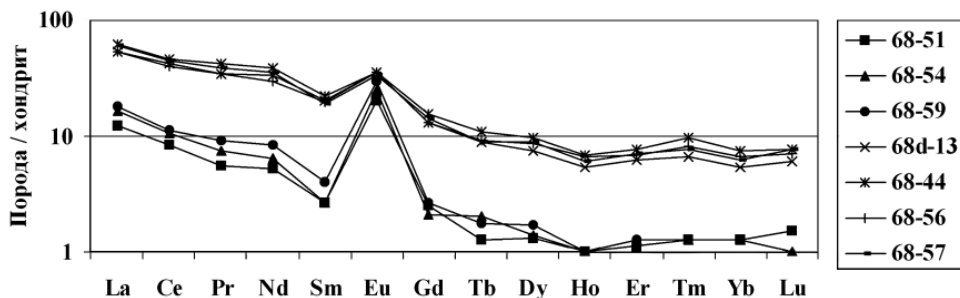


Рис. 6. Распределение РЗЭ в анортозитовых породах Федоровского массива, нормированное к хондриту: 68d-13, 68-44, 68-56, 68-57 – габбро-анортозиты пенизевичского типа  $A_2$ ; 68-51, 68-54, 68-59 – анортозиты васьковичского типа  $A_1$

держания  $TiO_2, FeO, P_2O_5$  при минимальных отношениях  $FeO : MgO, TiO_2 : FeO, TiO_2 : MgO$ . Выборка ксенолитов  $A_1$ , отобранная в карьере № 6-2, подобно вмещающим их габбро-анортозитам  $A_2$ , также обнаруживает обратную корреляцию общей железистости  $f, \%$  и основности нормативного плагиоклаза  $An, \%$ . Однако анортозиты  $A_1$  менее железистые. На графике (рис. 5) линии тренда обоих выборок параллельны – при близких уровнях  $An, \%$  выборки заметно различаются по уровню  $f, \%$ . Анортозиты васьковичского типа заметно обеднены P, K, Ti, V, Zr, Rb, Y, Zr, Nb, Ba, TR, Hf, Ta, Th, U и обогащены Mg, Sr, As. РЗЭ характеризуются "анортозитовым" типом распределения (рис. 6). Однако, в отличие от пенизевичских, в этом типе анортозитов общее содержание РЗЭ намного ниже, а в области тяжелых лантаноидов вообще приближается к хондритовому. В выборке анортозитов  $A_1$  общее содержание РЗЭ полностью контролируется содержанием ортопироксена, в то время как в  $A_2$  концентрация их зависит от суммарного содержания мафических минералов, а также содержания апатита [14]. В анортозитах  $A_1$ , в отличие от  $A_2$ , более резко выражено обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых ( $La/Yb_n > 10$ ) и особенно показателен наиболее интенсивный для пород коростенского комплекса европиевый максимум ( $Eu/Eu^* = 7,62-20,25$ ). Следует отметить, что интенсивность европиевой аномалии в анортозитах  $A_1$  практически полностью зависит от содержания плагиоклаза. В габбро-анортозитах  $A_2$  европиевый максимум менее интенсивный ( $Eu/Eu^* = 1,89-2,2$ ) и корреляция интенсивности европиевой аномалии с содержанием плагиоклаза гораздо менее значима [14]. Последнее, очевидно, связано с разнонаправленным влиянием плагиоклаза и апатита на распределение европия.

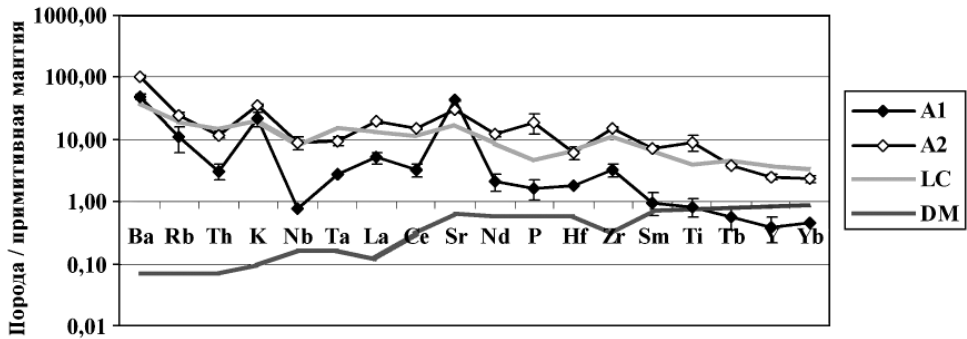


Рис. 7. Распределение микроэлементов в анортозитовых породах Федоровского массива, нормированное к примитивной мантии. Данные о среднем содержании микроэлементов в нижней континентальной коре (LC) и деплетированной мантии (DM) заимствованы из базы данных GERM (Geochemical Earth Reference Model) – [http:// earthref.org/GERM](http://earthref.org/GERM)

На рис. 7 выборочные спектры распределения микроэлементов в анортозитовых породах Федоровского массива сравниваются со средним составом нижней континентальной коры и верхней мантии как наиболее вероятными источниками первичных магм. Анализ спайдер-диаграммы показывает, что спектры микроэлементов в габбро-анортозитах  $A_2$  в целом похожи на спектр состава нижней континентальной коры, отличаясь от нее обогащенностью Ba, K и Sr, а также P и Ti. Спектры микроэлементов в анортозитах  $A_1$  промежуточные между типичными нижнекоровыми и мантийными. Анортозиты васьковичского типа обеднены всеми рассмотренными элементами по сравнению с нижнекоровым источником, за исключением Ba, K и Sr. Известно, что Ba и Sr служат чувствительными индикаторами кристаллизации полевых шпатов в базитовых расплавах. Так, согласно сводке по распределению редких и рассеянных элементов [17], в базальтах и андезитах Sr – совместимый элемент как в плагиоклазах ( $D_{Sr} = 2-2,7$ ), так и в калиевых полевых шпатах ( $D_{Sr} = 2,3$ ). Ba концентрируется преимущественно в калишпатах ( $D_{Ba} = 3,4$ ) и значительно меньше входит в плагиоклаз ( $D_{Ba} = 0,24-0,34$ ). Как уже упоминалось, анортозиты васьковичского типа заметно обогащены Sr по сравнению с пенизевичским типом при почти одинаковом содержании CaO. Отношение Ca/Sr в первых составляет 74–83, во вторых – 97–110 (табл. 7). Основным носителем и концентратором Sr в анортозитовых породах служит плагиоклаз, при этом содержание Sr прямо коррелирует с основностью плагиоклаза. Однако плагиоклазы анортозитов  $A_1$ , имея в целом ту же основность, что и  $A_2$ , содержат гораздо больше Sr (рис. 8; табл. 8). Иной характер распределения установлен для Ba. В анортозитах васьковичского типа, где отсутствует калишпат, основной носитель Ba – плагиоклаз. Общее содержание Ba здесь ниже, чем в пенизевичском типе, и связано обратной зависимостью с основностью плагиоклаза. В габбро-анортозитах пенизевичского типа Ba совместно с  $K_2O$  распределяется между плагиоклазом и калишпатом. Балансовый расчет показывает, что в габбро-анортозитах  $A_2$  более половины всего Ba входит в плагиоклаз. При этом плагиоклазы  $A_2$  обогащены Ba и  $K_2O$  по сравнению с плагиоклазами  $A_1$ . Показательно также Sr/Ba отношение, значение которого ниже в плагиоклазах габбро-анортозитов пенизевичского типа.

**Обсуждение полученных результатов.** Полученные результаты позволяют внести целый ряд существенных корректив в концепцию полибарической кристаллизации протерозойских анортозитов автономного типа. Нами установлено, что выделенные рядом исследователей разновозрастные ассоциации анортозитовых пород КП, слагающие в его пределах крупные полифазные массивы, кристаллизовались в полибарических условиях. Так, в пределах Федоровского габбро-анортозитового

массива, расположенного в восточной части КП, изучены анортозитовые породы со специфическими блоковыми текстурами. Последние характеризуются наличием глубинных включений анортозитов васьковичского типа ( $A_1$ ) в габбро-анортозитах пенизевичского типа ( $A_2$ ). Изученные типы анортозитовых пород, имея аналогичную основность плагиоклазов ( $An_{46-59}$ ), заметно различаются по ассоциации и составу мафических минералов. Оценка фазового равновесия в ассоциациях Fe-Mg силикатов указывает на существенную разницу в  $PT$  условиях кристаллизации анортозитов васьковичского и пенизевичского типов. Так, кристаллизация мафических минералов в анортозитах  $A_1$  происходила при температуре 1096–1156 °С и давлении 9,0–13,3 кбар. Полученные цифры соответствуют результатам более ранней оценки давления (9–14 кбар), полученным [15] исходя из глиноземистости ортопироксенов. В габбро-анортозитах  $A_2$  мафические минералы находились в фазовом равновесии при температуре не более 839 °С и давлении не более 6,3 кбар. В будущем более точное определение значений температуры позволит ввести жесткие ограничения определения давления. Пока, ориентировочно, нижним пределом его значений можно считать 5 кбар [15].

Следует подчеркнуть, что все приведенные значения давления и температуры должны соответствовать лишь заключительным этапам кристаллизации. Последнее следует из наблюдаемого в шлифах порядка выделения минералов, в котором низкокальциевые пироксены представляют одну из наиболее поздних кристаллизующихся фаз. Относительно начальных уровней кристаллизации, на которых имело место массовое выделение плагиоклаза, наши данные ограничены лишь существующими гипотетическими моделями формирования протерозойских анортозитов автономного типа. Экспериментально установлено [35], что умеренно-основный плагиоклаз — ликвидусная фаза в базитовых расплавах в условиях высоких значений давления. Возможно, происходило внедрение исходных мантийных базальтовых расплавов в нижнекоровую глубинную магматическую камеру вблизи границы  $M$ , их последующая кристаллизация с осаждением пироксен-оливиновых кумулатов и всплывание существенно плагиоклазовых кумулатов [23]. По мнению этого исследователя, гравитационная нестабильность приводит к подъему образующейся плагиоклазовой кристаллической "каши" в виде диапиров. При этом собственно анортозитовые массивы образуются как составные интрузии при "слипании" внедряющихся диапиров на верхнекоровом уровне. Другие исследователи [27] считают, что исходные магмы протерозойских анортозитов образуются при плавлении "ко-

Таблица 8. Химический состав монофракций плагиоклазов из анортозитовых пород Федоровского массива

Серия Номер образца	$A_1$		$A_2$	
	68-62	68-75	68-56пр	68-63
SiO <sub>2</sub>	56,61	55,82	56,26	57,91
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,16	0,14	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,07	27,14	26,56	25,57
FeO*	0,18	0,38	0,37	0,48
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,34	0,92	0,93	0,86
CaO	10	10,09	10,27	8,82
Na <sub>2</sub> O	4,55	4,32	4,31	4,44
K <sub>2</sub> O	0,67	0,68	0,71	1,29
Сумма	99,6	99,59	99,61	99,6
An, %	52,5	53,9	54,3	48
Sr	1130	1049	879	811
Ba	509	378	608	828
Rb	4	8,1	4,7	21,7
Ca/Sr	63	68	83	77
Sr/Ba	2,22	2,78	1,45	0,98

Примечание. Анализы XRF (в вес. %) выполнены в лаборатории геологического факультета Киевского национального университета им. Тараса Шевченко, аналитики В. С. Загородний, А. В. Андреев. FeO\* — общее закисное железо: An, % = 100·An/(An + Ab).



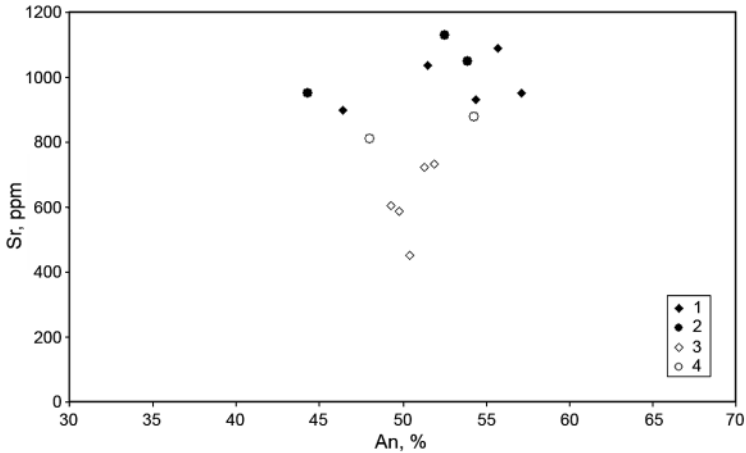


Рис. 8. Содержание Sr и основность плагиоклаза An, % в анортозитах Федоровского массива: 1 – анортозиты  $A_1$ ; 2 – плагиоклазы  $A_1$ ; 3 – анортозиты  $A_2$ ; 4 – плагиоклазы  $A_2$ . Основность плагиоклаза определяли, используя результаты нормативно-молекулярного пересчета ( $An, \% = 100 \cdot An / (An + Ab)$ ) по методу Ниггли для валовых химических анализов анортозитов, а также по формульным коэффициентам ( $An, \% = 100 \cdot Ca / (Ca + Na + K)$ ), рассчитанным для анализов монофракций

ровых языков" на мантийном уровне. Далее, по их мнению, следует формирование глубинной (мантийной) магматической камеры, в которой мафические кумулаты осаждаются и остаются в верхней мантии, а существенно плагиоклазовые кумулаты в виде диапиров интродуцируют в среднюю или верхнюю кору. При этом авторы [23, 27] полагают, что максимальные значения давления – 10–13 кбар, полученные экспериментально для мегакритов высокоглиноземистых ортопироксенов, должны соответствовать уровню формирования наиболее глубинной магматической камеры. Собственно полибарическая кристаллизация по [23, 27] происходит в закрытой системе путем последовательного осаждения плагиоклаза и мафических минералов из единого объема расплава на разных глубинных уровнях.

В случае Федоровского массива, нельзя рассматривать включения анортозитов васьковичского типа в качестве глубинных ликвидусных фаз начальных этапов кристаллизации расплавов, бывших исходными для габбро-анортозитов пеннзевичского типа. На это указывает целый ряд фактов. Прежде всего, анортозиты васьковичского типа, относящиеся к ранней анортозитовой серии, существенно оторваны во времени от габбро-анортозитов пеннзевичского типа, представляющих главную анортозитовую серию КП. Так, геолого-петрографические данные непосредственно свидетельствуют о том, что отдельные разности анортозитов  $A_1$  претерпели катаклиз, а также локальный низкотемпературный метаморфизм еще до внедрения габбро-анортозитов  $A_2$  [12]. U-Pb возраст цирконов ранней анортозитовой серии на 30–40 млн лет больше возраста цирконов главной анортозитовой серии [5]. Кроме того, геохимические данные предполагают кристаллизацию анортозитовых пород  $A_1$  и  $A_2$  из разных исходных расплавов. Так, в выборке габбро-анортозитов пеннзевичского типа суммарная железистость  $f, \%$  связана обратной зависимостью с основностью нормативного плагиоклаза An, %. С учетом петрографических данных, выборку можно рассматривать как последовательный ряд кумулатов, связанных единым процессом фракционирования. Принимая во внимание характер опробования, а также незначительную дисперсию параметров  $f, \%$  и An, %, можно полагать, что образцы иллюстрируют состав кумулатов близких уровней глубинности в пределах одной магматической камеры. Выборка ксенолитов  $A_1$ , подобно вмещающим их габбро-анортозитам  $A_2$ , также обнаруживает обратную корреляцию общей железистости  $f, \%$  и основности нормативного плагиоклаза An, %. Однако анортозиты  $A_1$ , по

сравнению с габбро-анортозитами  $A_2$ , гораздо менее железистые при аналогичных значениях  $An$ , %. Практически одинаковая умеренная основность плагиоклазов в обеих выборках не позволяет рассматривать васьковичский тип анортозитов как более ранний (высокотемпературный) кумулат той же камеры, что и пенizeвичский. Далее нами установлено, что в габбро-анортозитах  $A_2$  концентрация  $Sr$  прямо коррелирует с основностью плагиоклаза. Таким образом, в пределах одной магматической камеры  $Sr$  и  $CaO$  концентрируются в более высокотемпературных плагиоклазовых кумулатах, при этом последовательные жидкие фракционаты, а также более низкотемпературные генерации плагиоклаза должны обедняться этими компонентами. Действительно, плагиоклазы  $A_2$  содержат заметно меньше  $Sr$ , но при этом имеют такую же умеренную основность. Высокостронциевый состав плагиоклазов  $A_1$ , вопреки ожиданиям, не сопровождается заметным накоплением  $CaO$ . Объяснить этот факт можно лишь предположив, что оба типа анортозитов — кумулаты разных магматических камер, не связанных единым процессом фракционирования. Предполагая большую глубинность кристаллизации для анортозитов васьковичского типа, высокостронциевый состав плагиоклазов последних можно связать с разным давлением при формировании магматических камер. Вторым объяснением обогащения стронцием плагиоклазов  $A_1$  по сравнению с  $A_2$  может служить разное содержание  $Sr$  (или различие в коэффициентах распределения  $Sr$ ) в исходных расплавах обоих типов анортозитов. Второе объяснение справедливо, если значения температуры кристаллизации плагиоклазов  $A_1$  и  $A_2$  подобны. Оно предполагает экспериментально установленное [41] отсутствие влияния давления на коэффициент распределения  $Sr$  между плагиоклазом и расплавами габбро-анортозитового состава в  $P/T$  условиях земной коры. На кристаллизацию выделенных типов анортозитовых пород из различных исходных расплавов дополнительно указывает сравнение их микроэлементного состава с наиболее вероятными источниками первичных магм. Спектры микроэлементов в габбро-анортозитах  $A_2$  близки по составу нижней континентальной коре, в то время как в анортозитах  $A_1$  они являются промежуточными между типичными нижнекоровыми и мантийными.

С учетом всех приведенных данных, можно предположить, что включения анортозитов васьковичского типа представляют собой фрагменты более древнего и более глубинного анортозитового массива, поднятые на современный уровень в виде ксенолитов в кристаллической "каше", давшей начало габбро-анортозитам пенizeвичского типа. Разница между значениями давления при кристаллизации анортозитов васьковичского и пенizeвичского типов соответствует разнице глубины становления 9–21 км и глубине залегания магматической камеры  $A_1$  относительно современного уровня эрозионного среза. Принимая во внимание геофизические данные о глубинном строении региона, можно предположить, что анортозиты  $A_1$  представляют фрагменты одного из пластинообразных базитовых тел, зафиксированных в нижней части верхнего структурного яруса земной коры КП.

**Выводы.** 1. Крупные габбро-анортозитовые массивы КП представляют собой сложные полифазные интрузии, сложенные разновозрастными ассоциациями анортозитовых пород, кристаллизовавшихся в полибарических условиях.

2. Федоровский массив, расположенный в восточной части КП — типичный представитель таких сложных интрузий. В его пределах распространены участки с блоковой текстурой, характеризующиеся наличием глубинных включений анортозитов васьковичского типа в габбро-анортозитах пенizeвичского типа.

3. Габбро-анортозиты пенizeвичского типа, слагающие основной объем Федоровского массива, представляют собой кумулятивные образования, сформированные при затвердевании существенно плагиоклазовой магматической суспензии (кристаллической "каши"), внедренной с неопределенной глубины. Заключительная кристаллизация габбро-анортозитов пенizeвичского типа имела место в верх-

некорových условиях при давлении 5–6 кбар и температуре 750–840 °С.

4. Анортозиты васьковичского типа, образующие включения в габбро-анортозитах пенizeвичского типа, сформировались в более глубинных условиях при давлении 9,0–13,3 кбар и температуре 1096–1156 °С. Вместе с тем, включения анортозитов васьковичского типа не могут рассматриваться в качестве глубинных ликвидусных фаз начальных этапов кристаллизации расплавов, исходных для габбро-анортозитов пенizeвичского типа.

5. Наиболее вероятно, что анортозиты васьковичского типа представляют собой фрагменты более древнего и более глубинного анортозитового массива, поднятые на современный уровень в виде ксенолитов в кристаллической "каше", давшей начало габбро-анортозитам пенizeвичского типа. Предполагаемая глубина залегания массива, сложенного анортозитами васьковичского типа, составляет 9–21 км ниже нынешнего уровня Федоровского массива, что соответствует нижней части верхнего яруса земной коры КП.

6. Полученные данные хорошо согласуются с существующими геолого-геофизическими моделями глубинного строения верхнего структурного яруса земной коры КП. Вместе с тем, на основе результатов оценки давления, полученных для габбро-анортозитов пенizeвичского типа, следует предположить, что для этой части КП глубина эрозийного среза составляет около 15–18 км. Это значительно больше, чем можно ожидать, исходя из геологических данных. Возможным объяснением этого факта служит разная эродированность отдельных частей плутона, связанная с его блоковым строением. При этом менее эродированная северо-западная часть плутона сохранила останцы пород кровли, а также гипабиссальные и субвулканические фации, полностью отсутствующие в его юго-западной части, где и расположен изучаемый Федоровский массив.

1. *Болюбах К. А.* Некоторые элементы внутреннего строения земной коры Коростенского плутона // Геофиз. сб. АН УССР. — 1973. — № 53. — С. 73–81.
2. *Бухарев В. П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1992. — 152 с.
3. *Бухарев В. П., Полянский В. Д., Стекольников А. В.* Тектоника и глубинное строение анортозитовых массивов северо-запада Украинского щита // Геотектоника. — 1973. — № 4. — С. 34–41.
4. *Великославинский Д. А., Биркис А. П., Богатиков О. А. и др.* Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. — Л.: Наука, 1978. — 296 с.
5. *Верхогляд В. М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 34–47.
6. *Єсипчук К. Ю., Бобров О. Б., Степанюк Л. М. та ін.* Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (поясн. зап.). — К.: УкрДГРІ, 2004. — 30 с.
7. *Зинченко О. В., Гринченко В. Ф., Павлов Г. Г.* О временном диапазоне формирования габбро-анортозитовых массивов северо-западной части Украинского щита // Тез. докл. IV регион. петрогр. совещ. по Европейской части СССР. — Петрозаводск, 1987. — С. 40–41.
8. *Зинченко О. В., Скобелев В. М., Єсипчук К. Е. и др.* Коростенский комплекс // Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1990. — С. 134–164.
9. *Ильченко Т. В.* Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта ЕВРОБРИДЖ-97 // Геофиз. журн. — 2002. — 24, № 3. — С. 36–50.
10. *Ильченко Т. В., Бухарев В. П.* Скоростная модель земной коры и верхов мантии Коростенского плутона (Украинский щит) и ее геологическая интерпретация (по профилю ГСЗ Шепетовка — Чернигов) // Там же. — 2001. — 23, № 3. — С. 72–82.
11. *Личак И. Л.* Петрология Коростенского плутона. — Киев: Наук. думка, 1983. — 246 с.
12. *Митрохин О. В.* До питання про склад та вікові співвідношення відмін анортозитових порід Волині // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. — 1998. — Вип. 15. — С. 39–41.
13. *Митрохин О. В.* Вікові співвідношення основних порід Коростенського плутону // Там же. — 2000. — Вип. 16. — С. 15–20.
14. *Митрохин О. В., Богданова С. В., Шумляньський Л. В.* Анортозитові породи Федорівського масиву (Коростенський плутон, Український щит) // Сучасні проблеми геологічної науки: зб. наук. пр. ІГН НАН України / Відп. ред. П. Ф. Гожик. — К., 2003. — С. 53–57.
15. *Митрохин О. В., Зінченко О. В.* Мегакристи високоглиноземистих ортопироксенів у базитах Коростенського плутону та їх петрогенетичне значення // Актуальні проблеми геології України: зб. матеріалів наук. конф. — К., 2001. — С. 26.

16. *Орловецкий Ю. П.* Мантийный диапиризм. – Киев: Наук. думка, 1990. – 172 с.
17. *Перепелов А. Б., Ефремов С. В.* Данные по распределению редких элементов для петролого-геохимических расчетов и графиков // Геохимические процессы и полезные ископаемые. – 2000. – С. 215–228. – (Вестн. ГеоИГУ; Вып. 2).
18. *Соболев В. С.* Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1947. – 140 с.
19. *Тыкочинская Л. И., Приказчиков Л. А.* Новые данные о дайковых породах Волыни // Геохимия и рудообразование. – 1974. – № 4. – С. 106–115.
20. *Чекунов А. В.* Некоторые вопросы внутреннего строения земной коры // Геофиз. сб. АН УССР. – 1970. – Вып. 34.
21. *Amelin Yu., Heaman L. M., Verchoglyad V. M., Skobelev V. M.* Geochronological constrains on the emplacement history of an anorthositic rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // *Contribs Mineral. and Petrol.* – 1994. – **116**, No 4. – P. 411–419.
22. *Andersen D. J., Lindsley D. H., Davidson P. M.* QUILF: a PASCAL program to asses equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz // *Comput. and Geosci.* – 1993. – **19**. – P. 1333–1350.
23. *Ashwal L. D.* Anorthositic. – Springer-Verlag Publ. Comp., 1993. – 422 p.
24. *Bogdanova S., Kozlovskaya E., Janik T et al.* The evolution of the high velocity lower crust beneath the Fennoscandia-Sarmatia Suture Zone (FSSZ), the crust-mantle transition and AMCG magmatism // *Geophys. Res. Abstr.* – 2006. – **8**, 04148.
25. *Bogdanova S. V., Pashkevich I. K., Buryanov V. B. et al.* The 1.80–1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of the deep structure // *Tectonophysics.* – 2004. – **381**. – P. 5–27.
26. *Duchesne J. C.* Massif anorthositic: another partisan review // *Feldspars and feldspathoids*/ Ed. W. S. Brown. – NATO Adv. Stud. Inst., 1984. – Vol. 137. – P. 411–433.
27. *Duchesne J. C., Liegeois J. P., Vander Auwera J., Longhi J.* The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthositic // *Terra Nova.* – 1999. – No 11. – P. 100–105.
28. *Emslie R. F.* Pyroxene megacrysts from anorthositic rocks: new clues to the source and evolution of the parent magmas // *Can. Miner.* – 1975. – No 13. – P. 138–145.
29. *Emslie R. F.* High pressure pyroxene megacrysts from anorthositic rocks and their bearing on the genesis of the parent magmas // *Geol. Soc. Amer. Abstr.* – 1975. – No 7. – P. 752–753.
30. *Emslie R. F.* Anorthositic massif, rapakivi granites and late Proterozoic rifting of North America // *Precamb. Res.* – 1978. – **7**, No 1. – P. 61–98.
31. *Emslie R. F.* Proterozoic anorthositic massifs // *The Deep Proterozoic Crust of the North Atlantic Provinces*/ Eds. A. Tobi, J. Touret. – NATO Adv. Studies Inst. – 1985. – Vol. 158. – P. 139–160.
32. *Fram M. S., Longhi J.* Phase equilibria of dikes associated with Proterozoic anorthositic complexes // *Amer. Miner.* – 1992. – **77**. – P. 605–616.
33. *Fuhrman M. L., Lindsley D. H.* Ternary-feldspar modeling and thermometry // *Ibid.* – 1988. – **73**. – P. 201–215.
34. *Lindsley D. H.* Pyroxene thermometry // *Ibid.* – 1983. – **68**. – P. 477–493.
35. *Longhi J., Fram M. S., Vander Auwera J., Montieth J. N.* Pressure effects, kinetics, and rheology of anorthositic and related magmas // *Ibid.* – 1993. – **78**. – P. 1016–1030.
36. *Longhi J., Vander Auwera J., Fram M. S., Duchesne J. C.* Some phase equilibrium constraints on the origin of proterozoic (massif) anorthositic and related rocks // *J. Petrol.* – 1999. – **40**, No 2. – P. 339–362.
37. *Maquil R.* Preliminary investigation on giant orthopyroxenes with plagioclase exsolution lamellae from the Egersund-Ogna anorthositic massif // *Progress in experimental petrology. – Fourth Prog. Rep. Res. Supp. by NERC. Pul. Ser. D 11. – 1978. – P. 144–146.*
38. *Markl G., Frost B. R., Bucher K.* The origin of anorthositic and related rocks from the Lofoten Islands, Northern Norway: I. Field relations and Estimation of intrinsic variables // *J. Petrology.* – 1998. – **39**, No 8. – P. 1425–1452.
39. *Mitrokhin A. V.* The gabbro-anorthositic massives of Korosten Pluton (Ukraine) and problems of evolution of parental magmas // *Abstract – GEODE field workshop 8–12<sup>th</sup> July 2001 on ilmenite deposits in the Rogaland anorthositic province, S. Norway. – NGU Geol. Surv. of Norway, 2001. – P. 86–90.*
40. *Morse S. A.* A partisan review of Proterozoic anorthositic // *Amer. Miner.* – 1982. – **67**, No 11–12. – P. 1087–1100.
41. *Vander Auwera J., Longhi J., Duchesne J. C.* The effect of pressure on  $D_{Sr}$  (plag/melt) and  $D_{Cr}$  (plag/melt): implications for anorthositic petrogenesis // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 2000. – **178**. – P. 303–314.
42. *Wiebe R. A.* Proterozoic anorthositic complexes // *Proterozoic Crustal Evolution* / Ed. K. C. Condie. – Amsterdam: Elsevier. – P. 251–261.

Киев. нац. ун-т им. Тараса Шевченко, Киев  
 Лундский ун-т, Лунд (Швеция)  
 Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования  
 им. Н. П. Семеновко НАН Украины, Киев

Поступила 18.02.2008

**РЕЗЮМЕ.** У межах Коростенського плутону досліджені анортозитові породи з блоковими текстурами, що характеризуються наявністю глибинних включень анортозитів васьковицького типу ( $A_1$ ) у габро-анортозитах пенізевицького типу ( $A_2$ ). Включення та вмісні габро-анортозити, маючи близьку

основність плагиоклазів ( $Al_{46-59}$ ), розрізняються асоціаціями та складом мафічних мінералів. Оцінки умов фазової рівноваги Fe-Mg силікатів свідчать про полібаричну кристалізацію анортозитів коростенського комплексу. Автори доводять, що включення анортозитів  $A_1$  не можуть бути ліквідусними фазами, що виділилися на початкових етапах кристалізації габро-анортозитів  $A_2$ . Встановлена різниця значень тиску під час кристалізації досліджених анортозитових порід повинна відповідати глибині залягання магматичної камери анортозитів  $A_1$ , для сучасного рівня ерозійного зрізу. Нижче Федорівського масиву, розташованого у східній частині Коростенського плутону та складеного габро-анортозитами  $A_2$ , на глибині 9–20 км, ймовірно, наявний ще один автономний масив, складений більш древніми анортозитами  $A_1$ . Отримані дані добре узгоджуються з наявними геолого-геофізичними моделями глибинної будови Коростенського плутону.

*SUMMARY.* The anorthositic rocks with block structure characterized by presence of deep inclusions of Vaskovichy type anorthosite ( $A_1$ ) in Penisevichy type gabbro-anorthosites ( $A_2$ ) have been investigated in the Korosten Pluton (Ukraine). The inclusions and their incorporated gabbro-anorthosites, having the same intermediate plagioclases, are differed by mafic mineral associations. The evaluations of Fe-Mg silicate equilibrium point on polybaric crystallization of anorthositic rocks of the Korosten complex. Authors prove, that inclusion of  $A_1$  anorthosites cannot be liquidus phases segregated at the initial stages of  $A_2$  gabbro-anorthosite crystallization. The established differences in crystallization pressure for investigated anorthosites should correspond to a depth of  $A_1$  anorthosites magmatic chamber relative to the present erosion level. Below Fedorovka anorthosite massif located in east part of the Korosten Plutone and consisted of  $A_2$  gabbro-anorthosites on the depth of 9–20 kms the presence of one more massif composed by more ancient  $A_1$  anorthosites is supposed. The received data are well agreed with existing geological-geophysical models of Korosten Plutone deep structure.