

Тоналит-гранодiorит-гранодиоритовая формация архея. Особенности состава и условия образования на примере Украинского щита

О.В. Усенко, 2021

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 7 июля 2020 г.

Тоналит-гранодiorит-гранодиоритовая (ТТГ) формация образует основной объем кислых пород континентальной коры. Подобные породы не встречаются впоследствии. Поэтому вопросы, касающиеся образования формации, напрямую связаны с проблемой формирования коры и мантии.

Рассмотрено строение архейской ТТГ формации гранито-гнейсовой области Бугского мегаблока (БМБ) и гранит-зеленокаменной области Среднеприднепровского мегаблока (СПМБ). Установлены сходные черты и различия. Анализ этих данных приводит автора к выводу, что в СПМБ, Западном Приазовье и Хашевато-Завальевском блоке Среднего Побужья в архее формировалась гранит-зеленокаменная область, однако указанные три блока Украинского щита демонстрируют разный уровень эрозионного среза, который отражен в *PT*-условиях метаморфических преобразований.

Породы ТТГ формации представляют собой часть сложнопостроенной толщи, которая возникла вследствие пропитывания (мигматизации) кварц-альбитовым расплавом первичной коры и/или более древних толщ преимущественно основного состава. В средней—нижней коре происходило частичное замещение пород первичной коры, в верхней — наложение новых порций расплава на более ранние, диапиризм гранитных масс и мигматизация вулканогенной толщи. В течение архея эти события повторялись многократно, что привело к частичному замещению плагиогранитами первичной коры.

Рассмотрены современные представления о процессах, в которых образованы граниты ТТГ формации. Показано, что согласно тепловой модели кривая распределения температур с глубиной не пересекает линию водного солидуса базальта. Поэтому появление гранитных расплавов не может быть следствием погружения на большие глубины (ультраметаморфизма). Хронологическая и генетическая связь с мантийными выплавками, из которых кристаллизуются коматиты и спилиты зеленокаменных структур, предполагает конвективные течения в мантии. Для объяснения образования тоналитового и гранодiorитового расплава использована модель двухуровневой кристаллизационной дифференциации ультраосновного расплава. Однако проявление замещения первичного базальта коры в таком объеме и ассимиляция корней зеленокаменных структур гранитным расплавом возможны только при взаимодействии мантийных флюидов с породами первичной коры. Высказано предположение, что состав части из этих флюидов мог быть близок к составу гранита (гранодiorита). По мнению автора, подобное предположение подтверждает гипотезу В. Гриффина и Н. Пирсона о том, что кристаллическая мантия была сформирована на границе архея и протерозоя.

Ключевые слова: тоналит-гранодiorит-гранодиоритовая (ТТГ) формация, Украинский щит, эндрейт, гранит, архей, кора, мантия.

В последние десятилетия широко обсуждается вопрос о периодичности наращивания коры [Шацкий и др., 2005; Ве-

lousova et al., 2010; Condie, 2011 и др.]. Статистическая обработка определений изотопного возраста представительной

выборки детритовых цирконов имеет отчетливые пики (наиболее часто встречающиеся датировки), что интерпретируется как периоды корообразования [Carlson et al., 2005; Belousova et al., 2010; Griffin et al., 2014 и др.]. Установлена хронологическая зависимость между временем появления ультраосновных и основных магм, образующихся в мантии, и гранитных расплавов, что позволяет говорить о связи плюмовых процессов и периодов наращивания коры [Isley, Abbott, 2002; Ernst, Buchan, 2003 и др.].

ТТГ формация слагает основной объем кислых пород континентальной коры. Поэтому вопросы, касающиеся ее образования, напрямую связаны с проблемой формирования коры и мантии. В настоящее время не существует единого мнения о генезисе ТТГ формации. Одни авторы считают породы формации результатом плавления первичной базальтовой коры [Вревский и др., 2010; Moyen, Martin, 2012 и др.], другие связывают ее возникновение с деятельностью плюмов [Hawkesworth, Kemp, 2006; Condie, 2011; Лобач-Жученко, 2014 и др.] и кристаллизационной дифференциацией [Arth et al., 1978; Шинкарев, Иванников, 1983 и др.], третьи — с преобразованием пород вследствие воздействия мантийных флюидов [Перчук, 1997; Маркушев, Бобров, 2005 и др.].

ТТГ формация типична для архейских гранитогнейсовых и гранит-зеленокаменных областей. В гранулитовых областях она часто представлена ортогнейсами (серыми гнейсами), тогда как в гранит-зеленокаменных областях (ГЗО) породы формации слагают гранитогнейсовые купола [Шинкарев, Иванников, 1983; Щербак и др., 2005; Лобач-Жученко, 2014 и др.]. Часто в гранулитовых блоках присутствуют палеоархейские породы. Изотопный возраст гнейсов Акаста (северо-запад Канады) составляет 4,03—3,96 млрд лет [Condie, 2011], эндербитов Побужья — 3,76—2,8 млрд лет [Щербак и др., 2005; Лобач-Жученко и др., 2013, 2015, 2017]. Древнейшие тоналиты Гренландии в районе Годбсфьорд возрастом 3,87—3,66 млрд расположены среди

тоналитов с возрастом от 3,2 до 2,82 млрд лет [Meyer et al., 1996].

ТТГ формация, слагающая гранитогнейсовые купола, и породы, слагающие зеленокаменные структуры (ЗКС), детально изучены, установлена последовательность их появления [Glikson, 1972; Шинкарев, Иванников, 1983; Конди, 1983; Стратиграфические..., 1985; Орса, 1988; Щербак и др., 2005; Сукач, 2014; Щербак, Артеменко, 2014; Усенко, 2019 и др.], тогда как главная особенность гранулитовых областей — отсутствие закономерности в пространственном размещении разновозрастных пород [Гранулитовая..., 1985; Лобач-Жученко и др., 2013, 2015, 2019 и др.]. Отнесение и серых гнейсов, и гранитов ГЗО к ТТГ формации не оспаривается [Щербак и др., 2005], так как породы этой серии имеют совершенно особенный минеральный и химический состав, который никогда не повторяется после, что позволяет предполагать их сходное происхождение [Condie, 2011]. Поэтому предлагается установить процессы, в которых образована ТТГ формация СПМБ, и оценить *PT*-условия их протекания в Хащевато-Завальевском блоке Побужья.

Цель работы — объединение петрологической модели, описывающей формирование формации как последовательность физико-химических взаимодействий, отраженных в минеральном и химическом составе, с тепловой моделью, учитывающей распределение температур с глубиной. Сопоставление с результатами экспериментальных исследований показывает, какие из предполагаемых процессов (плавление—кристаллизация, мигматизация, метаморфические преобразования) вероятны в заданных *PT*-условиях (как модельных, так и установленных в образцах), а какие не могли быть реализованы.

Детализация событий, происходивших в коре и на поверхности (описанные в предлагаемой статье и в работе [Усенко, 2019]), позволяет восстановить геодинамические процессы и поднять вопросы, касающиеся особенностей флюидного режима и фазового состава мантии в архее.

Полные описания пород ТТГ формации Украинского щита (УЩ) приведены в работах [Орса, 1988; Щербак и др., 2005; Щербаков, 2005; Петрология..., 2011 и др.]. Строение, состав и геодинамическая модель образования ГЗО СПМБ рассмотрены в работе [Усенко, 2019]. Далее приведены только характерные особенности состава пород ТТГ формации УЩ и строения структур, важные для создания общей мо-

дели, описывающей вероятные условия их образования.

ТТГ формация гранит-зеленокаменных областей на примере ЗКС СПМБ. Днепропетровские гранитоиды (плагиограниты) слагают большую часть площади СПМБ (рис. 1). Днепропетровская толща представлена тремя согласно залегающими и переслаивающимися основными компонентами [Орса, 1988]:

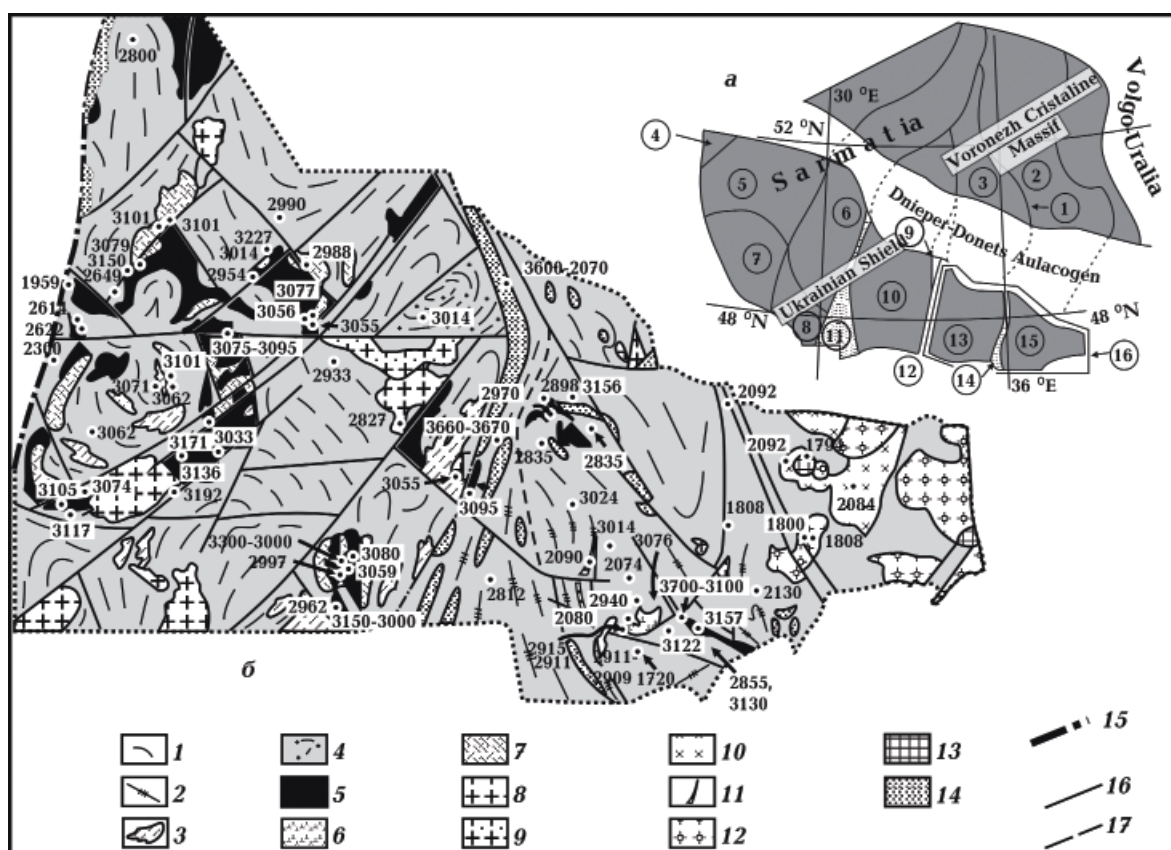


Рис. 1. Размещение блоков и шовных зон в границах Сарматии (а). Приведено по работе [Lobach-Zhuchenko et al., 2014] с дополнениями. Цифры в кружках: 1 — Белгород-Михайловская шовная зона; 2, 3 — блоки Воронежского массива Курский (2) и Сумской (3); 4 — Осницко-Микашевичская зона; 5—10 — мегаблоки (5 — Вольнский (ВМБ), 6 — Росинско-Тикичский (РТМБ); 7 — Подольский (ПДМБ), 8 — Бугский (БМБ), 10 — Ингульский (ИМБ)); 11 — Голованевская шовная зона (ГШЗ); 12 — 9-я часть Ингульского мегаблока, которая с Криворожско-Кременчугской зоной (ККЗ) объединяется в Ингулецко-Криворожскую шовную зону (ИКШЗ); 13 — Среднеприднепровский мегаблок (СПМБ); 14 — Орехово-Павлоградская шовная зона (ОПШЗ); 15 — Приазовский мегаблок (ПМБ).

Геологическая схема строения восточной части УЩ (СПМБ, ОПШЗ и ПМБ) (б): 1 — породы днепровского ТТГ комплекса в СПМБ и ОПШЗ; 2 — породы шевченковского ТТГ комплекса, реоморфированного в палеопротерозое; 3 — скиалиты амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов аульской толщи; 4 — гранулиты и гнейсы славгородской толщи; 5 — зеленокаменные структуры; 6 — ультрамафиты, мафиты и диориты ПМБ, нерасчлененные; 7 — тоналиты сурского комплекса; 8, 9 — граниты токовского (8) и мокромосковского (9) комплексов; 10 — граниты, субщелочные граниты и граносиениты хлебодаровского комплекса ПБМ; 11 — карбонатиты, щелочные ультрабазиты, нефелиновые сиениты черниговского комплекса; 12 — субщелочные габбро, сиениты, граносиениты, граниты; 13 — Октябрьский массив нефелиновых сиенитов; 14 — кластогенно-осадочные породы разного возраста; 15—17 — разломы (15 — меж-

– массивными и гнейсовидными амфибол-биотитовыми кристаллосланцами, состав которых изменяется от андезита до кварцевого диорита ($\text{SiO}_2 \sim 58\text{—}62\%$). Цементирующий материал — кварц;

– массивными или рассланцованными амфиболитами основного состава ($\text{SiO}_2 \sim 50\%$). Амфиболиты в полях развития гранитоидов встречаются в виде останцов, образуют пластовые дайкообразные тела, подвергшиеся будинированию. Эта разновидность первоначально являлась метавулканитами — толеитовыми и оливиновыми базальтами;

– преобладающими гранитогнейсами и мигматитами преимущественно тоналитового и трондьемитового состава ($\text{SiO}_2 \sim 66\text{—}72\%$). Их пластообразные тела перемежаются с телами амфиболитов и кристаллосланцев. Гранитогнейсы в разрезе замещают ранние супракрупные образования кислого состава, реликты которых не сохранилось.

Минеральный состав диоритовидных амфиболсодержащих гранитоидов: плагиоклаз (андезин) (40—45 %), кварц (0—15 %), темноцветные (10—45 %). Тоналиты и трондьемиты состоят из плагиоклаза (55—65 %) и кварца (25 %). В трондьемитах содержание кварца возрастает до 40 %. Содержание анортитового компонента в плагиоклазе уменьшается с уменьшением основности пород в ряду кварцевый диорит — тоналит — трондьемит. Одновременная кристаллизация кварца и плагиоклаза указывает на их образование из перемещенной магмы. Присутствуют биотит и амфибол. Калиевый полевой шпат наложенный или отсутствует. Пресыщены SiO_2 и Al_2O_3 , $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$. Эти особенности присущи формации на всех кратонах мира.

Породы тоналитового и трондьемитового состава насыщены включениями ультрабазитов, кристаллосланцев и амфиболитов (измененных магматических пород). Гранитогнейсы и мигматиты взаимопереходами тесно связаны с участками пород однородного сложения, а также с плагиоклазовыми гнейсовидно-полосчатыми и порфиробластическими гранитоидами, с которыми и образуют гнейс-гранит-мигматитовую формацию. Между ее составляющими нет четких контактов. Почти повсеместно фиксируются признаки длительного и сложного развития гранитогнейсов: реликты древних складок, погруженных в гранитную массу, связанную с деформациями последующих этапов развития и др. Гранитогнейсы кварц-диоритового состава содержат реликты переработанных амфиболитов, что дает основание связывать их образование с гранитизацией амфиболитов или кристаллосланцев. Отчетливо проявлено замещение амфибола биотитом, раскисление плагиоклаза, привнесение кремнезема, кристаллизующегося в виде кварца [Щербаков, 2005].

блочные (Криворожский и Орехово-Павлоградский), 16 — внутриблоковые, 17 — внутривидовые).

Fig. 1. Location of blocks and suture zones at the Sarmatia (a) ([Lobach-Zhuchenko et al., 2014] with additions). Circled numbers: 1 — Belgorod-Mikhailovka zone; 2, 3 — Voronezh massif (Kursk (2) and Sumy (3) blocks); 4 — Osnitsk-Mikashchivichi zone; 5—10 — megablocks (5 — Volyn, 6 — Rosinsko-Tikich, 7 — Podol, 8 — Bug, 10 — Ingul); 11 — Golovanevsk suture zone; 12 — the 9th part of the Ingul megablock, which with the Kryvyi Roh-Kremenchug zone is combined into the Ingulets-Krivoy Rog suture zone; 13 — Middle Dnieper; 14 — Orekhov-Pavlograd suture zone; 15 — Azov.

Simplified geological map of eastern part of the Ukrainian Shield (Middle Dnieper megablock, Orekhov-Pavlograd suture zone, Azov megablock) (b): 1 — TTG-complex with relics of amphibolites, migmatites (Dnepropetrovsk Complex); 2 — TTG complex and migmatites with abundant amphibolites (Shevchenko Complex); 3 — amphibolites and amphibole-biotite gneisses; 4 — granulites, enderbites and charnockites; 5 — greenstone belts; 6 — ultramafites, mafites and diorites; 7 — tonalites (Sursk complex), 8, 9 — granites (Tokovsk (8) and Mokromoskovsk (9) complex); 10 — granites, subalkaline granites and granosyenites (Khlebodarovsk complex); 11 — carbonatites, alkaline ultramafic rocks, the Chernigov complex nepheline syenites of; 12 — subalkaline gabbros, syenites, granosyenites, granites, 13 — nepheline syenites of the Oktyabrsky massif; 14 — clastogenic-sedimentary rocks of different ages; 15—17 — faults (15 — interlateral (Krivoy Rog and Orekhov-Pavlograd), 16 — intrablock, 17 — intrasectional).

Образование палингенных гранитоидов происходило в четыре этапа после начала образования конкской серии. Оно сопровождалось мигматизацией — замещением гранитным расплавом альбит-кварцевого состава существующих метаморфических пород (амфиболитов и ультрабазитов), а также складчатостью (короблением). В течение длительного времени (200 млн лет) новообразованная масса гранитоидов находилась в пластическом состоянии. В породах аульской серии зафиксировано шесть этапов складчатости (коробления), т. е. до 3,2 млрд лет были еще два этапа [Стратиграфические..., 1985].

В днепропетровских гранитах выявлены три разновидности цирконов. Возраст 15—20 % их общего количества — 3,3—3,18 млрд лет. Они могут быть реликтами пород аульской серии (предполагаемого доконкского субстрата днепропетровских гранитов) либо акцессорными минералами более ранних гранитоидов, реоморфированных при образовании днепропетровских. Магматогенные цирконы образованы в период 3,03—2,97 млрд лет, основная масса характеризуется возрастом 3,01 млрд лет [Бобров и др., 2008]. Цирконы гранитоидов днепропетровского комплекса (2,97 млрд лет) обнаружены в Ямбургском карьере. Подобный возраст 2,99—2,95 млрд лет соответствует последней фазе сурского комплекса — интрузивно-аналога днепропетровских гранитоидов [Щербак и др., 2005]. Образование палеосомы (гранитизирующего вещества) днепропетровских гранитов, слагающих гранитогнейсовые купола СПМБ, объединяет как гранитообразование, происходившее до 3,17 млрд лет назад (может быть синхронно формированию гранодиоритов-гранитов, развитых в Западном Приазовье — 3,39—3,32 млрд лет [Щербак и др., 2005]), так и синхронное накопление конкской серии и формирование гранитоидов сурского комплекса [Орса, 1988; Щербак и др., 2005; Щербак, Артеменко, 2014].

Аналогичны структура и строение гранитогнейсовых куполов Южной Африки [Конди, 1983] и других кратонов. Мож-

но провести четкую корреляцию между строением ГЗО, обобщенным в работе [Glikson, 1972], и формационными единицами ГЗО СПМБ (рис. 2). Очевидно и сходство описания, приведенного в работах [Орса, 1988; Glikson, 1972]. Согласно работе [Glikson, 1972], купола располагаются среди ранних вулканитов, метаморфизованных на стадии зеленых сланцев или гранулитов. В последнем случае их состав более мафический. Купола имеют концентрически-зональную структуру, которая подчеркивается многочисленными ксенолитами в разной степени переработанных вулканитов, а также зонами мигматизации, в которых тоналитовый жильный материал инъецирует вмещающие породы. Наиболее ранние тоналитовые гнейсы располагаются в краевых частях купольных структур. Они богаты включениями зеленокаменных пород и деформируются совместно с ними. Также присутствуют бедные ксенолитами тоналиты, расположенные ближе к ядрам куполов, и массивные разновидности тоналитов, слагающие большие интрузивные тела в ядрах и наиболее поздние. Тоналитовые купола развиваются последовательно, причем слагающие их тоналит-трондьемиты формируются как паразитические доли, одна стратиграфически выше другой. В составе куполов присутствуют как магматические породы, так и мигматиты. Новообразованиями являются минералы, характерные для гранитов: кварц и кислый плагиоклаз, биотит, реже — роговая обманка, обычно замещаемая биотитом. В породах основного состава происходит уменьшение основности плагиоклаза до андезина и олигоклаза. Пироксены основных пород (кристаллосланцев) замещаются роговой обманкой и биотитом. Осветление пород связано с частичным замещением темноцветных (роговой обманки) полевыми шпатами и кварцем.

Породы конкской серии Конкско-Белозерской структуры метаморфизованы при $T=550\div 620$ °С, максимальное давление 0,42 ГПа [Метаморфизм..., 1982; Щербаков, 2005]. Повышение температуры свя-

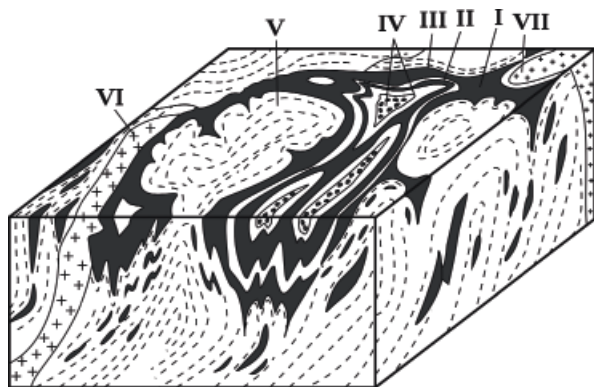


Рис. 2. Сопоставление схемы строения гранит-зеленокаменной области [Gliksen, 1993] со стратиграфическими единицами ЗКС СПМБ [Усенко, 2019]: I — нижняя толеитовая и коматиитовая толщи первого яруса, II — андезит-базальтовая туфолава-вая толща первого яруса, III — верхняя коматиитовая толща второго яруса, IV — породы третьего яруса (аналогичные железисто-кремнистой формации Белозерской структуры), V — гранито-гнейсовые купола, VI — гранитоиды, аналогичные гранитоидам сурского комплекса, VII — гранитоиды, аналогичные породам мокромосковского, токовского комплексов.

Fig. 2. Comparison of the structure diagram of the granite-greenstone area [Gliksen, 1993] with the stratigraphic units of the ZKS SPMB [Usenko, 2019]: I — lower tholeiite and komatiite strata of the first stage, II — andesite-basaltic tuff lava strata of the first stage, III — upper komatiite strata (second stage), IV — rocks of the third tier (similar to the ferruginous-siliceous formation of the Belozersk structure), V — granite-gneiss domes, VI — granitoids similar to the granitoids of the Sursk complex, VII — granitoids similar to the rocks of the Mokromoskovsky and Tokovsky complexes.

зано с внедрением постзеленокаменных гранитов. Это максимальные значения для СПМБ УЩ. В центральных частях ЗКС *PT*-параметры метаморфических преобразований еще меньше. Большинство пород ЗКС ПБ изменены в условиях зеленосланцевой фации при температурах 350—550 °С, т. е. на современную поверхность выходят породы, располагавшиеся на глубине не более 10—15 км. Эти *PT*-параметры метаморфизма (уровень эрозионного среза) можно распространить на весь СПМБ.

ТТГ формация гранулитовых блоков на примере Хщевато-Завальевской структуры БМБ. Эндербиты сложены орто- и клинопироксеном, плагиоклазом, кварцем.

Относительно редки наложенные биотит и калиевый полевой шпат, а также гранат (пироп-альмандин). Акцессорные минералы: циркон, апатит, ильменит. Антипертитовый плагиоклаз появляется только в присутствии калиевого полевого шпата (ортоклаза), магнетит и монацит — только с началом калишпатизации. Микроструктурная неупорядоченность обусловлена перестройкой структуры в пластичном состоянии. Привнесение калия привело к формированию порфиробластов калиевого полевого шпата на фоне сформировавшейся структуры.

Для эндербитов гайворонского комплекса Побужья характерны пластовая форма залегания и полосчатая текстура. Лейкократовые эндербиты содержат линзообразно-пластинчатый кварц, а мезократовые — шнуровидные обособления цепочек пироксенов, что свидетельствует о прошлом пребывании в гранулитовой фации. Химический состав гайворонских эндербитов изменяется в чрезвычайно широких пределах и соответствует ряду пород от кварцевого диорита до тоналита, трондjemита и лейкотрондjemита. Присутствуют меланократовые эндербиты, по составу соответствующие андезиту (55—62 масс.% SiO₂) и лейкократовые дациты (65—55 масс.% SiO₂) [Щербаков, 2005].

Наблюдаются взаимные переходы между эндербитами, эндербито-гнейсами и гнейсами. По мнению И.Б. Щербакова, двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы являются составной частью эндербитов гайворонского комплекса и имеют дайковую природу. Более ранние образуют небольшие пятна и тонкие жилы среди эндербитов. Второй тип — более молодые и более железистые дайки, которые внедрились в эндербиты 3,2—2,8 млрд лет назад. Постепенные переходы от гиперстеновых плагиогнейсов тывровской толщи днестровко-бугской серии к эндербитам гайворонского комплекса происходят при повышении кремнекислотности. Иногда трудно определить с названием породы [Щербаков, 2005]. Так, порода из Одесского карьера (ОК), в образце кото-

рой был установлен изотопный возраст цирконов, в работе [Шумлянський, 2012], в одних случаях относится к тывровской толще [Степанюк та ін., 2004], в других — к гайворонскому комплексу [Петрологія..., 2011]. В строении толщи участвуют лейкократовые гиперстеновые плагиогнейсы, ультрамафиты и амфибол-пироксеновые кристаллосланцы (табл. 1, 2).

Это подтверждается и описанием пород тывровской свиты днестровско-бугской серии ОК, которая представлена гнейсо-эндербитами крайне неоднородного состава и строения [Лобач-Жученко и др., 2013]. Среди них наблюдаются массивные разности со слабо проявленной сланцеватостью, более рассланцованные с намечающимся обособлением кварц-полевошпатового материала, а также милонитизированные, полосчатые и мигматизированные. Другая черта неоднородности гнейсо-эндербитов — наличие в них включений кристаллосланцев практически повсеместно. Кристаллосланцы деформированы совместно с эндербитами, значительно переработаны и присутствуют в виде отдельных по-

лос меланократового материала либо изолированных включений. Зафиксированы включения метаортопироксенитов и метагарцбургитов палео- и мезоархейского возраста.

Таким образом, как и днепропетровский комплекс СПМБ, толща включает ультрабазиты и кристаллосланцы основного состава, с которыми гранитогнейсы и мигматиты связаны взаимопереходами. Согласно мнению Б.Г. Яковлева, Г.Л. Кравченко, П.И. Лаврова, В.В. Слипченко, текстуры и состав гнейсо-эндербитов показывают, что они претерпевали два-три этапа перекристаллизации. «Преобладающая масса эндербитов возникла в результате многофазного процесса мигматизации вследствие многочисленных фаз неравномерно проявленных деформаций, контролирующих приток флюида в широком интервале *PT*-условий гранулитовой фации» [Гранулитовая..., 1985, с. 39].

Изучение плагиоклаза из реликтов эндербитов и эндербитовых плагиогнейсов показало, что древние эндербиты практически не содержали калий, а архейские ме-

Таблица 1. Минеральный состав эндербито-гнейсов и ультрабазитов Одесского карьера [Лобач-Жученко и др., 2011; Шумлянський, 2012]

Породы ОК	Минерал					
	Ортопироксен	Клинопироксен	Плагиоклаз	Кварц	Амфибол	Биотит
Гиперстеновый плагиогнейс (эндербит)	7	—	65	25	—	—
Ультрабазит	40	35	—	—	25	—
Амфибол-пироксеновый кристаллосланец	5—10	25	40	5	15—25	5
Эндербито-гнейс (средний состав)	5—15	0—10	45—90 (An _{20—35})	5—35	—	—

Таблица 2. Химический состав эндербито-гнейсов Одесского карьера [Лобач-Жученко и др., 2011]

Образец	Оксид								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
CP-10-20	70,89	0,40	15,80	2,43	0,60	0,70	4,50	3,60	0,3
CP-10-22	55,50	1,20	15,60	9,00	1,58	4,00	7,50	3,60	0,3
CP-10-23	72,00	0,40	15,30	2,14	0,80	0,60	4,10	3,60	0,40
CP-10-24	62,50	0,90	14,10	6,00	2,50	2,60	6,00	3,60	0,40

табазиты характеризуются повышенным содержанием магния и железа [Гранулитовая..., 1985; Щербак и др., 2005; Щербаков, 2005]. Эти химические особенности также присущи тоналитам и породам ЗКС архейских ГЗО всех кратонов мира и не встречаются впоследствии (рис. 3). Например, аналогичным составом и строением характеризуются гнейсы Акаста (Канадский щит), которые являются самыми древними изотопно-датированными породами (4,03—3,96 млрд лет). Это гетерогенная совокупность сильно деформированных тоналитов, трондjemитов-гранодиоритов, которые чередуются в сантиметровом масштабе с амфиболитами, ультрамафитами, гранитами и в нескольких местах кварцитами. Амфиболиты представляют собой деформированные дайки и силлы базальтов и габбро. Химический состав пород Акаста аналогичен химическому составу деформированных архейских зеленокаменно-тоналит-трондjemит-гранодиоритовых комплексов, что предполагает похожее происхождение и тектоническую обстановку [Condie, 2011].

Геохронология пород Хащевато-Завальевского блока. По мнению И.Б. Щербакова, полуторамиллиардная история образования эндербитов задокументирована в ряде генераций циркона: 3,65, 3,2—3,1, 2,8—2,7

и 2,02 млрд лет [Щербаков, 2005], что подтверждается определением изотопного возраста пород Хащевато-Завальевского блока (табл. 3). Данное исследование ограничено событиями архея (до 2,7 млрд лет).

В работе [Лобач-Жученко и др., 2013] предложена интерпретация результатов, основанная на учете особенностей состава и морфологических признаков цирконов, а также вмещающих пород. Согласно мнению авторов, время образования реликтового субстрата эндербито-гнейсов — 3,62—3,75 млрд лет назад. Возраст 3,48 млрд лет назад соответствует метаморфическому событию гранулитовой фации (окончание формирования протолита). Рассланцевание и мигматизация происходили в несколько этапов, последний 2,82 млрд лет назад. Метаморфические события маркируют также метаортопироксениты, образованные 3,334 и 2,86 млрд лет назад. Кроме этого, выделяется этап мигматизации, проходивший 3,0—2,9 млрд лет назад. Метаортопироксениты с плагиоклазом (до 10 %) и флогопитом образованы 2,814—2,785 млрд лет назад вследствие процессов метаморфизма, плавления и метасоматоза, наложенных на породы, испытавшие более древние метаморфические и деформационные преобразования. Вторичные изменения цирконов связаны с процесса-

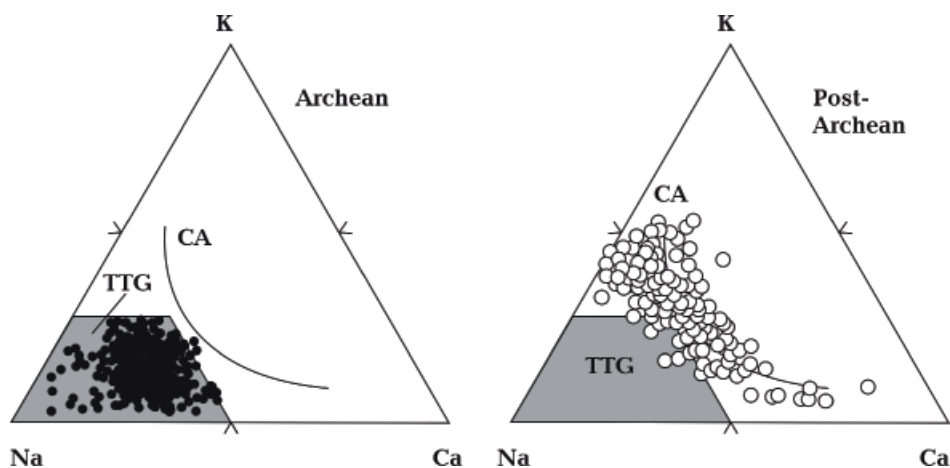


Рис. 3. Диаграмма, демонстрирующая соотношение К-Na-Ca в архейских и постархейских гранитоидах. СА — известково-щелочные граниты, ТТГ — гранитоиды ТТГ формации [Martin, 1994].

Fig. 3. K-Na-Ca diagrams showing the distribution of Archean and post-Archean granitoids. CA — calc-alkaline trend, TTG — tonalite-trondjemite-granodiorite field [Martin, 1994].

Т а б л и ц а 3. Изотопный возраст пород Одесского карьера (ОК) и карьера Козачий Яр (КЯ) и Завалье (ЗК) Хашчевато-Завальевского блока

Геологическое событие	Возраст	Изохрона	ЛИ
<i>3,74—3,6 млрд лет назад. Формирование протолита</i>			
Формирование протолитаэндербито-гнейса ОК	3,755 3,728 3,68 3,67 3,633 3,619	3,579	3
<i>3,65—3,35 млрд лет назад Появление магматических пород от ультрабазита до андезита-гранита. Метаморфизм. Метасоматические преобразования (плавление)</i>			
Проявление базитового магматизма (мафических гранулитов в эндербито-гнейсах)	3,628	—	4
Формирование эндербито-гнейсов (ранний метаморфизм) ОК	3,576 3,506 3,482	3,566	3
Гранулитовый метаморфизм ОК	3,499	—	5
Гранулитовый метаморфизм в ортопироксенитах ОК	3,487 3,313	3,485 3,334	3
Эндербито-гнейс ОК	3,38 3,11—3,2	—	1
<i>3,2—3,0 млрд лет назад Преобразование эндербито-гнейсов и внедрения ультрабазитов</i>			
Эндербито-гнейс КЯ Без кпш, двупироксен-пл, кварц	3,12 3,01—2,49 2,8	—	1
<i>3,0—2,75 млрд лет назад Гранулитовый метаморфизм, частичное плавление (замещение), дайки ультрабазитов, габброидов</i>			
Метапироксенит КЯ	3,0 2,9	—	2
Эндербито-гнейс метаморфизм ОК	2,97 2,82	—	3
Ультраметаморфизм гнейсоэндербитов ОК	3,047 2,934	2,931	3
Метаморфизм гнейсоэндербитов ОК	2,87	—	3
Метаморфизм и метасоматоз гарцбургитов ОК	2,833 2,785 2,779 2,774	—	3
Метаморфизм ортопироксенитов ОК	2,861	—	3
Метаморфизм кристаллических сланцев ОК	2,828	—	3
Ультраметаморфизм мафического гранулита	2,845	—	4
Гранулит КЯ	—	2,783 2,724	1
Кристаллосланец амфибол-двупироксеновый дайка, мафитовая ОК	2,72	—	1
<i>2,6—2,4 млрд лет назад Магматизм, метасоматоз, чарнокитизация (появление микроклина)</i>			
Плаггиогнейс, магматизм ОК	—	2,57	1
Метасоматическая перекристаллизация ОК	—	2,584 2,400	5
Ксенолит мафита (кристаллосланца) в эндербито-гнейсах КЯ	2,359	—	1

Геологическое событие	Возраст	Изохрона	ЛИ
Чарноэндербит	2,678		
Разновидности цирконов в одной пробе	2,647	—	2
	2,631		
	2,244		
Чарноэндербит	2,4	—	2
Метаортопироксенит	2,32	—	7
Основной кристаллосланец	2,36	—	7
<i>2,1—1,9 млрд лет назад</i> <i>Гранитообразование (микроклиновые розовые граниты), метаморфизм, внедрение мафитов-ультрамафитов, образование эвлизитов, мраморов</i>			
Жила эндербита, гранитообразование ОК	2,166	—	
Метаморфизм гнейсоэндербитов ОК	2,080	—	3
	2,077		
	2,046		
Дайки пегматитовых гранитов ОК	2,03	—	3
Катаклазированный гранит Р.Дошна	2,056	—	2
	2,046		
	2,039		
	2,033		
Метаморфизм мафических даек ОК	—	1,965	3
		1,988	
Кристаллосланец, мафические, дайки КЯ Одна генерация циркона	—	1,95	1
		1,963	
		1,925	
Антипертитовый эндербит, жила ЗК	2,011	—	2
Эвлизит ЗК	1,91	—	2
Пегматит ЗК	1,98	—	2

ми, происходившими 2,6—2,4 млн лет назад. Палеопротерозойская структурно-метаморфическая переработка и этап гранулитового метаморфизма проявлены 2,0—1,9 млрд лет назад. В нижней части обнажения эти породы секутся небольшой дайкой метатрахибазальта, ориентированной в северо-восточном направлении и имеющей возраст 1988 ± 4 млн лет. Ассоциация минералов, слагающих дайку, не несет признаков гранулитового метаморфизма. В этой интерпретации, как и в петрологическом описании [Гранулитовая..., 1983], появление ультрабазитов, основных пород, преобразованных в кристаллосланцы, метаморфические преобразования и мигматизация, это процессы, (1) связанные хронологически, что позволяет предположить и наличие причинно-следственной связи. Они (2) многократно повторяются на протяжении архея.

Частота встречаемости цирконов разного возраста также может характеризовать

объемы образующей (преобразующей) коры на каждом этапе. Подобная интерпретация чаще применяется для детритовых цирконов и для больших по объему выборок [Belousova et al., 2010; Griffin et al., 2013], но представляется логичным ее использование и для синпетрогенных. Рис. 4 и 5 демонстрируют, что главные этапы об-

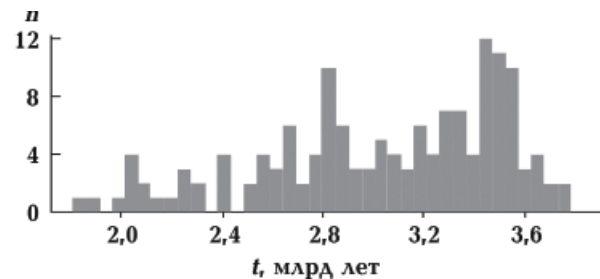


Рис. 4. Гистограмма изотопных возрастов цирконов из эндербито-гнейсов Одесского карьера [Шумлянський, 2012].

Fig. 4. Histogram of isotopic ages of zircons from the enderbite-gneisses of the Odessa quarry [Шумлянський, 2012].

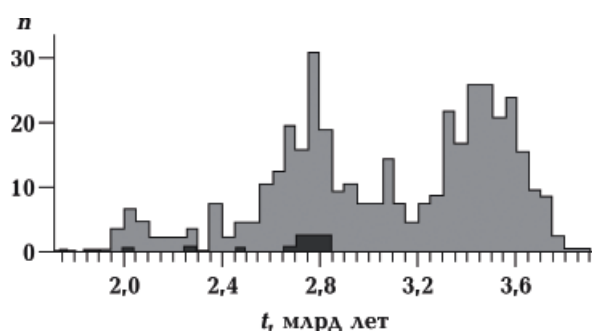


Рис. 5. Гистограмма изотопных возрастов цирконов из эндербитов Побужского комплекса. Заливкой выделены возрастные данные по циркону из лерцолита (включения в эндербитах) [Лобач-Жученко и др., 2017].

Fig. 5. Histogram of isotopic ages of zircons from enderbites of the Pobuzhsky complex. The fill marks the age data for zircon from lherzolite (inclusions in enderbites) [Лобач-Жученко и др., 2017].

разования коры Хащевато-Завальевского блока Среднего Побужья (ее современной поверхности) относятся к архею.

Согласно исследованиям Л.В. Шумлянско-го, образование пород ОК Хащевато-Завальевского блока происходит в интервале 3,768—1,855 млрд лет. Конкордантные значения изотопного возраста: более 3,4 млрд лет, 2,8—2,6 млрд лет (большинство значений) и 2,1—1,85 млрд лет (см. рис. 4). Одиночные конкордантные значения соответствует времени 2,8 и 3,0 млрд лет назад. Большинство дискордантных значений размещаются вдоль хорды, которая объединяет точки 3,6 и 2,0 млрд лет. По мнению Л.В. Шумлянско-го, цирконы образованы 3,6 млрд лет назад, но частично потеряли свинец около 2,0 млрд лет назад [Шумлянский, 2012]. В работе [Лобач-Жученко и др., 2017] получено сходное распределение (см. рис. 5). И таблица, и рисунки демонстрируют, что развитие Хащевато-Завальевского блока не закончилось в архее. Однако, в отличие от Приднестровья, Верхнего Побужья и Голованевской шовной зоны, протерозойские события (в данной работе не рассматриваются) наименее здесь проявлены, что обусловило сохранность архейских эндербитов и кристаллосланцев.

Факт совместного нахождения разновозрастных пород в одном обнажении; образцов, содержащих цирконы разного возраста; разный возраст центральных частей зерен и кайм можно объяснить только многократным появлением расплавов и флюидов (палингенным плавлением), а также многократными внедрениями и замещениями существующих пород.

PT-условия метаморфизма Хащевато-Завальевского блока Среднего Побужья изменялись с течением времени, но максимальными были в архее. Это значит, что в архее уровень современной поверхности находился на максимальной глубине. При оценке условий метаморфизма пород ОК в работе [Лобач-Жученко et al., 2016] все использованные авторами уравнения дали значения давления от 0,72 до 1,0 ГПа при $T=750\div 820$ °С. Образование трахибазальта 1,9 млрд лет назад происходило при сходной температуре, но давление было ниже на 0,2—0,3 ГПа.

Оценка температуры метаморфизма для гранат-гиперстен-кордиеритового парагенезиса составляет 750—850 °С при давлении 0,8—1,0 ГПа [Венидиктов, 1986]. Такие высокие температуры и давления характерны только для Хащевато-Завальевского блока. В Приднестровье и на Верхнем Побужье температура приблизительно такая же (780—880 °С), а давление ниже (0,6—0,7 ГПа). Чудново-Бердичевские граниты (возраст 2,02 млрд лет) образованы при $T=680$ °С и $P=0,5$ ГПа [Венидиктов, 1986].

Меньшие давления, но более высокие температуры приведены Б.Г. Яковлевым в монографии [Метаморфизм..., 1982]. Условия метаморфизма пород двупироксен-плагиоклазовой субфации (кристаллосланцев) — $T=910\div 960$ °С, $P=0,7\div 0,8$ ГПа. Образование бурой роговой обманки (двупироксен-роговообманковая субфация) происходит при $T=810\div 890$ °С, $P=0,64\div 0,76$ ГПа. Дегидратация роговой обманки с формированием парагенезисов орто- и клинопироксен-плагиоклаза и кристаллизация граната осуществляются при $T=860$ °С, $P=0,6$ ГПа.

Указанный разброс может быть вызван

как использованием разных геобарометров и геотермометров, так и объективными причинами: влиянием тепла мантийных расплавов и флюидов, различной стрессовой нагрузкой при неравномерно проявленных деформациях. На рис. 6 отображен разброс температур на одной глубине (при одном давлении). Он демонстрирует, что помимо температур, заданных кондуктивной составляющей теплового поля, обуславливающей региональный метаморфизм, сказывается и воздействие конвективной — внедрения расплавов и просачивания флюидов.

Таким образом, гранитоиды днепровского комплекса СПМБ и гайворонского комплекса БМБ характеризует (табл. 4):

1. Сходство минерального и химического состава. Породы ТТГ формации сложены плагиоклазом (альбитом-олигоклазом) и кварцем. В эндербито-гнейсах гранули-

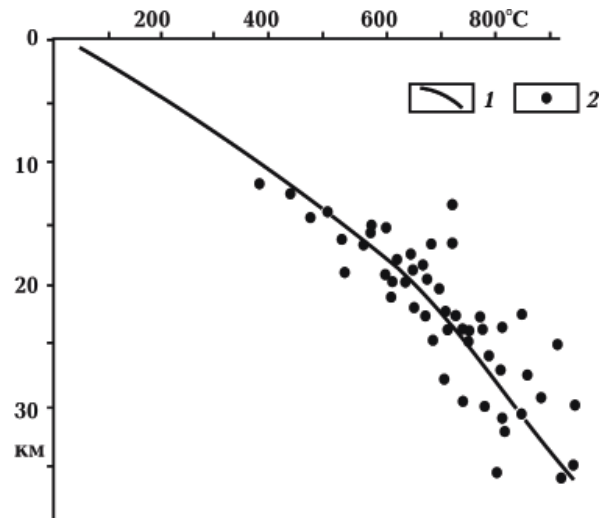


Рис. 6. *PT*-условия регионального метаморфизма в коре УЩ: 1 — распределение температур, 2 — *PT*-условия метаморфизма, установленные в породах УЩ (по работе [Гордиенко, 2007]).

Fig. 6. *PT*-conditions of regional metamorphism in the core of the USh: 1 — temperature distribution, 2 — *PT*-conditions of metamorphism established in the rocks of the Ukrainian shield [Гордиенко, 2007].

Т а б л и ц а 4. Сравнение пород ТТГ серии СПМБ и БМБ

Характеристики	СПМБ	БМБ
Породы	Тоналиты, плагиограниты, трондjemиты Тоналитовые гнейсы	Эндербиты Гнейсо-эндербиты
Минеральный состав	Плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц Биотит, кальцит, хлорит роговая обманка	Плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц ортопироксен ± клинопироксен
Особенности состава	Микроклина нет $Na_2O \gg K_2O$	Микроклина нет $Na_2O \gg K_2O$
Т кристаллизации	Не установлена	980—1200 °С
Содержат включения	Амфибол-биотитовых сланцев Переходы постепенные (замещение)	Двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. Переходы постепенные (замещение)
Возраст	3,1—2,8 млрд лет, присутствуют цирконы 3,3 млрд лет Несколько этапов (не менее четырех) гранитообразования	3,5—2,8 млрд лет Пики встречаемости: 3,5; 3,3; 3,1, 2,8 млрд лет — периоды появления гранитных расплавов
Особенности появления	Наслаивание более молодых гранитов на более древние, диапиризм гранитных масс, мигматизация	Внедрение и замещение (мигматизация)
<i>PT</i> -условия метаморфизма	$T=350\div 620$ °С, $P=0,42$ ГПа, зеленосланцевая — нижняя амфиболитовая фация	$T=750\div 820$ °С, $P=0,7\div 1,0$ ГПа, гранулитовая фация
Уровень эрозионного среза	10—15 км	25—30 км
Генетическая связь	Коматииты и амфиболиты ЗКС	Дайки ультрабазитов и габбро, преобразованных в кристаллосланцы

товых блоков присутствуют пироксены, в гранитоидах ГЗО — амфиболы. Химический состав пород, относимых к днепропетровским гранитам и эндербитам Среднего Побужья, изменяется в чрезвычайно широких пределах и соответствует ряду пород от кварцевого диорита до тоналита, трондjemита и лейкотрондjemита. Во всех случаях $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$.

2. Взаимопереходы между гранитоидами и основными породами: амфиболбиотитовыми кристаллосланцами в ГЗО и двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами в гранулитовых блоках.

3. Хронологическая и генетическая связь между коматиитами и амфиболитами ЗКС и гранитоидами в ГЗО СПМБ. В Хашчевато-Завальевском блоке замещение кристаллосланцев эндербитами и наличие в эндербито-гнейсах интрузивных тел ультрабазитов, габбро.

4. Основная масса гранитоидов СПМБ образована 3,1—2,95 млрд лет назад. Около 15—20 % общего количества цирконов днепропетровской толщи имеет возраст 3,3—3,18 млрд лет в Орехово-Павлоградской шовной зоне и Славгородском блоке присутствуют эндербиты, образованные 3,5 и 3,3 млрд лет назад. Образование плагиогранитов продолжается до 2,8 млрд лет (рис. 1).

Основная масса эндербитов Хашчевато-Завальевского блока образована от 3,5 до 2,8—2,6 млрд лет назад (см. табл. 3.) После этого происходят метасоматические преобразования, сопровождающиеся появлением наложенного калиевого полевого шпата, биотита, магнетита и монацита, которые продолжаются до 1,9 млрд лет.

Происходит многократное возобновление очага плавления, находившегося в коре (палингенез). Образование пород натриевой серии (ТТГ формации) заканчивается 2,8 млрд лет назад в СПМБ и 2,6 млрд лет назад на Побужье.

5. Тоналитовые купола ГЗО развиваются последовательно, причем слагающие их тоналит-трондjemиты формируются как паразитические доли, одна стратиграфически выше другой. В составе куполов при-

сутствуют как магматические породы, так и мигматиты.

Преобладающая масса эндербитов Побужья возникла в результате многократного замещения и мигматизации, проявленных вследствие повторяющихся фаз деформаций, контролирующих приток гранитного расплава и флюида в *PT*-условиях гранулитовой фации.

6. *PT*-условия метаморфизма ЗКС СПМБ — 350—620 °С, максимальные давления 0,42 ГПа, эндербитов Хашчевато-Завальевского блока — $T=750\div 820$ °С, максимальные давления 0,7—1,0 ГПа. Другими словами, в СПМБ на современную поверхность выходит уровень, соответствующий верхней коре, тогда как в Хашчевато-Завальевском блоке — нижней.

В СПМБ на поверхность выведен уровень, который в периоды гранитообразования соответствовал границе верхней кромки очага плавления и метаморфической толщи. В Хашчевато-Завальевском блоке — находившийся «внутри» очага частичного плавления.

7. В течение палео- и мезоархея кора находится в пластичном состоянии, так как много раз происходит поступление глубинных высокотемпературных расплавов и флюидов, длительное время существует слой частичного плавления в коре.

Приведенные описания позволяют утверждать, что породы ТТГ формации являются частью сложно построенной толщи, которая возникает вследствие пропитывания (мигматизации) кварц-альбитовым расплавом первичной коры и/или более древних толщ преимущественно основного состава. Этот процесс повторяется многократно (в СПМБ не менее четырех раз за время 3,2—2,8 млрд лет назад), а также предваряется и сопровождается внедрением и изливанием на поверхность ультраосновных и основных магматических пород. На глубине 10—15 км (соответствует современному эрозионному срезу СПМБ) формируется рисунок типичной ГЗО, в которой гранито-гнейсовые купола опоясаны ЗКС. На глубинах, соответствующих эрозионному срезу Западного При-

азовья, сохраняются корни ЗКС (рис. 2). На еще больших глубинах происходит их ассимиляция гранитным расплавом. Мафические породы сохраняются в виде прослоев двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев, будин и т. д., которые изначально представляли собой реликты протолита коры, а также дайки основных и ультраосновных пород, подводящие каналы, по которым происходили излияния коматиитов и базальтов в течение всего архея.

Можно предположить, что в СПМБ, Западном Приазовье и Хашцевато-Завальевском блоке Среднего Побужья отражены события формирования архейской ГЗО, однако эти три области демонстрируют разный уровень эрозионного среза. Этим объясняются различия структурного рисунка этих областей и степени метаморфических преобразований пород, отраженных в минеральном составе и текстурных особенностях. В строении Приднестровья

и Верхнего Побужья, а также Западного Приазовья проявлены и протерозойские геодинамические процессы, однако в Хашцевато-Завальевском блоке сохранились породы ТТГ формации, мало измененные в протерозое. СПМБ протерозойскими событиями не затронут.

Вероятность образования расплавов ТТГ серии при плавлении первичного базальта коры. Многочисленные экспериментальные работы (обзор приведен в статье [Moyen, Martin, 2012]) показали возможность образования расплавов ТТГ состава при частичном плавлении основных пород при $T=700\div 1100$ °С и $P=0,3\div 3,5$ ГПа как при дегидратационном плавлении, так и с добавлением H_2O . Фазовая диаграмма для пород серии построена по результатам экспериментальных исследований [Wyllie, 1977] (рис. 7). Показаны области существования минеральных фаз и расплавов разного состава при давлении 0,1 ГПа.

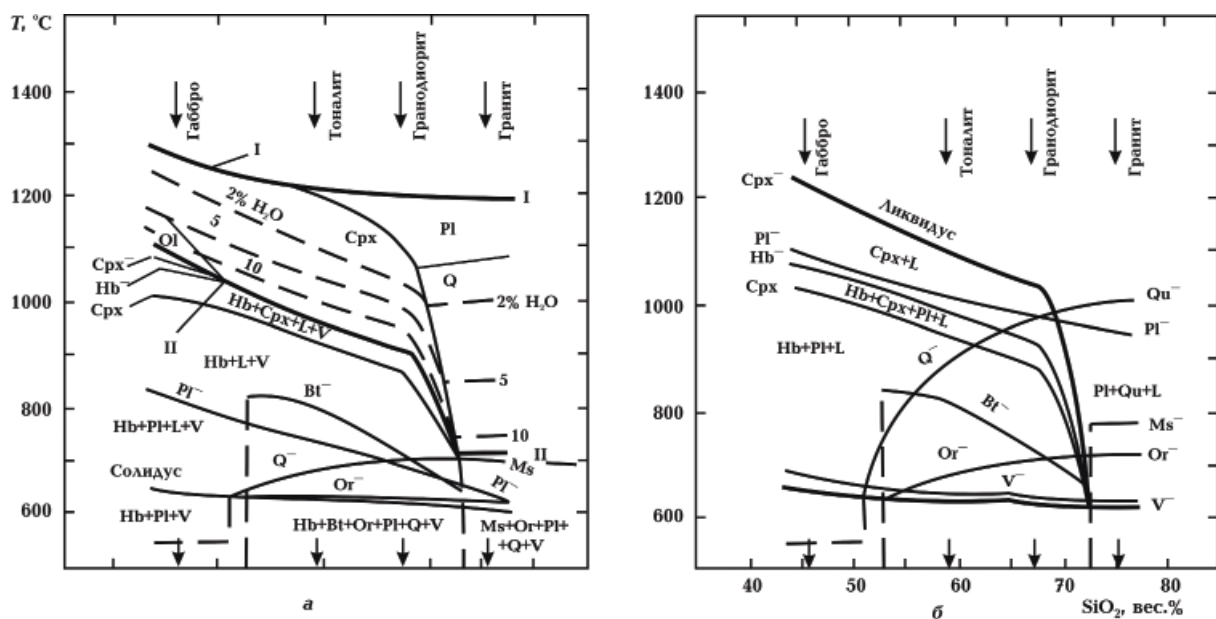


Рис. 7. Фазовая диаграмма для серии пород габбро-гранит с содержанием воды переменным (а) и 2 масс. % (б) при давлении 0,1 ГПа [Wyllie, 1977]: I — «сухой» ликвидус, II — ликвидус с избытком воды. Штриховые линии — содержание воды в расплаве, в масс. %. Jd — жадеит, Срх — клинопироксен, Pl — плаггиоклаз, Ms — мусковит, Bt — биотит, Q — кварц, Or — ортоклаз, Gar — гранат, Hb — амфибол (роговая обманка). Знак «-» — исчезновение фазы.

Fig. 7. Phase diagram for a series of gabbro-granite rocks with variable water content (a) and 2 weight % (b) at the pressure of 0.1 GPa [Wyllie, 1977]: I — "dry" liquidus, II — liquidus with excess water. Dashed lines - the melt water content, in weight %. Jd — jadeite, Cpx — clinopyroxene, Pl — plagioclase, Ms — muscovite, Bt — biotite, Q — quartz, Or — orthoclase, Gar — garnet, Hb — amphibole (hornblende). The «-» sign — phase disappearance.

Полученные в экспериментах расплавы в целом сходны с природными, но устанавлены и различия в содержании ряда элементов. Фиксируются повышенная магнезиальность и более узкие вариации содержаний SiO_2 природных гранитоидов по сравнению с составами, полученными в экспериментах. В работе [Springer, Seck, 1997] также отмечено существенно большее содержание глинозема в экспериментальных расплавах. Наибольшее сходство природных и экспериментальных составов достигается при дегидратационном плавлении основных пород, отличающихся от среднего архейского толеита более высокими содержаниями SiO_2 и MgO , более низкими (не более 4) значениями отношения $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ [Вревский и др., 2010]. Это справедливо и для экспериментов по плавлению гранулитов (в «сухих» условиях), но при более высоких (1000—1150 °С) температурах [Springer, Seck, 1997].

Повышенные содержания MgO в природных тоналитах указывают на более высокий окислительный потенциал природных расплавов, тогда как повышение содержания Na_2O и SiO_2 при сокращении Al_2O_3 и CaO (одновременно) — следствие кислой среды и активности хлорид-ионов. Другими словами, необходимы дополнительные условия при постановке эксперимента [Усенко, 2019].

Приблизительное сходство природных и экспериментально полученных расплавов не объясняет возможности достижения температур архейских тоналитов (1100—1200 °С) при плавлении базальта в условиях коры (рис. 8). В эксперименте объемы расплавов, достаточные для последующей миграции, выплавляются только при $T > 950$ °С [Rapp et al., 1991]. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце биотитовых тоналитов сурского комплекса Магдалиновского массива 945—980 °С, расплавных включений в кварце плаггиогранит-порфиоров Чкаловского массива — 1200 °С [Щербаков, 2005]. Это окололиквидусные температуры пород серии (см. рис. 7, 8). При поддержании подобных температур в слое плавления,

размещенном на глубине 20—40 км, невозможно существование кристаллической коры. В этом случае на первых километрах от поверхности T составит 800—900 °С, т. е. будет выше температуры солидуса базальта (см. рис. 8). Однако это противоречит геологическим данным. Первые тоналиты новопавловского комплекса образованы 3,66 млрд лет назад и находятся в ассоциации с пироксенитами близкого возраста (3,65 млрд лет) [Щербак и др., 2005], что позволяет И.Б. Щербакову утверждать, что к этому времени уже существовала кора, способная обеспечить гранулитовый метаморфизм [Щербаков,

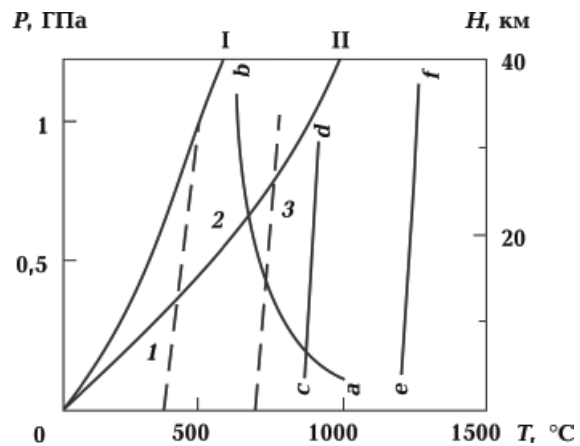


Рис. 8. PT -диаграмма, моделирующая возможность появления тоналитовых расплавов при плавлении базальта коры: I, II — распределение температур в коре (I — без учета конвективных процессов в мантии, II — при подслаивании коры ультраосновным расплавом, поступающим с глубины 250 км и более) [Годиенко, 2007], 1—3 — PT -условия образования пород зеленосланцевой (1), амфиболитовой (2), гранулитовой (3) фации метаморфизма [Маракушев, Бобров, 2005], a — b — водонасыщенный солидус базальта, c — d — водонасыщенный солидус гранулита, e — f — безводный ликвидус тоналита [Glikson, 1972; Wyllie, 1977].

Fig. 8. RT -diagrams imulating the possibility of the appearance of tonalitemelts during the melting of crustal basalt: I, II — temperature distribution in the crust (I — with out taking into account convective processes in the mantle, II — when the crust is underlain by ultrabasic melt coming from a depth of 250 km) [Godienko, 2007], 1—3 — PT -conditions of formation of Zelenoslantsevoy rocks (1), amphibolites (2), granulite facies of metamorphism (3) [Marakushev, Babrov, 2005], a — b — water-saturated solidus of basalt, c — d — water-saturated solidus of granulite, e — f — anhydrous liquidus of tonalite [Glikson, 1972; Wyllie, 1977].

2005]. Протолит коры БМБ (см. табл. 1) является не позднее 3,65 млрд лет назад. Тогда формирование пород ТТГ формации происходит вследствие ее частичного плавления и частичного замещения.

Для существования кристаллической коры на глубине 0—20 км средние температуры в очаге плавления могут лишь незначительно превышать температуру солидуса базальта (650 °С), а градиент от поверхности должен быть не выше 35 °С/км [Гордиенко, 2007] (см. рис. 7, 8). Реальные температуры гранитизации (наличия гранитного расплава на глубине 20—40 км) составляют согласно тепловой модели 600 °С на глубине ~20 км (0,6 ГПа) [Гордиенко, 2007]; согласно экспериментальным данным — 650—700 °С при $P=0,5\div 0,6$ ГПа [Wyllie, 1977] (см. рис. 6); установленные по температурам гомогенизации газожидких включений в породах 650—750 °С при $P=0,5\div 0,7$ ГПа [Перчук, 1997]. Это не отрицает вероятности внедрения высокотемпературных расплавов (что может отражать рис. 6), но их температуры относительно быстро нивелируются за счет теплового и химического взаимодействия с окружающими породами. Градиент задан существованием слоя частичного плавления на глубине более 20 км, средняя температура в котором не превышает 650—700 °С.

Таким образом, образование пород ТТГ формации за счет плавления пород коры при погружении (ультраметаморфизме) невозможно. Тепловая геофизическая модель демонстрирует, что при рассмотрении условий образования ТТГ формации необходимо привлечение петрологической модели, учитывающей конвективные течения вещества в мантии, подслаивание коры ультраосновным расплавом, поступление мантийных расплавов в кору. Это подтверждается и геологическим строением ГЗО. Коматииты и амфиболиты конкской серии, слагающие ЗКС, образованы 3,2—2,8 млрд лет назад (см. рис. 1), а гранитоиды днепропетровского и сурского комплексов — 3,2—2,9 млрд лет назад [Щербак, Артеменко, 2014]. Послед-

ние кварц-плагиоклазовые граниты ГЗО СПМБ и ОПШЗ появляются около 2,8 млрд лет назад. На Побужье образование (преобразование) эндербитов синхронно появлению мафитов-ультрамафитов (см. табл. 3). Пластичное состояние коры (до 2,8 млрд лет назад), на котором настаивал В.И. Орса [Орса, 1988], по всей видимости, обусловлено многократными (частыми) внедрениями мантийных магм, насыщенных флюидами, что приводило к длительным промежуткам, в течение которых кора была «пропитана» гранитными расплавами.

Образование пород ТТГ формации вследствие двухуровневой магматической дифференциации. Ультраосновный расплав, из которого на поверхности образуются породы коматиитовой формации, сформирован при давлении не менее 7 ГПа и температуре не менее 1750 °С [Гирнис и др., 1987; Sobolev et al., 2016]. Вследствие адиабатического подъема к границе кора—мантия происходит отделение углекислого флюида. На поверхности образуются брейнериты, талько-магнезиты, кремнисто-карбонатные и хлорит-талько-карбонатные сланцы. Далее считается, что карбонатные флюиды не влияют на дифференциацию расплавов на границе кора—мантия и в коре (см. подробно в работе [Усенко, 2019]).

При снижении температуры происходит последовательная кристаллизация минералов, сопровождающаяся изменением состава самого расплава, — кристаллизационная дифференциация. Состав кристаллизующихся минералов зависит не только от температуры, но и от давления, которое задает конфигурацию структурных единиц расплава, а затем и кристаллической решетки минералов, а также от состава флюида, который определяет окислительно-восстановительный потенциал и щелочность в смеси расплав—флюид [Усенко, 2014].

Кристаллизационная дифференциация осуществляется на глубине около 40—50 км при $P\sim 1,2\div 1,5$ ГПа (рис. 9). При температуре выше 1580 °С состав расплава

соответствует перидотитовому коматииту, а кристаллическая фаза представлена оливином (Ol). По оценкам, приведенным в работе [Sobolev et al., 2016], начало кристаллизации оливина происходит при температурах, превышающих 1530 °С. При падении температуры до 1440 °С вероятна отсадка и пироксена, а состав расплава приближается к толеитовому пикриту, а при падении еще на 20 °С — к составу оливинового толеита. В работе [Arth et al., 1978] предполагается кристаллизация ортопироксена (Orx). В кислой среде в присутствии воды она более вероятна, чем кристаллизация клинопироксена. Однако на основность остаточного расплава эта разница не повлияет, изменится лишь соотношение Ca/Fe.

Присутствие воды расширяет поле устойчивости оливина на ликвидусе базальтового расплава, амфибола в широком диапазоне составов, обуславливает появление биотита и плагиоклаза по мере падения температур, а также плагиоклаз-кварцевой ассоциации при переходе к гранитоидным расплавам (см. рис. 7).

Затем расплав, состав которого соответствует оливиновому толеиту (габбро), а температура — 1350 °С, попадает на следующий уровень — в кору. Дальнейшая дифференциация протекает при давлении ~0,5—0,7 ГПа в условиях высокой активности ювенильной воды (см. рис. 10). Осаждение 47 % кристаллизата, состоящего на 97 % из амфибола (Amf), приводит к изменению состава до метатоналита (кварцевого диорита). Подобные породы рас-

пространены в сурском комплексе. При отсадке из этого расплава 38 % кристаллизата, состоящего из амфибола (67 %), плагиоклаза (Pl) (25 %, состав Ap_{40}) и 8 % биотита (Bt), состав расплава приближается к тоналиту. При дальнейшей отсадке 26 % кумулата, состоящего из амфибола, биотита и плагиоклаза (Ap_{30}), происходит образование трондъемита.

Кристаллизационная дифференциация в условиях нижней коры. Для архейских пород Хащевато-Завальевского блока *PT*-условия метаморфизма составляют около $P=0,8—1,0$ ГПа, что соответствует глубине более 25—30 км, даже учитывая стрессовую составляющую, увеличивающую давление в отдельных случаях на 0,1—0,2 ГПа. Можно исключить вулканогенно-осадочное происхождение эндербитов и кристаллосланцев, так как маловероятно их погружение на подобную глубину под 30-километровой толщиной более молодых пород не позднее 3,5 млрд лет назад.

Более логично предположить, что уровень, выходящий на современную поверхность, находился на глубине не менее 25—30 км с момента кристаллизации протолита (не позднее 3,7 млрд лет назад). Ультраосновные и основные расплавы в течение архея неоднократно внедрялись в кору (см. табл. 3), поэтому неоднократно возобновлялся очаг частичного плавления. Это подтверждается петрологическими исследованиями пород, в которых установлено, что образование эндербитов происходит в процессе многократно проявленной мигматизации [Гранулитовая...

Температура	T >1580 °C		1440 °C		1420 °C
Состав расплава	Коматиит	→	Перидотитовый коматиит	→	Толеитовый пикрит
					→ Оливиновый толеит
Кристаллизат	Ol		Ol + Orx		Ol + Orx

Рис. 9. Схема кристаллизационной дифференциации коматиитового расплава под корой [Arth et al., 1978].
Fig. 9. Scheme of crystallization and differentiation of the komatiite melt under the crust [Arth et al., 1978].

1985]. Замещения осуществлялись в одном и том же объеме. Уровень, соответствующий размещению нижней коры и слоя частичного плавления в архее, в настоящее время находится на поверхности.

Поскольку давления, при которых происходило преобразование пород Хашчевато-Завальевского блока, соответствуют гранулитовой фации, то в составе кристаллизата (см. рис. 7) должен находиться и пироксен, что и подтверждается его наличием в эндербито-гнейсах. Экспериментально установлено, что при давлении 0,8 ГПа и содержании воды до 4 % на ликвидусе появляется пироксен, который при меньшем давлении (0,6 ГПа) либо большей активности воды сменяется амфиболом [Perchuk, Morgunova, 2014]. Пироксен кристаллизуется вместо амфибола и, частично, плагиоклаза. Замещение амфибола пироксеном приведет к избытку кремнезема и водного флюида, которые могут быть отведены в верхние горизонты коры. Соотношения клинопироксен/плагиоклаз, амфибол/пироксен зависят от давления и от количества водного флюида, сопутствующего кристаллизации. Появлению ортопироксена благоприятствует кислая среда и высокий окислительный потенциал, определяющие активность железа (а не калия) в составе водно-силикатных флюидов с хлором.

Геологическое строение и петрологическая модель подтверждают вывод о необходимости привлечения конвективных мантийных течений, сделанный на основе тепловой модели. Ультраосновные и

основные расплавы образуются только в диапазоне глубин мантии [Walter, 2003; Jakobsson, Holloway, 2008; Sobolev et al., 2016 и др.]. Тогда источник и тепла, и вещества — мантийные расплавы, поднимающиеся в границе кора—мантия. Вследствие расширения (повышения степени плавления, отделения флюида при адиабатической декомпрессии) обязательно будут происходить деформации — образование прогибаемых для расплавов и флюидов зон. В кору будут поступать порции глубинного расплава и флюида. Присутствие водного флюида приводит к снижению температуры солидуса гранулитов — частичному плавлению и замещению существующих пород (мигматизации), а не их перестройке в кристаллическом состоянии. Очевидно, если речь идет о плавлении в результате воздействия внешнего источника тепла, то нельзя говорить и об ультраметаморфизме, проявление которого предполагает влияние температур, заданных исключительно геотермическим градиентом.

Замещение с привнесением вещества (мигматизация) и кристаллизация расплава в *PT*-условиях гранулитовой фации повторяется многократно. Поэтому на одном уровне эрозионного среза мы можем видеть породы, содержащие цирконы разного возраста.

Роль флюидов в процессе образования пород ТТГ формации. Двухуровневая модель кристаллизационной дифференциации объясняет появление расплава, состав которого соответствует ТТГ формации. Однако часть особенностей строения нель-

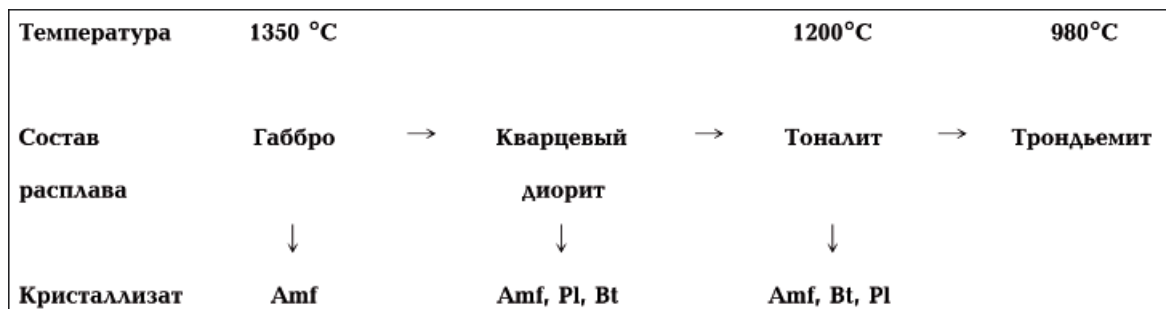


Рис. 10. Схема кристаллизационной дифференциации расплава базальта в коре [Arth et al., 1978].

Fig. 10. Scheme of crystallization differentiation of basalt melt in the crust [Arth et al., 1978].

зя объяснить исключительно кристаллизационной дифференциацией мантийных магм. Гранит-мигматитовые комплексы заместили огромные объемы кристаллического субстрата, гранитогнейсовые купола слагают до 80 % площади ГЗО [Шинкарев, Иванников, 1983; Орса, 1988; Glikson, 1972]. Масштаб этого усвоения огромен и приводит к уничтожению корней ЗКС.

Только кристаллизационная дифференциация базальтового расплава в условиях средней — нижней коры не предполагает подобных объемов замещения. Для протекания этого процесса необходимо привнесение химически активных компонентов, обеспечивающих растворение первичных пород, перераспределение элементов между твердой и жидкой фазами. Для этого расплав, поступающий в кору, должен был быть разбавлен химически активным флюидом, в присутствии которого многократно увеличивается скорость обменных процессов. Часть водного флюида могла быть образована из-за дегидратации и плавления пород амфиболитовой фации. Однако на глубине развития гранулитов его появление возможно только вследствие привнесения извне. Также существует ряд особенностей состава архейских расплавов коматиитовой и ТТГ формаций, которые можно объяснить только особенностями состава флюидов. Зависимость состава расплава, поступающего на поверхность, от состава флюида, с ним взаимодействующего, установлена во множестве экспериментальных исследований [Jakobsson, Holloway, 2008; Moyen, Martin, 2012 и др.]. Она объясняется физико-химическими взаимодействиями, протекающими на кровле слоя плавления [Усенко, 2014] и обязательно учитывается при рассмотрении условий образования магматических пород [Gudfinnsson, Presnal, 2005]. Высокая магнизиальность расплавов, образующихся в мантии, переслаивание в ЗКС вулканогенных и хемогенных железистых пластов, очень незначительные содержания калия как в мантийных, так и в коровых расплавах и ряд других признаков, подробно рассмотренных в работе [Усенко, 2019],

предполагают избыток в расплавах мантии кислорода (водного флюида), SiO_2 и Al_2O_3 , а также Cl^- и Na^+ .

Роль глубинных флюидных потоков в образовании гранитов обоснована в работах Д.С. Коржинского и Л.Л. Перчука [Коржинский, 1976; Перчук, 1997]. Именно присутствие значительных объемов мантийного флюида объясняет огромные объемы гранитизации в докембрии. Мигматит-плутоны развивались в сопряжении с региональным метаморфизмом, представляя собой области глубинной генерации гранитных магм под действием флюидных потоков, восходящих в кору из мантии [Маракушев, Бобров, 2005]. В этих работах речь идет о водном флюиде, в котором растворены щелочи и галогены. В условиях амфиболитовой или гранулитовой фации происходит перераспределение петрогенных компонентов между кристаллической фазой и флюидом. Например, воздействие водного флюида, обогащенного калием, приводит к замещению биотита (сидерофиллита) и кварца калиевым полевым шпатом и новообразованным биотитом (аннитом) с выделением воды [Перчук, 1997].

Это утверждение подтверждается экспериментальными исследованиями взаимодействия базальта с водными растворами HCl при близосолидусных температурах (600—800 °C) и давлении 0,1 ГПа [Пуртов и др., 2002]. С увеличением содержания HCl повышается содержание SiO_2 и Al_2O_3 в растворе (флюиде), что приводит к «превращению» водного раствора в гранитный расплав. При обработке порошка базальта нейтральным раствором в него экстрагируются натрий и калий (натрий в большей степени), при подкислении HCl — железо, кальций и магний. С увеличением кислоты их содержание в растворах увеличивается на несколько порядков и находятся в ряду $\text{Fe} > \text{Ca} > \text{Mg}$. При взаимодействии базальта с подобными растворами плагиоклаз устойчив в широком диапазоне содержания HCl , но в результате выщелачивания натрия увеличивается его основность, пироксен замещается роговой обманкой, ко-

торая при повышении концентрации HCl разлагается на кварц, плагиоклаз и антофиллит, при более высоких температурах ($T > 700$ °C) — на кварц, плагиоклаз и тальк. Взаимодействие NaCl с базальтом приводит к замещению плагиоклаза альбитом, а пироксена — роговой обманкой.

Присутствие окисленных флюидов с разной величиной рН объясняет и состав вулканогенных и сланцевых пластов ЗКС [Усенко, 2014, 2019]. Расплавы, образованные в условиях высокого окислительного потенциала, обогащены магнием, хромом, в присутствии хлорид-ионов — железом, но не калием, который подвижен в нейтральной и щелочной среде при снижении окислительного потенциала. Кислая—нейтральная среда объясняет положительную или отсутствие отрицательной аномалии европия, который может замещать кальций в составе плагиоклаза, так как в кислой среде двухвалентен, а в щелочной находится в четырехвалентном состоянии. Дефицит ниобия и тантала, характерный для пород ТТГ формации, объясняется подвижностью элементов, образующих хлоридные комплексные соединения (железа, хрома, никеля), тогда как для этих элементов предпочтительны фторидные.

В коровый интервал глубин попадает преимущественно водный, водно-силикатный флюид, обогащенный хлором. Подобный флюид активно взаимодействует с породами более основной первичной коры. При формировании днепропетровских гранитоидов СПМБ подобные процессы протекают непосредственно в слое частичного плавления, а также в погребенной толще аульской серии. И в расплавах, и в метасоматизирующих флюидах активны Mg, Fe, Ca, определяющие состав темноцветных. В процессе дифференциации возрастает активность Na, кристаллизуются плагиоклазы (альбит-олигоклаз). Даже из расплавов, содержащих приблизительно равные количества натрия и калия, в присутствии раствора HCl при давлении 0,2 ГПа первыми кристаллизуются кварц и плагиоклаз [Шинкарев, Иванников, 1983]. Это объясняет взаимопереходы между

типично интрузивными и палингенными разновидностями. При этом метасоматическая и магматическая составляющие на протяжении четырех этапов образуют одинаковую минеральную композицию, которая состоит из кварца и плагиоклаза (альбита, олигоклаза), пропорции между которыми, как и состав темноцветных, зависят от активности хлора и воды в расплаве и метасоматизирующем флюиде. Состав этих флюидов (водные окисленные и с кислой реакцией хлоридно-натриевые) остается постоянным в течение архея (до 2,8—2,6 млрд лет назад). Поэтому образуются гранитные расплавы (1) почти одинакового состава, (2) которые в дальнейшем никогда не встречаются.

Таким образом, образование пород ТТГ формации происходит вследствие двух главных факторов: кристаллизационной дифференциации расплавов, первоначальный состав которых соответствует коматииту и базальту, и взаимодействия флюидов, растворенных в расплаве, с породами коры, размещавшимися на глубине более 20 км.

Состав мантийных флюидов, участвующих в образовании пород ТТГ формации (дискуссия). Есть ряд фактов, которые нельзя объяснить поступлением из мантии расплавов и флюидов, состав которых соответствует водному раствору хлорида натрия:

- граниты ТТГ формации имеют крайне высокие температуры кристаллизации;
- наличие прослоев альбититов и кварцитов среди коматиитов ЗКС, присутствие альбита и кварца в сланцевых пластах, состав которых соответствует базальту и ультрабазиту.

Это указывает на высокое флюидосохранение мантийных расплавов. Установлено, что в газовой-жидких включениях оливинов архейских коматиитов Абитиби (Канада) содержание H_2O достигает $0,6 \pm 0,1$ масс.%. Это недифференцированные мантийные расплавы, так как содержание MgO в породе составляет 30,2 масс.%, а потенциальная температура кристаллизации 1730 ± 50 °C [Sobolev et al.,

2016]. Соответственно, содержание флюида в расплаве на глубине более 250 км значительно выше.

Флюиды и расплавы в диапазоне глубин верхней мантии существуют совместно. Флюиды растворены в расплаве при высоких давлениях, а разделение на фазы происходит вследствие перемещения на более высокий уровень и декомпрессии (см. подробно в работе [Усенко, 2014]). Экспериментально установлено, что при давлении 3 ГПа разница между флюидом и расплавом практически стирается, так как оливины и пироксены при окололиквидусных температурах и $P > 3$ ГПа ведут себя как легкорастворимые соли в условиях поверхности. Водный флюид экстрагирует кремнезем, глинозем и металлы, а его состав приближается к составу гранитного расплава [Рябчиков, 1982]. Тем более эффективно будет происходить подобное взаимодействие между флюидом и расплавом мантийного слоя плавления. Возможно, непосредственно после подслаивания коры расплавом ультрабазита от него отделялся сначала магнезиально-карбонатный, затем водный флюид. А «гранитный» расплав-флюид образовался

при просачивании водных флюидов с хлором сквозь слой плавления через интервал времени, достаточный для экстракции гранитофильных компонентов. Можно предположить, что в архее состав водного флюида, поступающего из мантии, соответствовал составу гранитного (кварц-альбитового) расплава.

И кристаллизационная дифференциация, и просачивание водных мантийных флюидов вносят свой вклад в формирование пород ТТГ формации. Но, возможно, большая часть «флюида», поступающего из мантии (с границы мантии и коры), обогащена кремнеземом, глиноземом и натрием, т. е. близка к составу тоналита и трондьемита. Это предположение объясняет и высокие температуры архейских тоналитов. В этом случае они являются продуктом кристаллизации в коре мантийных флюидов, состав которых приближен к гранитному расплаву.

Экспериментально установлено, что в присутствии ~10 масс. % CO_2 температура солидуса перидотита мантии при давлении 5—7 ГПа сокращается до 1200 °С [Walter, 2005; Jakobsson, Holloway, 2008 и др.]. Тогда существование кристаллической мантии

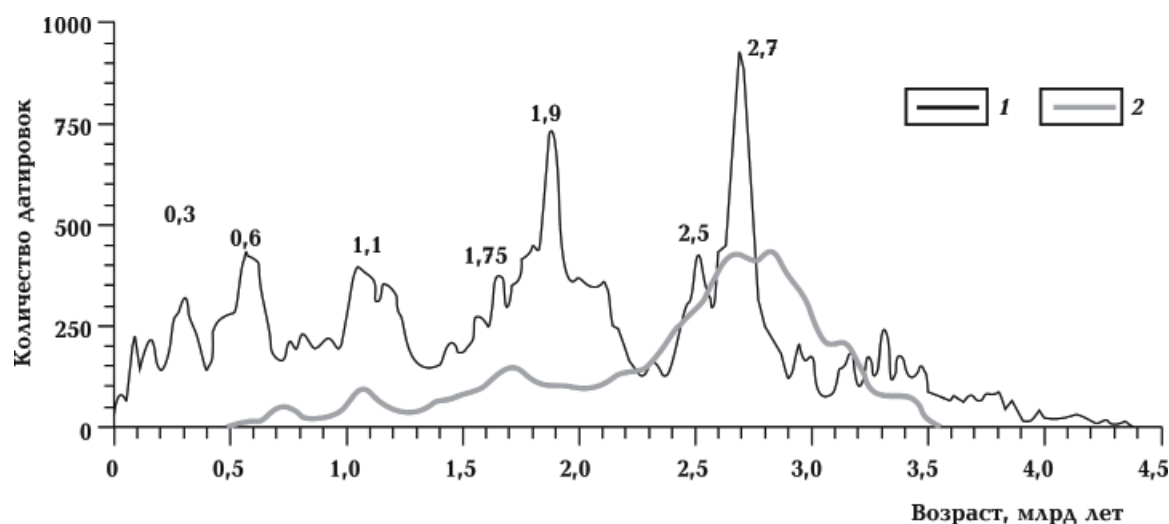


Рис. 11. Периодизация этапов образования коры и мантии. Цифры указывают на этапы магматической активности и формирования континентальной коры. Используются данные: 1 — определения изотопного возраста детритовых цирконов, по [Belousova et al., 2010]; 2 — распределения возрастов литосферных алмазов (Re-Os метод), по [Griffin et al., 2014].

Fig. 11. The periodization stages of the crust and mantle formation. The numbers which indicates the stages of magmatic activity and the formation of the continental crust. The data used to determine the isotopic age of detrital zircons [Belousova et al., 2010] (1); lithospheric diamonds age distribution of (R-Os method) [Griffin et al., 2014] (2).

невозможно, если в ней содержится избыток окисленных флюидов (CO_2 и H_2O), а также кремнезема, глинозема, щелочей, кальция и железа, так как мантийные парагенезисы представлены оливином, пироксенами с незначительным количеством флогопита, шпинели, граната. Кальций и железо могут входить в состав перидотита мантии, но их количество ограничено.

Время образования кристаллической верхней мантии по результатам определения возраста ксенолитов имеет пик от 2,9 до 2,7 млрд лет, а пики образования коры приходятся на 2,7 и 1,9 млрд лет (рис. 11). Относительно УЩ они сдвинуты на 100 млн лет, где пик гранитизации архея приходится на 3,0 млрд лет, но до 2,8 млрд лет еще продолжается образование плагиогранитов. Пик гранитизации протерозоя на УЩ — на 2,03 млрд лет [Щербак и др., 2005].

До 2,6—2,5 млрд лет назад кора и мантия отличались химическим составом и реологическими свойствами. Мощной субконтинентальной мантии, сложенной тугоплавким перидотитом, в архее не существовало. Расчет тепловой модели в работе [Гордиенко, 2007] также подтверждает это утверждение. Буквальный перевод термина, приведенного в статье [Griffin et al., 2014], означает «режим застойной покрывки», под которой осуществляется крупномасштабная конвекция (подобное мнение высказано в работе [Кутас, 2008]). Приведенные описания реологического состояния коры позволяют говорить также о режиме «пластичной покрывки» или «покрывки, пропитанной расплавами и флюидами», размещение которой ограничено корой до 2,8 млрд лет. Состав пород, слагающих ЗКС, предполагает наращивание мощности литосферы на отдельных этапах, однако большая часть мантии кристаллизуется после 3,0 млрд лет (см. рис. 11), а время ее полной кристаллизации приходится на рубеж архея и протерозоя.

Вынесение из расплава мантии флюида, состав которого близок к составу гранитного расплава, а температуры составляют около 1000°C , имеет несколько следствий.

1. Изменение состава коры. Высокие температуры флюида-расплава кварц-альбитового состава, высокое содержание в нем водного флюида с хлором, многократное вынесение его в кору и на поверхность будут приводить к интенсивному метасоматическому замещению (гранитизации) пород нижней—средней коры. Происходит замещение базальтовой коры расплавами тоналитового состава. В архейских гранитных магмах преобладают плагиоклаз и кварц и отсутствует калиевый полевой шпат.

2. Кристаллизация верхней мантии, так как в течение архея происходило вынесение окисленных флюидов (H_2O и CO_2), присутствие которых резко снижало температуру плавления, и тех петрогенных компонентов, которые избыточны относительно состава лерцолита. А также снижение температуры мантии вследствие непрерывных конвективных течений (до 2,6 млрд лет под УЩ) и вынесения магм и флюидов в кору и на поверхность.

После кристаллизации верхней мантии появление в ней расплава возможно при прохождении плюмов. Возможно, этот факт является причиной уникальности расплавов как коматитовой, так и ТТГ формаций архея.

Выводы. В ГЗО породы ТТГ формации слагают гранитогнейсовые купола, а в гранитогнейсовых областях образуют серые гнейсы. Породы этой серии имеют совершенно особый минеральный и химический состав, который в дальнейшем никогда не повторяется, что позволяет предполагать их сходное происхождение в сходных геодинамических режимах. Плагиоклаз-кварцевые гранитоиды с амфиболом и/или пироксеном переслаиваются с кристаллосланцами основного состава, содержат включения базитов и ультрабазитов, что предполагает: (1) их генетическую связь с магматическими расплавами, образующимися в мантии, (2) образование за счет замещения мафитовых пород — мигматизации, которая многократно повторяется в течение архея.

Различия в строении и минеральном

составе гранитоидов СПМБ и Побужья объясняются разной глубиной размещения в архее уровня, выходящего на современную поверхность. В строении СПМБ отражены процессы, происходившие на глубине 10—15 км, тогда как в Хашчевато-Завальевском блоке уровень современной поверхности соответствует глубине размещения нижней коры. В архее здесь многократно возобновлялся очаг частичного плавления. Поэтому речь идет не о накоплении и метаморфизме вулканогенно-осадочных пород, а о многократном замещении и преобразовании нижней коры, кристаллизация которой произошла не позднее 3,65 млрд лет назад.

Относительно генезиса пород ТТГ формации не существует единого мнения.

Температура кристаллизации пород ТТГ формации превышает 1000 °С. Поэтому невозможно их образование за счет погружения и ультраметаморфизма в *PT*-условиях, реальных для коры. Температуры в длительно существующем очаге плавления не могут превышать 650 °С. Поэтому формирование ТТГ формации связано с мантийными конвективными течениями.

Для всех ГЗО мира наблюдается соответствие времени образования коматиитов (серпентинитов), базальтов (амфиболитов) ЗКС и изотопного возраста гранитов. Для СПМБ установлено синхронное образование гранитов сурского комплекса — интрузивного аналога днепропетровских, относимых к ТТГ формации, и ультрабазитов-базитов ЗКС. Подобная зависимость наблюдается для эндербитов и гнейсов Хашчевато-Завальевского блока. Это доказывает участие мантийных расплавов в процессе гранитизации.

Предложена двухуровневая модель кристаллизационной дифференциации, которая предполагает этап подслаивания коры ультраосновным коматиитовым расплавом, его дифференциацию на границе кора—мантия. Дальнейшая эволюция состава осуществляется в коре, а состав расплава приближается к гранитному. На глубине 10—15 км кристаллизат представлен амфиболом и плагиоклазом, на глубине разме-

щения нижней коры — пироксеном, амфиболом и плагиоклазом. Эндербито-гнейсы — композиция, возникшая при внедрении ультраосновного и основного расплава и последующей кристаллизационной дифференциации в условиях стабильности ортопироксена.

Замещение с привнесением вещества (мигматизация) и кристаллизация расплава в *PT*-условиях гранулитовой фации повторяется многократно в одном объеме. Поэтому на одном уровне эрозионного среза можно видеть породы разного возраста, а чаще — имеющие несколько возрастов преобразования.

Огромные объемы ассимиляции (замещения) мафитов средней—нижней коры гранитными расплавами и высокие температуры кристаллизации тоналитов невозможно объяснить исключительно внедрением базальтового расплава и его кристаллизационной дифференциацией. Только кристаллизационная дифференциация также не объясняет отсутствие микроклина в составе гранитоидов ТТГ формации. Необходимо предположить присутствие флюида, растворенного в расплаве очага плавления, который взаимодействует как с самим расплавом, так и с базальтом коры. Образование гранитного расплава возможно при экстракции флюидом гранитофильных компонентов из базальтовых пород ранней коры. Начальный флюид должен быть водным раствором хлорида натрия. При взаимодействии такого раствора с базальтом в условиях коры в него экстрагируются SiO_2 и Al_2O_3 , а в исходной породе плагиоклаз замещается альбитом, пироксен-роговой обманкой.

Считается, что флюид поступает в кору вместе с основным расплавом, его количество увеличивается за счет плавления водосодержащих минералов коры (амфибола, слюда), а взаимодействие с базальтом приводит к образованию гранитного расплава. Это мнение обосновано для большинства регионов, активизированных в протерозое и фанерозое.

Однако огромные объемы замещений, высокие температуры архейских тонали-

тов, специфика состава не только коровых дифференциатов, но и мантийных производных (коматиитовых расплавов), специфический состав сланцевых и железистых пластов конкской серии СПМБ (присутствие кварцевых и альбитовых прослоев среди ультраосновных пород и брейнеритов коматиитовой формации) позволяет предположить, что часть гранитного расплава образуется в мантии, при взаимодействии водных флюидов с хлором с расплавами мантийного слоя плавления. Это

предположение отрицает возможность существования кристаллической мантии до конца образования ГЗО, т. е. до начала протерозоя, так как избыток кремнезема, глинозема, натрия и других элементов не входит в состав минералов лерцолитового парагенезиса, которые могут кристаллизоваться в *PT*-условиях мантии. Плагиоклаз и кварц образуют минеральные фазы при $p < 1,2$ ГПа, т. е. в коре. Подтверждением может служить время образования ксенолитов, вынесенных из мантии.

Список литературы

- Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Метатоналіти дніпропетровського комплексу та вікові етапи їх формування (геологічна позиція, склад, результати Shrimp радіології). *Збірка наукових праць УкрДГРІ*. 2008. № 1. С. 9—24.
- Венидиктов В.М. Полициклическое развитие гранулитовой фации. Киев: Наук. думка, 1986. 268 с.
- Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов. *Геотектоника*. 2010. № 4. С. 1—19.
- Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатилов О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. Москва: Наука, 1987. 120 с.
- Гордиенко В.В. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. Киев: Корвин пресс, 2007. 170 с.
- Гранулитовая фация Украинского щита. Под ред. И.С. Усенко. Киев: Наук. думка, 1985. 220 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. Москва: Мир, 1983. 390 с.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами: *Тр. Междунар. геол. конгресса. XXV сессия. Геохимия. Минералогия. Петрология*. Москва: Наука, 1976. С. 320—328.
- Кутас Р.И. Тепловая эволюция и формирование докембрийской земной коры. *Збірка наук. праць: Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі та етапами її тектоно-магматичної активізації*. Київ: УкрДГРІ, 2008. С. 90—96.
- Лобач-Жученко С.Б. Древние кратоны — возраст, строение, состав, геодинамика. *Мінерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 61—70.
- Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Лохов К.И., Корешкова М.Ю., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Сукач В.В., Бережная Н.Г., Богомоллов Е.С. Возраст цирконов из энедербито-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита). *Мінерал. журн.* 2013. Т. 35. № 4. С. 86—98.
- Лобач-Жученко С.Б., Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Сергеев С.А., Лохов К.И., Егорова Ю.С., Балаганский В.В., Скублов С.Г., Галанкина О.Л., Степанюк Л.М. U-Pb-SHRIMP-II-возраст и происхождение циркона из лерцолита побужского палеоархейского комплекса (Украинский щит). *Докл. РАН*. 2017. Т. 477. № 5. С. 567—571. <https://doi.org/10.7868/S0869565217350134>.
- Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Марин Ю.Б., Юрченко А.В., Скублов С.Г., Егорова Ю.С., Галанкина О.Л., Сергеев С.А. Палеоархейский U-Pb (SIMS SHRIMP-II) возраст мафических гранулитов Побужского комплекса Украинского щита. *Докл. РАН*. 2019. Т. 484. № 3. С. 344—347. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524843344-347>.

- Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Сукач В.В., Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К., Балаганский В.В. Древнейшие гранулиты Украинского щита, Побужский гранулитовый комплекса. *Науковий вісник НГУ*. 2015. № 1. С. 21—27.
- Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Балаганский В.В., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Возраст цирконов из эндербито-гнейсов Среднего побужья (Днесровско-Бугский мегаблок Украинского щита). *Минерал. журн.* 2011. Т. 33. № 1. С. 3—14.
- Маракушев А.А., Бобров А.В. *Метаморфическая петрология*. Москва: Изд-во МГУ, 2005. 256 с.
- Метаморфизм Украинского щита. Под ред. И.С. Усенко. Киев: Наук. думка, 1982. 308 с.
- Орса В.И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Киев: Наук. думка, 1988. 202 с.
- Перчук Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита. *Соросовский образовательный журнал*. 1997. № 6. С. 56—63.
- Петрологія і геохімія чарнокітоїдів Українського щита. Відп. ред. О.М. Пономаренко. Київ: Наук. думка, 2011, 216 с.
- Пуртов В.К., Анфилогов В.Н., Егорова Л.Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия*. 2002. № 10. С. 1084—1097.
- Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантйное магмаобразование. *Вулканология и сейсмология*. 1982. № 5. С. 3—9.
- Степанюк Л.М. Кристаллогенезис и возраст цирконов из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья. *Минерал. журн.* 1996. Т. 18. № 4. С. 10—19.
- Степанюк Л.М., Скобелев В.М., Довбуш Т.І., Пономаренко О.М. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту та кластогенного циркону із кварциту кошаро-олександрівської світи — вікові межі формування порід бузької серії. *Зб. наук. праць УкрДГРІ*. 2004. № 2. С. 43—50.
- Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. Под ред. К.Е. Есипчука. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.
- Сукач В.В. Мезоархейские зеленокаменные структуры Среднего Приднепровья Украинского щита: стратиграфические разрезы, вещественный состав и возрастная корреляция. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 77—91.
- Усенко О.В. Геодинамический процесс и флюидный режим архея. *Palmarium Academic Publishing* 2019. 121 с.
- Усенко О.В. Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия. Киев: Наук. думка, 2014. 240 с.
- Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоутц Э., Козменко О.А., Митюхин С.И. Строение и эволюция нижней коры Далдын-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции (по данным изучения ксенолитов). *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 12. С. 1273—1289.
- Шинкарев И.Ф., Иванников В.В. *Физико-химическая петрология изверженных пород*. Ленинград: Недра, 1983. 271 с.
- Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендербітів) Побужжя та ізотопний склад гафнію в цирконах. *Минерал. журн.* 2012. Т. 34. № 2. С. 64—79.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. *Архей*. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. *Протерозой*. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В. Геохронология и геодинамика архейских мегаблоков Украинского щита. *Минерал. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 7—17.
- Щербаков И.Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗукЦ, 2005. 366 с.
- Arth, J.G., Barker, F., Peterman, Z.E., & Friedman, I. (1978). Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic

- and trondiemitic magmas. *Journal of Petrology*, 19(2), 289—316. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.2.289>.
- Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., & Pearson, N.J. (2010). The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119(3-4), 457—466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>.
- Carlson, R.W., Pearson, D.G., & James, D.E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43, RG1001, 1—24. <http://doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Condie, K.C. (2011). *Earth and evolving planetary system*. Elsevier, 574 p.
- Ernst, R.E., & Buchan, K.L. (2003). Recognizing mantle plumes in the geological record. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 469—523. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.145500>.
- Glikson, A.Y. (1972). Early Precambrian evidence of a primitive oceanic crust and island nuclei of cordierite granite. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3323—3334. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3323:EPEOAP\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3323:EPEOAP]2.0.CO;2).
- Griffin, W., Belousova, E., O'Neill, C., O'Reilly, S.Y., Malkovets, V., Pearson, N., Spetsius, S., & Wilde, S. (2014). The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189, 2—15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.018>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46(8), 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- Hawkesworth, C.J., & Kemp, A.I.S. (2006). Evolution of the continental crust. *Nature*, 443, 811—817. <https://doi.org/10.1038/nature05191>.
- Isley, A.E., & Abbott, D.H. (2002). Implication of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time. *The Journal of Geology*, 110(2), 141—158. <https://doi.org/10.1086/338553>.
- Jakobsson, S., & Holloway, J.R. (2008). Mantle melting in equilibrium with an Iron-Wüstite-Graphite buffered COH-fluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 247—256. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0240-6>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Kaulina, T.V., Baltybaev, S.K., Balagansky, V.V., Egorova, Yu.S., Lolkhov, K.I., Skublov, S.G., Sukach, V.V., Bogomolov, E.S., Stepanyuk, L.M., Galankina, O.L., Berezhnaya, N.G., Kapitonov, I.N., Antonov, A.V., Sergeev, S.A. (2016). The long (3.7—2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U-P bages and geochemistry of zircons from a single sample.. In J. Halla, M.J. Whitehouse, T. Ahmad, Z. Bagai (Eds.), *Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons* (Vol. 449, pp. 175—206). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP449.3>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., Baltybaev, Sh.K., Bibikova, E.V., Chekulaev, V.P., Yurchenko, A.V., Arestova, N.A., Artemenko, G.V., Egorova, Yu.S., Bogomolov, E.S., Sergeev, S.A., Skublov, S.G., & Presnyakov, S.L. (2014). The Orekhov-Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Research*, 252, 71—87. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.027>.
- Martin, H. (1994). Archean gray gneisses and the genesis of continental crust. In K.C. Condie (Ed.), *Archean Crustal Evolution* (pp. 205—260). Elsevier.
- Meyer, C., Williams, I.S., & Compston, W. (1996). Uranium-lead ages for lunar zircons—Evidence for a prolonged period of granophyre formation from 4.32 to 3.88 Ga. *Meteoritics and Planetary Sciences*, 31, 370—387. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1996.tb02075.x>.
- Moyen, J.-F., & Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312—336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>.
- Perchuk, A.L., & Morgunova, A.A. (2014). Variable P-T paths and HP—UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications. *Gondwana Research*, 25(2), 614—629. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.09.009>.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., & Miller, C.F. (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the

- origin of Archean trondjemites and tonalities. *Precambrian Research*, 51(1-4), 1—25. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90092-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-O).
- Sobolev, A.V., Asafov, E.V., Gurenko, A.A., Arndt, N.T., Batanova, V.G., Portnyagin, M.V., Garbe-Schönberg, D., & Krashenninikov, S.P. (2016). Komatiites reveal a hydrous Archean deep-mantle reservoir. *Nature*, 531, 628—636. <https://doi.org/10.1038/nature17152>.
- Springer, W., & Seck, H.A. (1997). Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, 127—154. <https://doi.org/10.1007/s004100050263>.
- Walter, M.J. (2003). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithospheres. *Treatise on Geochemistry*, 2, 363—394. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02008-9>.
- Wyllie, P.J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.

Tonalite-trondjemite-granodiorite formation of the Archean. Special features of composition and conditions of formation, Ukrainian Shield as an example

O.V. Usenko, 2021

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

Tonalite-trondjemite-granodiorite formation (TTG) produces the main volume of acidic rocks of the continental crust. Similar rocks are never met later. Therefore the problems of their production are directly connected with the problem of the crust and mantle formation.

The structure of the Archean TTG formation of granite-gneiss area of the Bug megablock and granite-greenstone area of the Middle Dnieper megablock (MDMB) has been considered. Similar and different features have been found. The analysis of these data resulted in a conclusion that within the MDMB, West Periazovian and Khashchevate-Zavaliye block of the Middle Bug area the events of formation of the Archean granite-greenstone area were similar, however these three blocks of the Ukrainian Shield demonstrate different levels of erosion damage reflected in *PT*-conditions of metamorphic transformations.

The rocks of TTG formation are a part of complex structured stratum appeared as a result of impregnation (migmatization) by quartz-albite melt of the primary crust and/or of more ancient strata of predominantly basic composition. In the middle-lower crust a partial replacement of the primary crust occurred and in the upper one — the deposition of new portions of the melt on the earlier ones, piercing of granite masses and migmatization of volcanogenic stratum. During the Archean these events happened repeatedly, that resulted in partial replacement of the primary crust with plagiogranites.

Modern notions have been considered on the processes of producing of TTG granite formation. It has been shown that according to thermal model distribution of temperatures in the crust does not cross the line of basalt water solidus. That is why the appearance of granite melts could not be the result of submergence to big depths (ultrametamorphism). Chronological and genetic relation with mantle melting, of which komatiites and spilites of green-stone structures were crystallized, assumed convective flows in the mantle. To explain the formation of tonalite and trondjemite melt a model of two-leveled crystallization differentiation of ultrabasic melt has been used. However appearance of primary basalt replacement in such a scale and assimilation of green-stone roots by granite melt are possible only in case of interaction of mantle fluids with the rocks of primary crust. An assumption has been made that the composition of some part of these fluids could be close to composition of granite (trondjemite). According to the author's opinion such assumption confirms a hypothesis of V. Griffin and N. Pirson about formation of crystalline mantle on the border between the Archean and Proterozoic.

Key words: tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) formation, Ukrainian Shield, enderbit, granite, Archean, crust, mantle.

References

- Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Sergeev, S.A., & Presnyakov, S.L. (2008). Metatonalytes of the Dnipropetrovsk complex and age stages of their formation (geological position, composition, results of Shrimp radiology). *Zbirka naukovykh prats' UkrDHRI*, (1), 9—24 (in Ukrainian).
- Venidiktov, V.M. (1986). *Polycyclic development of granulite facies*. Kiev: Naukova Dumka, 268 p. (in Russian).
- Vrevskiy, A.B., Lobach-Zhuchenko, S.B., Cherkulaev, V.P., Kovalenko, A.V., & Arestova, N.A. (2010). Geological, petrological, isotopic, and geochemical constraints of geodynamic models simulating formation of the Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite associations in ancient cratons. *Geotectonika*, (4), 1—19 (in Russian).
- Girnis, A.V., Ryabchikov, I.D., & Bogatkov, O.A. (1987). *Genesis of komatiites and komatiite basalts*. Moscow: Nauka, 120 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V. (2007). *Advection-polymorphic hypothesis of deep processes in the tectonosphere*. Kiev: Corvin press, 170 p. (in Russian).
- Usenko, I.S. (Ed.). (1985). *Granulite facies of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 220 p. (in Russian).
- Kondi, K. (1983). *Archean greenstone belts*. Moscow: Mir, 390 p. (in Russian).
- Korzhinskiy, D.S. (1976). Acid-base interaction of magma with transmagmatic fluids: *Proc. of the International Geological Congress. XXV session. Geochemistry. Mineralogy. Petrology* (pp. 320—328). Moscow: Nauka (in Russian).
- Kutas, R.I. (2008). Thermal evolution and formation of the Precambrian crust. *Collection of scientific works: Evolution of Precambrian granitoids and related minerals in connection with the Earth's energy and stages of its tectonic-magmatic activation* (pp. 90—96). Kyiv: UkrDGRI (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B. (2014). Ancient cratons — age, structure, composition, geodynamics. *Mineralohichnyy zhurnal*, 36(2), 61—70 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balaganskiy, V.V., Baltybaev, Sh.K., Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, A.N., Lokhov, K.I., Koreshkova, M.Yu., Yurchenko, A.V., Egorova, Yu.S., Sukach, V.V., Berezhnaya, N.G., & Bogomolov, E.S. (2013). The age of zircons from the enderbitic-gneisses of the Middle Bug region (Dniester-Bug megablock of the Ukrainian Shield). *Mineralohichnyy zhurnal*, 35(4), 86—98 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Baltybaev, Sh.K., Glebovitskiy, V.A., Sergeev, S.A., Lokhov, K.I., Egorova, Yu.S., Balaganskiy, V.V., Skublov, S.G., Galankina, O.L., & Stepanyuk, L.M. (2017). U-Pb-SHRIMP-II-age and origin of zircon from lherzolite of the Pobuzhsky Paleoproterozoic complex (Ukrainian shield). *Doklady RAN*, 477(5), 567—571. <https://doi.org/10.7868/S0869565217350134> (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Kaulina, T.V., Marin, Yu.B., Yurchenko, A.V., Skublov, S.G., Egorova, Yu.S., Galankina, O.L., & Sergeev, S.A. (2019). Paleoproterozoic U-Pb (SIMS SHRIMP-II) age of mafic granulites of the Pobuzhsky complex of the Ukrainian Shield. *Doklady RAN*, 484(3), 344—347. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524843344-347> (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Kaulina, T.V., Sukach, V.V., Yurchenko, A.V., Baltybaev, Sh.K., & Balaganskiy, V.V. (2015). The oldest granulites of the Ukrainian shield, Pobuzhsky granulite complex. *Naukovyy visnyk Natsionalnoho hirnychoho universytetu*, (1), 21—27 (in Russian).
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, A.N., Balaganskiy, V.V., Sergeev, S.A., & Presnyakov, S.L. (2011). Age of Zircons from Enderbite-Gneisses of the Middle Bug Area (Dniester-Bug Megablock of the Ukrainian Shield). *Mineralogicheskyy Zhurnal*, 33(1), 3—14 (in Russian).
- Marakushev, A.A., & Bobrov, A.V. (2005). *Metamorphic petrology*. Moscow: Moscow State University Publishing House, 256 p. (in Russian).
- Usenko, I.S. (Ed.). (1982). *Metamorphism of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 308 p. (in Russian).
- Orsa, V.I. (1988). *Granite formation in the Precambrian of the Middle Dnieper granite-greenstone region*. Kiev: Naukova Dumka, 202 p. (in Russian).
- Perchuk, L.L. (1997). Deep fluid flows and the birth

- of granite. *Sorosovskiy obrazovatel'nyy zhurnal*, (6), 56—63 (in Russian).
- Ponomarenko, O.M. (Ed.). (2011). *Petrology and geochemistry of black kitoids of the Ukrainian Shield*. Kyiv: Naukova Dumka, 216 p. (in Ukrainian).
- Purtov, V.K., Anfilogov, V.N., & Egorova, L.G. (2002). Interaction of basalt with chloride solutions and the mechanism of formation of acidic melts. *Geokhimiya*, (10), 1084—1097 (in Russian).
- Ryabchikov, I.D. (1982). Fluid mass transfer and mantle magma formation. *Vulkanologiya i seysmologiya*, (5), 3—9 (in Russian).
- Stepanyuk, L.M. (1996). Crystallogenes and age of zircons from rocks of the mafic-ultramafic association of the Middle Bug region. *Mineralohichnyy zhurnal*, 18(4), 10—19 (in Russian).
- Stepanyuk, L.M., Skobelev, V.M., Dovbush, T.I., & Ponomarenko, O.M. (2004). Uranium-lead isotopic age of monazite and clastogenic zircon from quartzite of the Koshara-Alexander world — age limits of formation of rocks of the Bug series. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDHRI*, (2), 43—50 (in Ukrainian).
- Esipchuk, K.E. (Ed.). (1985). *Precambrian stratigraphic sections of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Sukach, V.V. (2014). Mesoarchean greenstone structures of the Middle Dnieper region of the Ukrainian Shield: stratigraphic sections, material composition and age correlation. *Mineralohichnyy zhurnal*, 36(2), 77—91 (in Russian).
- Usenko, O.V. (2019). *Geodynamic process and fluid regime of the Archean*. Palmarium Academic Publishing, 112 c. (in Russian).
- Usenko, O.V. (2014). *Formation of melts: geodynamic process and physicochemical interactions*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Shatskiy, V.S., Buzlukova, L.V., Yagoutts, E., Kozmenko, O.A., & Mityukhin, S.I. (2005). Structure and evolution of the lower crust of the Daldyn-Alakit region of the Yakut diamondiferous province (according to the study of xenoliths). *Geologiya i geofizika*, 46(12), 1273—1289 (in Russian).
- Shinkarev, I.F., & Ivannikov, V.V. (1983). *Physical and chemical petrology of igneous rocks*. Leningrad: Nedra, 271 p. (in Russian).
- Shumlyanskiy, L.V. (2012). Geochemistry of pyroxene plagiogenesis (enderbits) of Pobuzhye and isotopic composition of hafnium in zircons. *Mineralohichnyy zhurnal*, 34(2), 64—79 (in Russian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., & Ponomarenko, A.N. (2005). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Archaea. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., & Shumlyanskiy, L.V. (2008). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Proterozoic. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Shcherbak, N.P., & Artemenko, G.V. (2014). Geochronology and geodynamics of the Archean megablocks of the Ukrainian Shield. *Mineralohichnyy zhurnal*, 36(2), 7—17 (in Russian).
- Shcherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*. Lvov: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Arth, J.G., Barker, F., Peterman, Z.E., & Friedman, I. (1978). Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondiemitic magmas. *Journal of Petrology*, 19(2), 289—316. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.2.289>.
- Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., & Pearson, N.J. (2010). The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, 119(3-4), 457—466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>.
- Carlson, R.W., Pearson, D.G., & James, D.E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43, RG1001, 1—24. <http://doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Condie, K.C. (2011). *Earth and evolving planetary system*. Elsevier, 574 p.
- Ernst, R.E., & Buchan, K.L. (2003). Recognizing mantle plumes in the geological record. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 469—523. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.145500>.

- Glikson, A.Y. (1972). Early Precambrian evidence of a primitive oceanic crust and island nuclei of cordierite granite. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3323—3334. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3323:ЕРЕОАР\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3323:ЕРЕОАР]2.0.CO;2).
- Griffin, W., Belousova, E., O'Neill, C., O'Reilly, S.Y., Malkovets, V., Pearson, N., Spetsius, S., & Wilde, S. (2014). The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189, 2—15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.018>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46(8), 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- Hawkesworth, C.J., & Kemp, A.I.S. (2006). Evolution of the continental crust. *Nature*, 443, 811—817. <https://doi.org/10.1038/nature05191>.
- Isley, A.E., & Abbott, D.H. (2002). Implication of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time. *The Journal of Geology*, 110(2), 141—158. <https://doi.org/10.1086/338553>.
- Jakobsson, S., & Holloway, J.R. (2008). Mantle melting in equilibrium with an Iron–Wüstite–Graphite buffered COH-fluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 247—256. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0240-6>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Kaulina, T.V., Baltybaev, S.K., Balagansky, V.V., Egorova, Yu.S., Lokhov, K.I., Skublov, S.G., Sukach, V.V., Bogomolov, E.S., Stepanyuk, L.M., Galankina, O.L., Berezhnaya, N.G., Kapitonov, I.N., Antonov, A.V., Sergeev, S.A. (2016). The long (3.7—2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U-Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample. In J. Halla, M.J. Whitehouse, T. Ahmad, Z. Bagai (Eds.), *Crust-Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons* (Vol. 449, pp. 175—206). Geol. Soc., London, Spec. Publ. <http://doi.org/10.1144/SP449.3>.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Balagansky, V.V., Baltybaev, Sh.K., Bibikova, E.V., Chekulaev, V.P., Yurchenko, A.V., Arestova, N.A., Artemenko, G.V., Egorova, Yu.S., Bogomolov, E.S., Sergeev, S.A., Skublov, S.G., & Presnyakov, S.L. (2014). The Orekhov-Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models. *Precambrian Research*, 252, 71—87. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.06.027>.
- Martin, H. (1994). Archean gray gneisses and the genesis of continental crust. In K.C. Condie (Ed.), *Archean Crustal Evolution* (pp. 205—260). Elsevier.
- Meyer, C., Williams, I.S., & Compston, W. (1996). Uranium-lead ages for lunar zircons—Evidence for a prolonged period of granophyre formation from 4.32 to 3.88 Ga. *Meteoritics and Planetary Sciences*, 31, 370—387. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1996.tb02075.x>.
- Moyen, J.-F., & Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312—336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>.
- Perchuk, A.L., & Morgunova, A.A. (2014). Variable P-T paths and HP—UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications. *Gondwana Research*, 25(2), 614—629. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.09.009>.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., & Miller, C.F. (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research*, 51(1-4), 1—25. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90092-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-O).
- Sobolev, A.V., Asafov, E.V., Gurenko, A.A., Arndt, N.T., Batanova, V.G., Portnyagin, M.V., Garbe-Schönberg, D., & Krashenninnikov, S.P. (2016). Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir. *Nature*, 531, 628—636. <https://doi.org/10.1038/nature17152>.
- Springer, W., & Seck, H.A. (1997). Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, 127—154. <https://doi.org/10.1007/s004100050263>.
- Walter, M.J. (2003). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithospheres. *Treatise on Geochemistry*, 2, 363—394. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02008-9>.
- Wyllie, P.J. (1977). Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.

Тоналіт-трондєміт-гранодіоритова формація архею. Особливості складу і умови освіти на прикладі Українського щита

О.В. Усенко, 2021

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Тоналіт-трондєміт-гранодіоритова (ТТГ) формація утворює основний обсяг кислих порід континентальної кори. Подібні породи не трапляються пізніше. Тому питання, що стосуються утворення формації, безпосередньо пов'язані з проблемою формування кори і мантії.

Розглянуто будову архейської ТТГ формації граніто-гнейсової частини Бузького мегаблока і граніт-зеленокам'яної частини Середньопридніпровського мегаблока (СПМБ) Українського щита. Встановлено подібні риси і відмінності. Аналіз цих даних дав змогу автору дійти висновку, що в СПМБ, Західному Приазов'ї і Хащувато-Заваллівському блоці Середнього Побужжя проявлені події формування архейської граніт-зеленокам'яної області, однак ці три структури щита демонструють різний рівень ерозійного зрізу, який відображений у *PT*-умовах метаморфічних перетворень.

Породи ТТГ формації є частиною складнобудованої товщі, яка виникла внаслідок просочування (мігматизації) кварц-альбітовим розплавом первинної кори і/або давніших товщ переважно основного складу. У середній—нижній корі відбувалося часткове заміщення порід первинної кори, у верхній — нашарування нових порцій розплаву на раніші, діспіризм гранітних мас і мігматизація вулканогенної товщі. Протягом архею ці події повторювалися багаторазово, що спричинило часткове заміщення плагіогранітів первинної кори.

Розглянуто сучасні уявлення про процеси, під час яких утворилися граніти ТТГ формації. Показано, що згідно з тепловою моделлю крива розподілу температур з глибиною не перетинає лінію водного солідусу базальту. Тому поява гранітних розплавів не може бути наслідком занурення на великі глибини (ультраметаморфізма). Хронологічний і генетичний зв'язок з мантійними витопленнями, з яких кристалізуються коматіти і спіліти зеленокам'яних структур, передбачає конвективні течії в мантії. Для пояснення утворення тоналітового і трондємітового розплаву використано модель дворівневої кристалізаційної диференціації ультраосновного розплаву. Однак прояв заміщення первинного базальту кори в такому обсязі та асиміляція коренів зеленокам'яних структур гранітним розплавом можливі лише за взаємодії мантійних флюїдів з породами первинної кори. Зроблено припущення, що склад частини з цих флюїдів міг бути близький до складу граніту (трондєміту). На думку автора, подібне припущення підтверджує гіпотезу В. Гріффіна і Н. Пірсона про те, що кристалічна мантія була сформована на межі архею і протерозою.

Ключові слова: тоналіт-трондєміт-гранодіоритова формація, Український щит, ендербіт, граніт, архей, кора, мантія.