

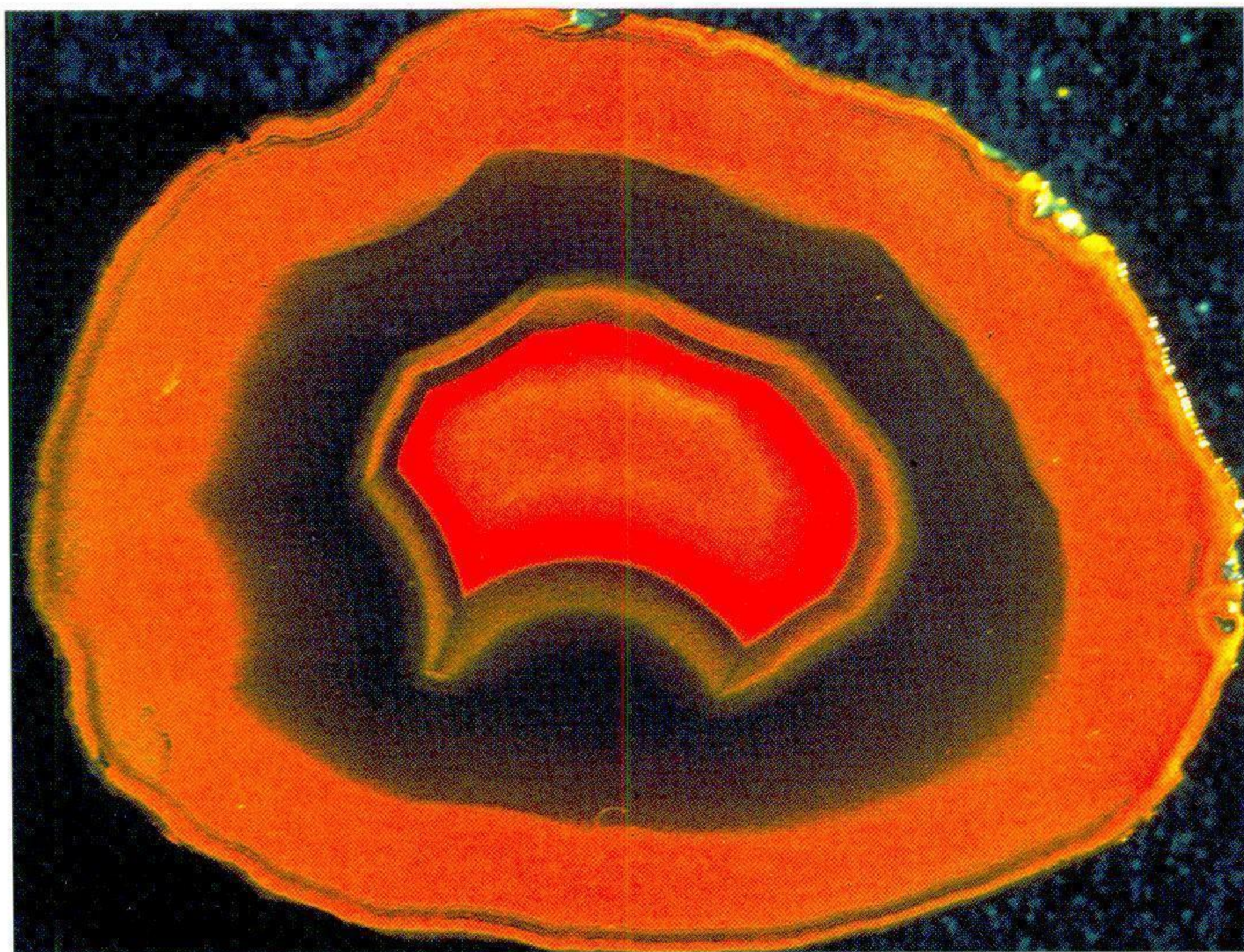
ISSN 0204-3548

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ



ТОМ
ДВАДЦАТАТЬ ВТОРОЙ
2000

2/3



Главный редактор Н. П. Щербак

Р. Я. Белевцев (заместитель главного редактора)
А. Г. Булах
А. А. Вальтер (заместитель главного редактора)
К. Е. Есипчук
Э. Я. Жовинский (заместитель главного редактора)
О. В. Зинченко
В. Б. Коваль
Е. А. Кулиш
А. А. Маракушев
О. И. Матковский
Ю. П. Мельник
И. М. Наумко
В. И. Павлишин (заместитель главного редактора)
А. Н. Платонов
Н. В. Соболев
Э. В. Соботович
М. Н. Таран (ответственный секретарь)
Е. Ф. Шнюков

Заведующая редакцией
Н. Р. Капмыкова

АДРЕС РЕДАКЦИИ

03680 Киев-142, проспект Академика Палладина, 34
Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины,
редакция "Минералогического журнала", тел. 444-02-42

Свидетельство о государственной регистрации печатного органа массовой информации
Серия КВ № 1966

Печатается по постановлению редакционной коллегии журнала

Редакторы Л. Н. ПОЛЕТАЕВА, В. В. МАТРОСОВА, Н. В. МЮРЗОВА
Художественный редактор Т. М. НЕМЕРОВСКАЯ
Технический редактор Т. М. ШЕНДЕРОВИЧ
Компьютерная верстка Б. М. КУЛИНИЧЕВ

Сдано в набор 10 03 2000 Подп. в печать 30 03 2000 Формат 70 108/16. Бум. офс. № 1.
Гарн. Таймс ЕТ.

Печать офсетная. Усл. печ. л. 11/0 Тираж 300 экз. Зак. 2-02-2000

Типография фирмы "Эссе", Киев, пр-т Вернадского, 34/1

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ОСНОВАН В СЕНТЯБРЕ 1979 г.

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

КИЕВ

Том 22, № 2/3, март-июнь, 2000

НОМЕР ПОСВЯЩЕН ПРОБЛЕМАМ ГЕОЛОГИИ
И МАГМАТИЗМА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Содержание

ЩЕРБАКОВ И. Б. Вступление	3
ГУРСКИЙ Д. С., ВОЙНОВСКИЙ А. С., КОЛОСОВСКАЯ В. А., ЗАГНИТКО В. Н., КУЛИШ Е. А., ЩЕРБАК Д. Н. Металлогеническая специализация магматических комплексов и эпохи рудообразования Украинского щита	5
ЩЕРБАК Н. П., ПОНОМАРЕНКО А. Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита	12
ЕСИПЧУК К. Е., БОБРОВ А. Б. Некоторые проблемы геологии раннего докембрия Украинского щита	25
ЩЕРБАКОВ И. Б. Эволюция магматизма Украинского щита	36
КРИВДІК С. Г. Лужний магматизм Українського щита: геохімічні та петрогенетичні аспекти	48
КРАСОВСКИЙ С. С., ОРОВЕЦКИЙ Ю. П. Глубинное строение земной коры Украинского щита: современные представления	57
ГЛЕВАССКИЙ Е. Б., КАЛЯЕВ Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита	77
ГИНТОВ О. Б. Некоторые вопросы строения и магматизма Украинского щита с позиций тектонофизики	92
КИРИЛЮК В. П., ЛЫСАК А. М., СИВОРОНОВ А. А., СВЕШНИКОВ К. И., БОБРОВ А. Б. Роль формационных исследований в решении некоторых актуальных проблем геологии Украинского щита	103
АРТЕМЕНКО Г. В. Использование Sm-Nd изотопного метода в геохронологии и петрологии	111
Дискуссии, критика, библиография	
БЕЛЕВЦЕВ Р. Я., БУХАРЕВ С. В., КОЛОМИЕЦ Г. Д. Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита.	118
ДОВБУШ Т. И., СКОБЕЛЕВ В. М., СТЕПАНЮК Л. М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом	132
Хроника	
АЛЕКСЕЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ МАРАКУШЕВ (к 75-летию со дня рождения)	143
Наши авторы	3-я стр. обл.

Contents
Mineralogical Journal (Ukraine)
Vol. 22, N 2/3, 2000

SHCHERBAKOV I. B. Introduction	3
GURSKY D. S., VOINOVSKY A. S., KOLOSOVSKAYA V. A., ZAGNITKO V. N., KULISH E. A., SHCHERBAK D. N. Metallogenic Specialization of Magmatic Complexes and Epochs of Ore Formation of the Ukrainian Shield	5
SHCHERBAK N. P., PONOMARENKO A. N. Age Sequence of the Volcanism and Granitoid Magmatism Processes of the Ukrainian Shield	12
ESIPCHUK K. E., BOBROV A. B. Certain Problems in Geology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield	25
SHCHERBAKOV I. B. Evolution of Magmatism of the Ukrainian Shield	36
KRIVDIK S. G. Alkaline Magmatism of the Ukrainian Shield: Geochemical and Petrogenous Aspects	48
KRASOVSKY S. S., OROVETSKY YU. P. Deep Structure of the Earth's Crust of the Ukrainian Shield: Modern Ideas	57
GLEVASSKY E. B., KALYAEV G. I. Tectonics of the Precambrian of the Ukrainian Shield	77
GINTOV O. B. Certain Problems of the Structure and Magmatism of the Ukrainian Shield from the Standpoint of Tectonophysics	92
KIRILYUK V. P., LYSAK A. M., SIVORONOV A. A., SVESHNIKOV K. I., BOBROV A. B. The Role of Formational Investigations in Solution of Certain Urgent Problems in Geology of the Ukrainian Shield	103
ARTEMENKO G. V. Use of the Sm-Nd Isotopic Method in Geochronology and Petrology	111
Discussions, Criticism and Bibliography	
BELEVTSSEV R. YA., BUKHAREV S. V., KOLOMIETS G. D. The Conception of Plutonic Petrogenesis of the Continental Earth's Crust of the Ukrainian Shield	118
DOVBUSH T. I., SKOBELEV V. M., STEPANYUK L. M. Results of the Study of the Precambrian Rocks in the Western Part of the Ukrainian Shield by the Sm-Nd Isotopic Method	132
News Items	
ALEXEI ALEXANDROVICH MARAKUSHEV (on the 75th Anniversary of Birthday)	143
Our Authors	3d page of the cover

Address of the Editorial Board: Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of Nat. Acad. of Sci. of Ukraine, 34, Palladina Prospect, 03680, Kiev-142, Ukraine, tel. (38044) 444-02-42; fax (38044) 444-12-70

Свидетельство о государственной регистрации печатного органа массовой информации
Серия КВ № 1966

Печатается по постановлению редакционной коллегии журнала

Редакторы Л. Н. ПОЛЕТАЕВА, В. В. МАТРОСОВА, Н. В. МОРОЗОВА

Художественный редактор Т. М. НЕМЕРОВСКАЯ

Технический редактор Т. М. ШЕНДЕРОВИЧ

Сдано в набор 10.03.2000. Подп. в печать 30.03.2000. Формат 70×108/16. Бум. офс. № 1. Гарн. Таймс ЕТ.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,0. Тираж 300 экз. Зак. 2-02-2000

Типография фирмы "Эссе", Киев, пр-т Вернадского, 34/1

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ОСНОВАН В СЕНТЯБРЕ 1979 г.

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

КИЕВ

Том 22, № 2/3, март-июнь, 2000

НОМЕР ПОСВЯЩЕН ПРОБЛЕМАМ ГЕОЛОГИИ
И МАГМАТИЗМА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Содержание

ЩЕРБАКОВ И. Б. Вступление	3
ГУРСКИЙ Д. С., ВОЙНОВСКИЙ А. С., КОЛОСОВСКАЯ В. А., ЗАГНИТКО В. Н., КУЛИШ Е. А., ЩЕРБАК Д. Н. Металлогеническая специализация магматических комплексов и эпохи рудообразования Украинского щита	5
ЩЕРБАК Н. П., ПОНОМАРЕНКО А. Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита	12
ЕСИПЧУК К. Е., БОБРОВ А. Б. Некоторые проблемы геологии раннего докембрия Украинского щита	25
ЩЕРБАКОВ И. Б. Эволюция магматизма Украинского щита	36
КРИВДІК С. Г. Лужний магматизм Українського щита: геохімічні та петрогенетичні аспекти	48
КРАСОВСКИЙ С. С., ОРОВЕЦКИЙ Ю. П. Глубинное строение земной коры Украинского щита: современные представления	57
ГЛЕВАССКИЙ Е. Б., КАЛЯЕВ Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита	77
ГИНТОВ О. Б. Некоторые вопросы строения и магматизма Украинского щита с позиций тектонофизики	92
КИРИЛЮК В. П., ЛЫСАК А. М., СИВОРОНОВ А. А., СВЕШНИКОВ К. И., БОБРОВ А. Б. Роль формационных исследований в решении некоторых актуальных проблем геологии Украинского щита	103
АРТЕМЕНКО Г. В. Использование Sm-Nd изотопного метода в геохронологии и петрологии	111
Дискуссии, критика, библиография	
БЕЛЕВЦЕВ Р. Я., БУХАРЕВ С. В., КОЛОМИЕЦ Г. Д. Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита.	118
ДОВБУШ Т. И., СКОБЕЛЕВ В. М., СТЕПАНЮК Л. М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом	132
Хроника	
АЛЕКСЕЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ МАРАКУШЕВ (к 75-летию со дня рождения)	143
Наши авторы	3-я стр. обл.

Contents
Mineralogical Journal (Ukraine)
Vol. 22, N 2/3, 2000

SHCHERBAKOV I. B. Introduction	3
GURSKY D. S., VOINOVSKY A. S., KOLOSOVSKAYA V. A., ZAGNITKO V. N., KULISH E. A., SHCHERBAK D. N. Metallogenic Specialization of Magmatic Complexes and Epochs of Ore Formation of the Ukrainian Shield	5
SHCHERBAK N. P., PONOMARENKO A. N. Age Sequence of the Volcanism and Granitoid Magmatism Processes of the Ukrainian Shield	12
ESIPCHUK K. E., BOBROV A. B. Certain Problems in Geology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield	25
SHCHERBAKOV I. B. Evolution of Magmatism of the Ukrainian Shield	36
KRIVDIK S. G. Alkaline Magmatism of the Ukrainian Shield: Geochemical and Petrogenous Aspects	48
KRASOVSKY S. S., OROVETSKY YU. P. Deep Structure of the Earth's Crust of the Ukrainian Shield: Modern Ideas	57
GLEVASSKY E. B., KALYAEV G. I. Tectonics of the Precambrian of the Ukrainian Shield	77
GINTOV O. B. Certain Problems of the Structure and Magmatism of the Ukrainian Shield from the Standpoint of Tectonophysics	92
KIRILYUK V. P., LYSAK A. M., SIVORONOV A. A., SVESHNIKOV K. I., BOBROV A. B. The Role of Formational Investigations in Solution of Certain Urgent Problems in Geology of the Ukrainian Shield	103
ARTEMENKO G. V. Use of the Sm-Nd Isotopic Method in Geochronology and Petrology	111
Discussions, Criticism and Bibliography	
BELEVTSSEV R. YA., BUKHAREV S. V., KOLOMIETS G. D. The Conception of Plutonic Petrogenesis of the Continental Earth's Crust of the Ukrainian Shield	118
DOVBUSH T. I., SKOBELEV V. M., STEPANYUK L. M. Results of the Study of the Precambrian Rocks in the Western Part of the Ukrainian Shield by the Sm-Nd Isotopic Method	132
News Items	
ALEXEI ALEXANDROVICH MARAKUSHEV (on the 75th Anniversary of Birthday)	143
Our Authors	3d page of the cover

Address of the Editorial Board: Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of Nat. Acad. of Sci. of Ukraine, 34, Palladina Prospect, 03680, Kiev-142, Ukraine, tel. (38044) 444-02-42; fax (38044) 444-12-70

Свидетельство о государственной регистрации печатного органа массовой информации
Серия КВ № 1966

Печатается по постановлению редакционной коллегии журнала

Редакторы Л. Н. ПОЛЕТАЕВА, В. В. МАТРОСОВА, Н. В. МОРОЗОВА

Художественный редактор Т. М. НЕМЕРОВСКАЯ

Технический редактор Т. М. ШЕНДЕРОВИЧ

Сдано в набор 10.03.2000. Подп. в печать 30.03.2000. Формат 70×108/16. Бум. офс. № 1. Гарн. Таймс ЕТ.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,0. Тираж 300 экз. Зак. 2-02-2000

Типография фирмы "Эссе", Киев, пр-т Вернадского, 34/1

Настоящий номер журнала включает цикл статей, подготовленных в качестве докладов на IV Всеукраинское межведомственное совещание, которое состоится в мае 2000 г. Тематика совещания охватывает широкий круг проблем геологии и магматизма Украинского щита (УЩ). Первые украинские совещания (1983, 1991 и 1998 г.) посвящены в основном проблемам стратиграфии докембрия. В результате была уточнена действующая ныне корреляционная схема докембрия УЩ. Приятно отметить, что несмотря на трудное время совещания геологов становятся традиционными, а их тематика охватывает все направления геологии.

Статьи, вошедшие в этот номер, написаны ведущими специалистами Украины в области геологии, стратиграфии, геохронологии, рудообразования, тектоники, петрологии и магматизма докембрия. По своему характеру они очень разные. В одних подведены итоги многолетних исследований в той или иной отрасли геологии, в других описаны главные достижения за последние годы, в третьих намечены основные проблемы, требующие решения. Несколько статей — дискуссионные, в них изложены явно нетрадиционные идеи, неподтвержденные фактическим материалом.

Геологи ждут численной основы для своих построений и таковой являются данные геохронологии. Уровень геохронологической изученности УЩ, особенно в области стратиграфии докембрия, достаточно высокий. Необходимо подчеркнуть, что за последнее время кардинально изменилось отношение к радиоизотопным данным. На первое место по значимости выдвинуты реперные даты, предложенные Н. П. Щербак и принятые всеми изотопными лабораториями бывшего СССР и ведущими зарубежными лабораториями. Заметно усилилось минералого-петрологическое и изотопно-геохимическое обеспечение получаемых данных. В настоящее время стратиграфические подразделения архея приведены в полное соответствие с Международной шкалой геологического времени. Внедрение в практику изотопных исследований самарий-неодимового метода долгое время сдерживалось из-за отсутствия масс-спектрометрической техники. Появление в Институте геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины необходимого оборудования позволило вывести геохронологические исследования в Украине на уровень, достигнутый передовыми державами. Основы самарий-неодимового метода, его достоинства и недостатки изложены в статьях Г. В. Артеменко и Т. И. Довбуш с соавторами.

Н. П. Щербак обращает внимание геологов на проблемы, которые все еще остаются в области геохронологии: недостаточно реперных дат, так как ими обеспечена лишь половина стратиграфических подразделений щита; мало данных по самарий-неодимовому методу; отсутствуют технические возможности локального радиоизотопного анализа; пока мало по УЩ изотопной информации (Sm-Nd, Rb-

Sr) по проблеме кора — мантия, которая составляет основу для расчленения магматических образований на коровые и глубинные. С критикой трехчленного деления докембрия выступил К. Е. Есипчук. Он, на основании периодического закона исторической геологии, предложил четырехчленное деление архея и протерозоя с интервалом между единицами 400–530 млн лет. Его соавтор А. Б. Бобров, умело применив общий подход к проблеме соотношения гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных поясов, изложил стройную схему эволюции магматизма в последних.

На основе имеющегося обширного материала по региональным геологическим исследованиям коллективом авторов во главе с Д. С. Гурским подведены итоги изучения металлогенической специализации магматических комплексов УЩ, выделены эпохи рудообразования разнообразных полезных ископаемых, намечены перспективы работ на будущее тысячелетие.

Подходы к изучению тектоники УЩ, его глубинного строения очень разные. Оказалось, что специалистов по классической тектонике докембрия, обладающих одновременно глубокими знаниями по петрологии, у нас просто нет. Известные тектонисты Г. И. Каляев и Е. Б. Глевасский стоят на позициях гипотезы тектоники плит, о чем свидетельствует их совместная статья. Однако пока большинство тектонистов Мира относятся осторожно к использованию "тектоники плит" по отношению к архейским образованиям. Она успешно используется начиная с протерозоя. О. Б. Гинтов считает, что главный принцип традиционной геологии — закон суперпозиции — должен быть заменен иерархией деформационных процессов. Такой подход, впрочем принятый среди зарубежных геологов, предполагает коренную перестройку всего геологического мышления. Интерес и отклики читателей, несомненно, вызовет статья Р. Я. Белевцева с соавторами. По существу они также отрицают традиционные методы геологии докембрия. В чем-то авторы правы, поставив на первое место в породообразовании эндогенные процессы. Трудно, однако, согласиться с полным отсутствием докембрийских осадков в дорифее, при том, что признается существование гидросферы уже в раннем архее. Ученые-геофизики С. С. Красовский и Ю. П. Оровецкий подробно рассмотрели результаты применения разных физических методов для описания глубинного строения щита и показали, что УЩ в разрезе так же неоднороден, как и в плане. Предпочтение они, вероятно, отдают гравиметрии, поскольку главным, по их мнению, является стремление региональных структур к состоянию изостатического равновесия. Разработан оригинальный метод расчета объемных плотностных моделей земной коры. Но геофизики не отвечают на кардинальный вопрос в докембрии УЩ — как во времени менялась граница литосферы — астеносферы. Структура УЩ для решения этой проблемы благоприятна, так как есть блоки, сложенные только архейскими или только протерозойскими образованиями.

Львовские геологи (В. П. Кирилук и др.) традиционно развивают формационный подход к стратиграфии, магматизму, тектоническому районированию и металлогении. Формационный метод был удачно применен при решении ряда геологических задач, прежде всего при картировании. Основная концепция этих ученых имеет много последователей, но и много противников, главным образом, из-за того, что они недоучитывают данные геохронологии.

Опубликованные в номере статьи показывают, что геологическая жизнь продолжается. Отечественные ученые в основном остаются на позициях классической геологии, однако им не чужды и новые идеи, как собственные, так и господствующие за рубежом.

УДК 553.078:553.26

**Д. С. Гурский, А. С. Войновский, В. А. Колосовская,
В. Н. Загнитко, Е. А. Кулиш, Д. Н. Щербак****Металлогеническая специализация магматических комплексов и эпохи рудообразования Украинского щита**

На основе анализа материалов региональных металлогенических исследований последних лет выделены рудогенные магматические комплексы для всех этапов развития Украинского щита; определена их металлогеническая специализация. Рассмотрены основные металлогенические эпохи эндогенного рудообразования, проявившиеся в докембрии щита в связи с формированием магматических комплексов и связанного с ними метасоматоза.

Комплексом прогнозно-металлогенических исследований, выполненных в последние годы [5], в докембрии Украинского щита (УЩ) определены три главные группы геоструктур: 1) архейские кратоны; 2) протерозойские подвижные пояса; 3) зоны мезопротерозойской активизации и рифтогенеза (рисунок). Металлогения этих структур отличается существенными особенностями.

Архейские кратоны — консолидированные в архее достаточно крупные устойчивые ядра фундамента, сложенные разнообразными сланцево-гнейсовыми толщами (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма), претерпевшие активную гранитизацию в мезо- и неоархее, прорванные разновозрастными интрузиями базит-ультрабазитовых и гранитоидных комплексов. В пределах УЩ выделены два архейских кратона — Бугско-Днестровский и Днепровско-Приазовский. Первый располагается в юго-западной части щита и соответствует площади развития толщ метаморфических пород днестровско-бугской и бугской серий архея и сопряженных с ними эндербит-чарнокитовых и базит-ультрабазитовых комплексов; второй — в центральной и восточной частях щита и совпадает с площадью развития метаморфических пород архея (аульская, западноприазовская, конкская, белозерская и центральноприазовская серии) и сопряженных с ними магматических и ультраметаморфических образований.

В зависимости от типа структуры и характера слагающих ее вещественных комплексов в пределах архейских кратонов выделены магматические комплексы первичных и вторичных гранит-зеленокаменных поясов [7, 12]. Первичные расположены в Среднем Приднепровье и сложены главным образом полифациально метаморфизованными толщами вулканитов (коматииты, толеиты, андезиты, риодациты) и парагенетически связанными с ними базит-ультрабазитовыми (габбро-перидотитовая, пироксенит-габбровая, дунит-гарцбургитовая), тоналит-плагиогранитовыми и гранитовыми формациями. Изотопный возраст (уран-свинцовый метод) метавулканитов в этих структурах изменяется от 3250 ± 100 до 3034 ± 2 , базит-ультрабазитовых пород — 3071 ± 30 млн лет [21]. Породы зеленокаменного комплекса зонально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой (редко амфиболитовой) фаций метаморфизма. Наиболее полные разрезы характеризуемых формаций выявлены в пределах Сурской, Чертомлыкской, Верховцевской, Конкской и Белозерской структур. Минерагения магматических комплексов первичных гранит-зеленокаменных поясов определяется, в первую очередь, наличием месторождений Au и железных руд. Известны также рудопроявления Cu, Ni, Co, Mo. К корам выветривания ультрабазитовых комплексов

© Д. С. Гурский, А. С. Войновский, В. А. Колосовская, В. Н. Загнитко, Е. А. Кулиш, Д. Н. Щербак, 2000

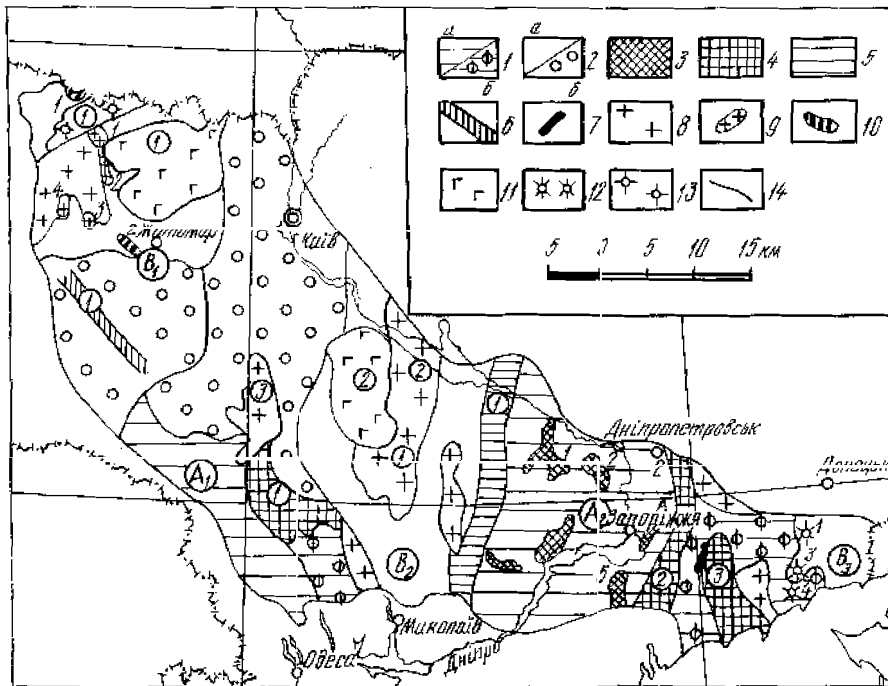


Схема размещения рудогенных магматических комплексов Украинского щита. Структуры фундамента (буквы в кружках): A_1 — Днестровско-Бугская; A_2 — Днепровско-Приазовская; B_1 — Волынская; B_2 — Кировоградская; B_3 — Приазовская. Рудогенные магматические комплексы: 1 — архейские кратоны (а — собственно архейские, б — частично переработанные в палеопротерозое); 2 — протерозойские подвижные пояса (а — собственно протерозойские, б — интенсивно тектоно-термальнопереработанные в палеопротерозое); 3 — базитовые (коматитит-толеитовый), базит-ультрабазитовые и гранитовые (абиссальные) первичных гранит-зеленокаменных поясов (зеленокаменные структуры (цифры на схеме): 1 — Верховцевская, 2 — Сурская, 3 — Чертомлыкская, 4 — Конкская, 5 — Белозерская); 4 — базит-ультрабазитовые и гранитные вторичных гранит-зеленокаменных поясов (СФЗ: 1 — Голованевская, 2 — Ореховская, 3 — Западно-Приазовская); 5 — базитовые шовных прогибов и надвигово-подвиговых зон (СФЗ: 1 — Ингулецко-Криворожская); 6 — гранитные областей тектоно-термальнопереработанных архейских кратонов (СФЗ: 1 — Хмельницкая); 7 — щелочноультрабазитовые массивы с карбонатами внутриконтинентальных рифтов (1 — Черниговский); 8 — гранитные массивы коллизионных зон и орогенов (1 — Новоукраинский, 2 — Чигиринский, 3 — Уманский); 9 — щелочногранитные массивы зон палео- и мезопротерозойской активизации (1 — Устиновский, 2 — Кишинский, 3 — Новоград-Волынский, 4 — Мухаревский); 10 — ультрабазит-базитовые массивы вулcano-плутонических поясов (1 — Каменский, 2 — Букинский); 11 — сложные плутоны (1 — Коростенский, 2 — Корсунь-Новомиргородский); 12 — щелочные массивы центрального типа (1 — Октябрьский, 2 — Мало-Терсянский, 3 — Володарский, 4 — Южно-Кальчикский); 13 — щелочногранитные линейных зон активизации (СФЗ: 1 — Пержанская); 14 — границы структурно-формационных зон

приурочены месторождения силикатных никелевых руд, базитовых — бокситов (таблица). Золоторудная минерализация локализована в образованиях метакоматитит-толеитовой, джеспилит-метатолеитовой, метариолит-дацитовой и плагиогранит-порфиоровой формаций в Сурской (месторождения Сергеевское и Балка Золотая), Чертомлыкской (Балка Широкая) и Верховцевской структурах [3, 15]. Минерализация золото-кварцевого типа в сложном сочетании с золото-сульфидно-кварцевым. Изотопный возраст молибденовой минерализации (рений-осмиевый метод) на Сергеевском месторождении составляет 3128 млн лет [23]. Железные руды, железистые кварциты и магнетитовые сланцы являются неотъемлемым членом джеспилит-толеитовой формации; наиболее крупные их объекты известны в пределах Чертомлыкской и Верховцевской структур.

Ко вторичным гранит-зеленокаменным поясам относятся метаморфические и гранит-мигматитовые комплексы межкупольных прогибов, которые завершают супракрупный разрез эндербит-гранулитовых областей. Геологические формации межкупольных прогибов широко развиты в Голованевской, Белоцерковской, Ореховской и Западно-Приазовской структурно-формационных зонах, где они на-

Минералогия магматических и метасоматических комплексов Украинского щита

ращивают базит-гранулитовый разрез раннего архея,* и представлены вулканогенно-осадочными породами, среди которых широко распространены продукты базальтоидного магматизма, метаморфизованные в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма и плутоническими образованиями дунит-перидотит-габбровой и дунит-гарцбургитовой формаций. Минерагения магматических комплексов вторичных гранит-зеленокаменных поясов характеризуется наличием месторождений железных руд, хромитов и перспективных рудопроявлений Au. В корях выветривания ультрабазитовых комплексов разведаны месторождения силикатных никелевых руд. Железные руды представлены двумя формационными типами: железорудная вулканогенно-осадочная метаморфизованная формация (Куксунгурское, Гуляйпольское, Мангушское и другие месторождения) и железорудная в скарнах (Молдовское месторождение). Золотое оруденение скарнового (Капитановское рудопроявление), золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого (Сурожское рудопроявление) формационных типов [11, 13]. Массивы гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации на Побужье хромитоносные (Капитановское месторождение).

Протерозойские подвижные пояса — геоструктуры сложной тектонической природы и архитектуры, обрамляющие и разделяющие архейские кратоны. Процессы их формирования на УЩ охватывают несколько тектоно-магматических эпох в интервале от 2600 до 1800 млн лет. В его границах выделено три подвижных пояса — Волынский, Кировоградский и Приазовский: первый охватывает северо-западную часть, второй — центральную и третий — крайнюю восточную. Для протерозойских подвижных поясов характерны проявления магматизма в таких типах структурно-формационных зон (СФЗ): шовные прогибы и надвигово-поддвиговые зоны; области тектоно-термальнопереработанных архейских кратонов внутриконтинентальных рифтов; орогены и коллизионные; палео- и мезопротерозойской активизации; вулканоплутонические пояса.

Базитовый магматизм шовных прогибов и надвигово-поддвиговых зон появился в Кировоградском подвижном поясе и представлен образованиями метаандезит-базальтовой формации, содержащей прослойки пород железисто-кремнистой формации (новокриворожская свита криворожской серии, зеленореченская и артемовская свиты ингуло-ингулецкой серии). Изотопный возраст амфиболитов метаандезит-базальтовой формации, определенный по циркону (уран-свинцовая изохрона), составляет 2328 ± 25 млн лет [19]. С этими формациями в западной части Криворожско-Кременчугской зоны связывают некоторые месторождения железных руд (Артемовское, Петровское) и графита.

Гранитный магматизм областей тектоно-термальнопереработанных архейских кратонов проявился во всех трех подвижных поясах: формирование гранит-мигматитовой, гранитовой, лейкогранитовой, аплит-пегматоидных гранитов и пегматитовой формаций. Наиболее широко эти образования распространены в Среднем и Верхнем Побужье, где с ними связана золотая (Майское месторождение) и циркон-монацитовая минерализация. Золотая минерализация на Майском месторождении локализована в интенсивно измененных гидротермально-метасоматическими процессами (окварцевание, биотитизация, турмалинизация) гнейсах и амфиболитах неоархея (вторичный гранит-зеленокаменный пояс?), которые пересекаются телами лейкократовых и аплит-пегматоидных гранитов. Изотопный возраст последних — 2050 ± 62 млн лет [22]. Полученные за последние годы определения изотопного возраста молибденита (рений-осмиевый метод) из руд Майского месторождения укладываются в интервал 2229–2060 млн лет [23]. Последнее дает основание предполагать, что процессы рудообразования на месторождении имели длительный характер. С гранитоидным магматизмом данного типа также связано и гидротермально-метасоматическое рудообразование U, Th, TR и Mo (месторождения Южное, Калиновское, Лозоватское).

Щелочноультрабазитовый магматизм, с которым связывают образование карбонатитов, внутриконтинентальных рифтов проявился локально в пределах Чер-

* Тезис о выделении вторичных зеленокаменных поясов разделяется не всеми авторами статьи. (В. Н. Загитко, Д. Н. Шербак).

ниговской зоны (Западное Приазовье). Как и на других древних платформах, данный магматизм на УЩ имеет ярко выраженную фосфорно-редкометалльную специализацию (Новополтавское месторождение). Возраст этой формации, определенный уран-свинцовым методом по циркону, составляет 2090 ± 20 млн лет [8].

Гранитный магматизм орогенов и коллизионных зон широко проявлен во всех трех подвижных поясах и представлен породами мигматит-плагиигранитовой, гранит-мигматитовой и гранитовой формаций с субформациями лейкогранитовой, аплит-пегматоидных гранитов и пегматитовой. С гранитовой формацией и сопровождающими ее субформациями связывают золоторудную (Клинцовское и Юрьевское месторождения) и редкометалльную (Полоховское, Станковатское литиевые месторождения) минерализации.

Золоторудная минерализация приурочена к восточному обрамлению Новоукраинского массива калиевых гранитов и локализуется в линейных зонах окварцевания [19]. Редкометалльная минерализация локализована в редкометалльных замещенных пегматитах — хризоберилл-петалит-сподуменовые с фосфатами и танталом-ниобатами [14]. Пегматитовые тела локализируются в обрамлениях гранитных куполов в виде близпараллельных "свит" и "пучков" (Станковатское месторождение, рудопоявления Надия, Липняжское) либо в виде кулисообразных зон северо-западного простирания, насыщенных пегматитами (Полоховское месторождение).

С СФЗ палео- и мезопротерозойской активизации связано формирование интрузий субщелочных гранитов и образование тектоно-метасоматических зон. Первые представлены рядом изометричных массивов (Мухаревский, Кишинский, Новоград-Волынский, Устиновский и др.) площадью до первых сотен квадратных километров. С ними связано несколько перспективных рудопоявлений Мо (Вербинское, Высокое, Устиновское, Речицкое и др.) [6]. Вторые представлены формацией микроклин-альбитовых метасоматитов и альбититов, развитой локально в восточном и южном обрамлении Корсунь-Новомиргородского и западном — Коростенского плутонов [2]. Породы данной формации имеют ярко выраженную уран-редкометалльно-редкоземельную специализацию (урановые месторождения Центрально-Украинского, Кировоградского и Криворожского рудных районов).

Магматизм вулканоплутонических поясов развит в северо-западной части УЩ, где представлен вулканогенной толщей клесовской серии и комагматичными вулканитами (плутонические тела осницкого и букинского комплексов). Среди плутонических образований выделяются два формационных ряда: 1) дифференцированные базит-ультрабазитовые массивы ("очаговые структуры"); 2) интрузивно-дайковые пояса и расслоенные базитовые массивы. В обоих типах интрузий выявлены проявления сульфидной медно-никелевой минерализации (Прутовское месторождение).

Зоны мезопротерозойской активизации сформировались на заключительном этапе развития подвижных поясов. К ним относятся активизированные области и блоки, линейные зоны активизации. Активизированные области и блоки распространены в пределах всех трех подвижных поясов и объединяют два формационных ряда — сложные плутоны и щелочные массивы центрального типа. Сложные плутоны характеризуются значительными размерами, приуроченностью к наиболее мобильным зонам кристаллического фундамента, своеобразием вещественного состава и металлогении. В пределах УЩ имеются две такие структуры — Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны. Они сложены образованиями рапакиви-гранитовой, габбро-анортозитовой, габбровой и габбро-диабазовой формаций. С ними связаны месторождения фосфорно-титановых руд с ванадием (Стремигородское, Выдыборское и др.) и камерных пегматитов (кварц, топаз, берилл). Щелочные массивы центрального типа развиты в Восточном Приазовье, Орехово-Павлоградской зоне и Подольском блоке. Они принадлежат к гранит-граносиенитовому, щелочносиенитовому и щелочнобазитовому формационным типам. Нефелиновые и щелочные сиениты слагают центральные части Октябрьского, Володарского, Мало-Терсянского щелочных массивов. С ними связаны месторождения (Балка Мазурова) и рудопоявления редких и редкоземельных элементов, флюо-

рита. Граносиенит-гранитовая и сиенит-граносиенитовая формации слагают ряд массивов в Восточном Приазовье. В этих массивах выявлен ряд проявлений редкометалльной минерализации. Как наиболее перспективный рудный объект рассматривается Азовский участок, располагающийся в западной части Володарского интрузивного массива.

Щелочногранитный магматизм линейных зон активизации проявился в крайней северо-западной части УЩ (пержанский комплекс) и в Центральном Приазовье в мезопротерозое [21]. С ним связаны образования гранитоидной субщелочной и апогранитовой формаций, которые имеют ярко выраженную редкометалльную специализацию (Пержанское месторождение).

Как видно из приведенного материала, в докембрии УЩ можно выделить три металлогенические эпохи: неoarхейская (Au, Fe, Cr, Mo, Cu, Ni), палеопротерозойская (Fe, Au, U, Nb, Ta, Li, TR, Mo, P) и мезопротерозойская (U, Ti, V, Be, Zr, Nb, TR, Sn, Mo и др.). В неoarхейской эпохе наибольшая рудная продуктивность магматизма проявилась в первичных гранит-зеленокаменных поясах; в палеопротерозойской — в областях тектоно-термальнопереработанных архейских кратонов, орогенов и коллизионных зон; в мезопротерозойской — в сложных плутонах. Закономерности размещения рудных объектов, связанных с проявлением магматизма в докембрии УЩ, близки к единому плану, установленному на других древних платформах. В пределах архейских кратонов наиболее перспективными объектами на выявление масштабной минерализации Au, Fe, Cr, Mo и других металлов являются зеленокаменные структуры. В этой связи актуально проведение дальнейших исследований по их типизации и сопоставлению с подобными структурами в более изученных регионах. Минерагенический потенциал протерозойских подвижных поясов масштабен и разнообразен. В областях тектоно-термальнопереработанных архейских кратонов наблюдается сочетание "первичной" — архейской (Fe, Au, графит) и "наложенной" металлогении (U, TR). В СФЗ, являющихся собственно протерозойскими образованиями, локализуется масштабная минерализация Fe, U, Au, Li, Ta, Nb и других элементов. Для заключительной стадии развития подвижных поясов (СФЗ активизированных областей и блоков, линейных зон активизации) характерна масштабная минерализация Ti, V, Sc, P, редких и редкоземельных металлов. Эти особенности металлогении докембрия УЩ нашли отражение в издаваемой в текущем году "Комплексній металогенічній карті України" масштаба 1 : 500 000, при создании которой использованы геологические, структурно-формационные [10], пометалльные металлогенические и прогнозные карты с оценкой прогнозных ресурсов всех видов твердых полезных ископаемых.

1. Бабинін О. К., Гурський Д. С., Яценко Г. М. Нові дані про Клишівське родовище золота // Мінер. ресурси України. — 1997. — № 3. — С. 7–10.
2. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Бакаржиев А. Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. — Киев: Наук. думка, 1995. — 396 с.
3. Бочай Л. В., Галецкий Л. С., Кулиш Е. А. и др. Карта золотоносности Украины. — 1:1500 000: Объясн. зап. — Киев: Геоинформ, 1998. — 101 с.
4. Верхольяд В. М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 34–47.
5. Войновський А. С., Гурський Д. С., Калінін В. І. та ін. Стан та основні напрямки прогнозно-мінерагеничних досліджень в Україні // Мінер. ресурси України. — 1999. — № 3. — С. 2–4.
6. Войновський А. С., Котляр Б. Б. О перспективах молибденоносности Устиновского массива (по данным литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния) // Геол. журн. — 1988. — № 6. — С. 59–65.
7. Гурський Д. С., Калінін В. І., Лебідь М. І. та ін. Закономірності розміщення родовищ твердих корисних копалин на території України // Мінер. ресурси України. — 1998. — № 1. — С. 15–19.
8. Загнітко В. Н., Кривдик С. Г., Легкова Г. В., Бартицкий Е. Н. Геохронология, петрология и рудоносность щелочных массивов Украинского щита // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. — М.: Наука, 1993. — С. 27–38.
9. Загнітко В. М., Монахов В. С., Великанов Ю. Ф. Мінералогічні та ізотопно-геохімічні фактори формування Клишівського золоторудного родовища // Мінерал. журн. — 1999. — 21, № 4. — С. 45–56.
10. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. — 1:500 000: Объясн. зап. — Киев: Госкомгеологии Украины; Минвуз УССР; Львов. ун-т, 1991. — 116 с.
11. Кравченко Г. Л. Новые данные о рудопроявлении золота в бассейне р. Буртичия и вещественном составе вмещающих его пород (Западное Приазовье) // Геол. журн. — 1992. — № 4. — С. 110–120.

12. Кулиш Е. А., Войновский А. С., Бочай Л. В. и др. Геодинамика и минерагения Украинского щита и его фанерозойского обрамления // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлоген. совещ. с участием иностр. специалистов. — Иркутск, 1998. — С. 293–294.
13. Мельничук Э. В., Гурский Д. С., Павлюк В. Н., Яроцук М. А. Проявление гипергенного золота в Побужском районе Украинского щита // Геол. журн. — 1992. — № 4. — С. 126–129.
14. Нечаев С. В., Макивчук О. Ф., Белых Н. А. и др. Новый редкометальный район Украинского щита // Там же. — 1991. — № 4. — С. 119–122.
15. Петько В. Н., Корниченко А. И., Кирьянов Н. Н. и др. Новые данные о геологическом строении и рудоносности Чертомлыкской зеленокаменной структуры Среднего Приднепровья // Там же. — 1994. — № 3. — С. 76–84.
16. Степанюк Л. М., Бибикина Е. В., Клайсен Стефан, Скобелев В. М. Sm-Nd изотопная система в породах западной части Украинского щита // Минерал. журн. — 1998. — 20, № 4. — С. 72–79.
17. Степанюк Л. М., Гринченко О. В., Загітко В. М., Бартицкий Е. М. Уран-свинцевий вік жильних гранітоїдів Середнього Побужжя // Допов. НАН України. — 1996. — № 11. — С. 129–133.
18. Щербак Д. Н., Скобелев В. М., Верховляд В. М. Изотопный возраст гранитов рапакиви Коростенского и Новомиргородского плутонов Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1987. — № 7. — С. 38–44.
19. Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко И. Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 74–88.
20. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Возраст осадочно-вулканогенных формаций Восточно-Анновской полосы // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1980. — № 2. — С. 30–35.
21. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
22. Щербак Н. П., Бартицкий Е. Н. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 3–24.
23. Stein H. I., Markey R. I., Sundblad K. et al. $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ ages for molybdenites from the Maiske and Sergeevske Au Deposits, Ukraine // Геофиз. журн. — 1998. — 20, № 4. — С. 114–117.

Геолком Украины, Киев

Поступила 27.01.2000

"Геоинформ" Геолкома Украины, Киев

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев

Гос. науч. центр радиогеохимии окружающей среды НАН Украины, Киев

Киев. ун-т им. Тараса Шевченко, Киев

РЕЗЮМЕ. За даними регіональних металогенічних досліджень останніх років виділено рудогенні магматичні комплекси всіх етапів розвитку Українського щита і визначено їх металогенічну спеціалізацію. Розглянуто основні металогенічні епохи ендегенного рудоутворення, що проявились в докембрії щита в зв'язку з формуванням магматичних комплексів та поєднанням з ними метасоматозом.

SUMMARY. Ore-bearing magmatic complexes for all development stages of the Ukrainian Shield have been identified on the basis of the analysis of data obtained from regional metallogenic investigations. Metallogenic specialization of the complexes is determined. Main metallogenic epochs of the endogenic ore formation observed in the Precambrian of the Ukrainian Shield as a result of formation of magmatic complexes and metasomatism associated with them are analyzed.

УДК 550.93(477.4)

Н. П. Щербак, А. Н. Пономаренко**Возрастная последовательность процессов
вулканизма и гранитоидного магматизма
Украинского щита**

Рассмотрена временная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма в докембрии Северо-Западного, Днестровско-Бугского, Росинско-Тикичского, Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков Украинского щита. Выделены главные геотектонические этапы его формирования.

Выявление объективной возрастной последовательности и корреляция процессов вулканизма и гранитоидного магматизма основаны на следующих принципах: 1) строение Украинского щита (УЩ) блоковое; 2) изотопный возраст магматических пород установлен по реперным изотопным датам; 3) время проявления вулканизма отвечает нижним, а синтетектонического гранитообразования — верхним стратиграфическим подразделениям докембрия; 4) синхронность процессов гранитообразования и вулканизма, проявленная в сопредельных блоках, указывает на время существования в прошлом единой геологической области или единого микроконтинента. В связи с этим возникает необходимость на основе возрастной корреляции магматических процессов уточнить геохронологические рубежи стратиграфической схемы УЩ.

Блоковое строение УЩ разделяется большинством исследователей. Однако на вопрос сколько мегаблоков реально выделяется на площади щита и какие главные критерии их выделения среди геологов, петрологов, тектонистов, стратиграфов и геохронологов нет единого ответа. В строении щита существуют блоки разных порядков, или рангов. Между крупными блоками имеются существенные различия по вещественным, структурным, стратиграфическим и другим признакам. Эти различия между мелкими блоками, которых насчитывается до 20, менее значительны [1]. Если говорить о крупных блоках с четкими геологическими границами, на сегодня имеется три варианта выделения их на щите — пять, шесть и восемь мегаблоков. Нами принята концепция шестиблоковой структуры — Северо-Западный, Росинско-Тикичский, Днестровско-Бугский, Ингуло-Ингулецкий, Среднеприднепровский и Приазовский мегаблоки.

Для возрастной корреляции использованы только реперные изотопные даты, фиксирующие конкретные геологические события, и эти определения возраста имеют однозначную интерпретацию. Как уже отмечалось [3], реперные изотопные даты отвечают двум главным условиям: 1) минералы, используемые для датирования (чаще всего циркон), должны иметь четкую генетическую привязку к геологическим процессам; 2) в изотопно-методическом отношении реперные даты чаще всего определяются уран-свинцовым изохронным методом, реже — двумя или тремя изотопными методами по сосуществующим минералам. Следует подчеркнуть, что если в 1988 г. по докембрию щита [2] насчитывалось около 2500 датировок, полученных всеми изотопными методами, то на долю реперных приходилось 56. Через 10 лет, к 1999 г. всех датировок насчитывалось >3500, а реперных — всего 159. Объясняется это тем, что методология получения реперных дат включает комплекс геологических, петрологических, минералогических и изотопно-геохимических исследований и этот процесс длительный. В связи с этим необходимо отметить, что

© Н. П. Щербак, А. Н. Пономаренко, 2000

из почти ста различных стратиграфических подразделений докембрия УЩ (стратиграфическая схема УЩ) в настоящее время, к сожалению, менее половины охарактеризованы реперными изотопными датами, хотя эти исследования целенаправленно проводятся уже давно.

Выделение стратиграфических подразделений — серий, толщ, комплексов — в стратиграфической схеме докембрия УЩ базируется на установлении нижних и верхних возрастных рубежей. Нижние рубежи этих подразделений датируются по процессам седиментации и вулканизма. К сожалению для полициклических образований установление времени седиментации практически невозможно, хотя для этих целей есть два метода. Первый — это так называемый метод "кластогенных меток", когда нижний возрастной предел формирования конкретной толщи датируется уран-свинцовым изохронным методом по кластогенным радиоактивным минералам. Но разрыв во времени между возрастом области сноса и началом формирования толщи может быть значительным. Второй метод — модельное самарий-неодимовое определение осадочных или магматических образований. Но этот метод имеет много ограничений, так как самарий-неодимовые системы не всегда устойчивы к наложенным процессам, которые связаны с метаморфическими и метасоматическими преобразованиями кристаллических пород.

Для определения нижних возрастных границ стратиграфических подразделений докембрия используют преимущественно вулканиды, особенно слабо измененные наложенными геологическими процессами. К ним относятся вулканиды зеленокаменных структур и эффузивно-осадочные толщи. Верхние возрастные рубежи стратиграфических подразделений докембрия УЩ чаще всего определяют по гранитам ультраметаморфического генезиса. Они отвечают этапам синтетектонического гранитообразования. Что же касается образования интрузивных, дифференцированных плутонов, то их внедрение или формирование может быть существенно оторвано от времени образования стратифицированных толщ, среди которых они находятся.

Синхронность и периодизация по времени проявления процессов вулканизма и гранитоидного магматизма постулируется близостью геологических обстановок в конкретные геологические этапы формирования породных ассоциаций, находящихся в смежных или соседних блоках УЩ. Иными словами, независимо от генетического источника гранитообразования — вулканоплутонические, ультраметаморфические процессы, геологические и тектонические условия кристаллизации породных ассоциаций близкие. Исходя из этого можно предположить, что блоки, в настоящее время разобщенные шовными зонами, глубинными разломами, грабенами, выполненными эффузивно-осадочными толщами, могли быть едиными геологическими структурами, едиными геологическими регионами, микроконтинентами в прошлом, т. е. в момент одинаковой геологической ситуации, когда шло образование или формирование близких по составу и возрасту магматических пород, независимо от их генезиса или первоисточника.

Рассматривая возрастную последовательность процессов гранитообразования и вулканизма мегаблоков, основное внимание уделим сопоставлению времени проявления магматических событий между соседними блоками (Ингуло-Ингулецкий мегаблок исключен из рассмотрения из-за ограниченного количества реперных дат).

Приазовский мегаблок. В архее в нем, включая Орехово-Павлоградскую зону, проявилось пять этапов гранитоидного магматизма (от диоритов до щелочных гранитов) и два этапа вулканизма (андезиты) (табл. 1; рис. 1). Периодичность этапов гранитообразования составляет 200–300 млн лет.

Палеоархейские тоналиты новопавловского комплекса ассоциируют с ультрабазиитами, метабазиитами и эндербитами и рассекаются аплитоидными гранитами мезоархейского возраста (рис. 2). Возраст тоналитов установлен уран-свинцовым изохронным и ионно-ионным [4] методами по сингенетичному циркону, отличающемуся повышенным содержанием урана. Тоналиты испытали локальные метаморфические преобразования в условиях высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Что же касается возраста метабазитов и ульт-

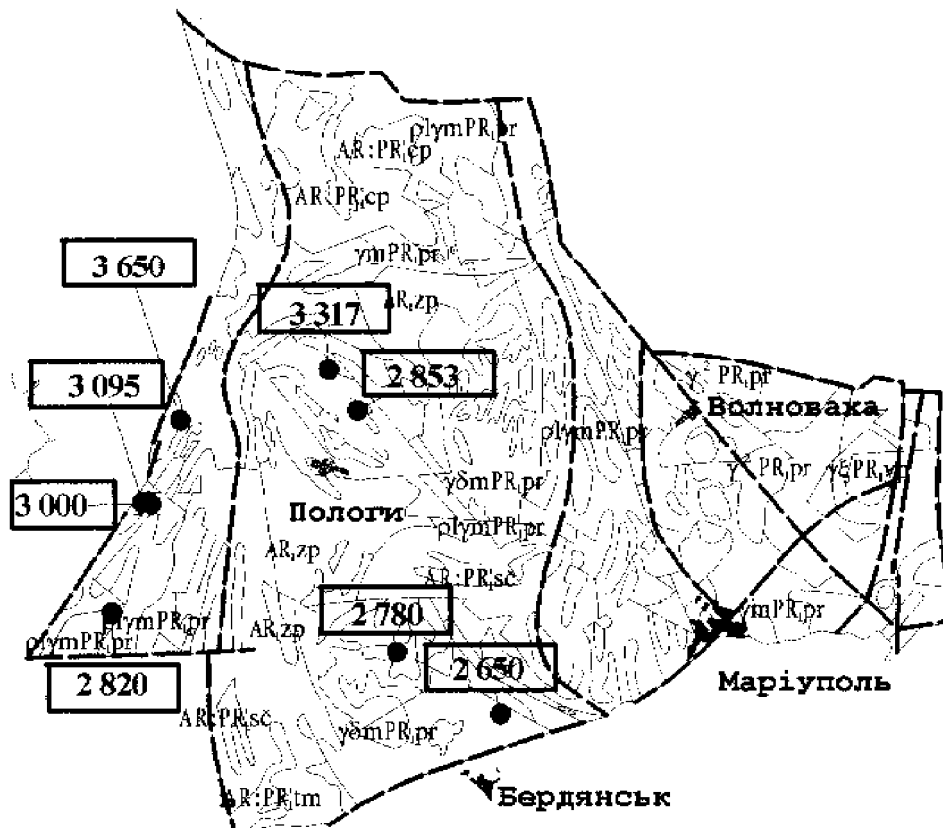


Рис. 1. Схема размещения реперных изотопных дат в Приазовском мегаблоке. Цифры на рисунке (здесь и далее) — возраст пород, млн лет. Символы пород соответствуют принятым для Геологической карты УЩ, м-6 1:1 000 000

рабазитов, то этот вопрос остается открытым. В пироксенитах встречается циркон, который по всем признакам аналогичен циркону тоналитов.

Добропольский интрузивный комплекс, венчающий формирование косивцевской зеленокаменной толщи, представлен кварцевыми диоритами, генетическая природа которых близка тоналитам новопавловского комплекса. Новогоровские метаандезиты и дациты, видимо, принадлежат к единой вулcano-плутонической ассоциации возрастом 3000–3100 млн лет; возраст метаандезитов гуляйпольской

Таблица 1. Периодизация процессов гранитоидного магматизма и вулканизма в палео- и мезозархее Приазовского мегаблока

Порода	Стратиграфическое подразделение	Возраст, млн лет	
		гранито-образования	вулканизма
Тоналит	Новопавловский ультрабазит-базит-тоналитовый комплекс	3650	—
Диорит кварцевый	Добропольский комплекс	3317	—
Метаандезит	Новогоровская толща	—	3095
Диорит	Новогоровская вулcano-плутоническая ассоциация	3000	—
Метаандезит	Гуляйпольская свита	—	2853
Плагиогранит	Шевченковский комплекс	2780	—
Кварцевый сиенит	Старобогдановский комплекс	2820	—
Аплит	Дайка в породах осипенковской свиты	2650	—

Рис. 2. Схематический геологический разрез новопавловского комплекса: 1 — пироксениты, перидотиты; 2 — плагиограниты тоналит-грандиоритового ряда; 3 — амфиболиты и кристаллосланцы с гранатом и пироксеном; 4 — эндербиты; 5 — плагиограниты шевченковского комплекса; 6 — серпентиниты; 7 — габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро-пироксениты; 8 — аплиты микроклиновые и плагиоклазовые

свиты 2850 млн лет. В это же время проявились диориты и плагиограниты шевченковского и кварцевые сиениты старобогдановского комплексов.

Стабилизация западной части Приазовского мегаблока завершилась 2650 млн лет назад внедрением даек гранитоидов, рвущих метаморфические образования осипенковской толщи, что соответствует геохронологическому рубежу AR-PR.

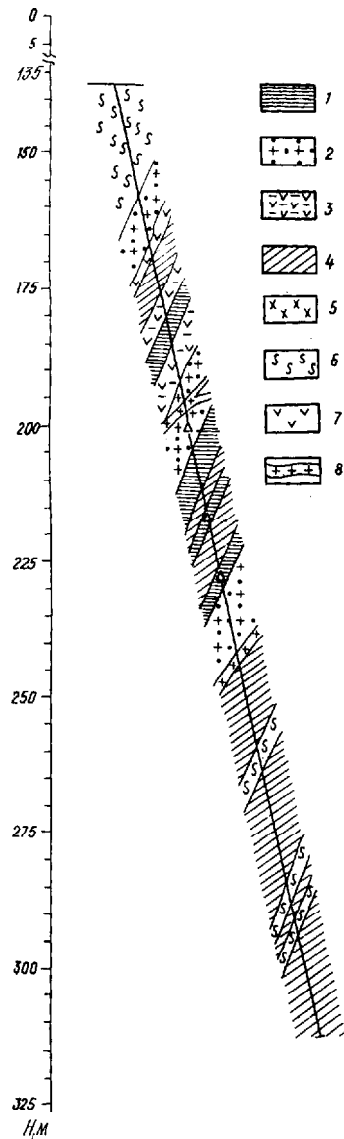
В палеопротерозое (2100–1800 млн лет) Приазовья реперными изотопными датами охарактеризованы породы черниговского (2100 млн лет), октябрьского (1790 млн лет), анадольского, обиточненского (2050 млн лет), каменногогильского и южнокальчикского (1800 млн лет) комплексов.

Среднеприднепровский мегаблок. Процессы вулканизма и гранитоидного магматизма тут проявлялись многократно (табл. 2; рис. 3), однако следует выделить две закономерные особенности, касающиеся связи гранитоидного магматизма и вулканизма.

Метадациты сурской свиты и гранитоиды первой фазы сурского комплекса, а также метариолиты чертомлыкской свиты и тоналиты сурского комплекса второй фазы синхронны. Их возраст составляет соответственно 3170 и 3140 млн лет. Синхронно с вулканидами соленовской свиты конкской серии проявился диорит-гранодиоритовый и плагиогранитный магматизм Софиевской и Александровской структур. Однако диорит-гранодиориты александровского комплекса являются продуктом дифференциации глубоководных основных магм, а вулканиды соленовской свиты тесно связаны с вулканоплутонической ассоциацией конкской серии. Об этом свидетельствуют как геологические, так и геохимические данные (см. с. 111–117 настоящего номера).

Следует подчеркнуть, что вулканоплутонические и ультраметаморфические гранитоиды, как и вулканиды, имеют решающее значение при возрастном сопоставлении. Что же касается гранитоидов александровского, софиевского, токовского, мокромосковского интрузивных комплексов и вмещающих толщ, то их формирование разорвано во времени. В качестве примера рассмотрим дифференцированный александровский комплекс (рис. 4), в строении которого принимают участие магматические породы от ультрабазитового до диорит-гранодиоритового состава. Комагматичность этих образований подтверждается распределением редкоземельных элементов, изотопным составом неодима и стронция. Разница в возрасте вмещающих пород и гранитоидов александровского комплекса существенная, тогда как метавулканиды и гранитоиды сурского комплекса синхронны и когенетичны.

Названные интрузивные комплексы, проявившиеся в интервале времени от 3050 до 2800 млн лет, знаменуют этап стабилизации Среднеприднепровского мегаблока. К сожалению, мы не можем точно определить длительность формирования вулканоплутонических ассоциаций, входящих в состав конкской серии, по той причине, что нет надежных датировок коматиит-толеитовых формаций, составляющих низы этих



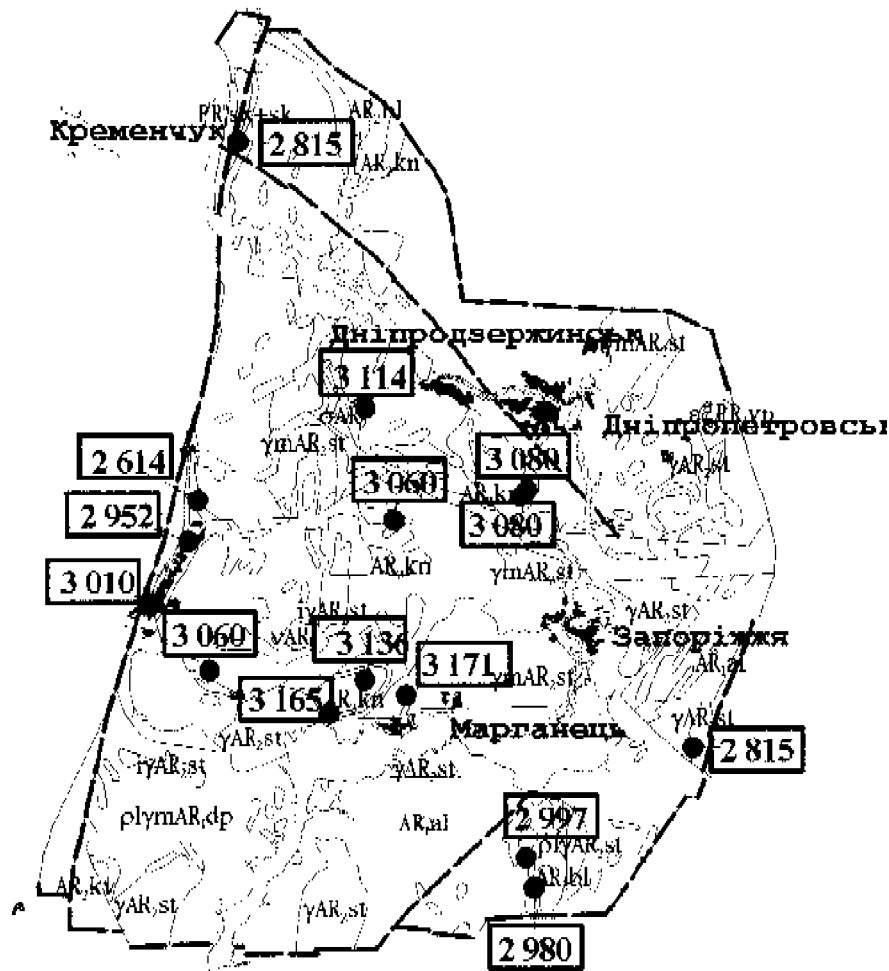


Рис. 3. Схема размещения реперных изотопных дат в Среднеприднепровском мегаблоке

разрезов серии. Но если принять, что сурская свита формировалась синхронно с кислыми вулканитами, возрастом от 3170 до 3050 млн лет, то продолжительность формирования конкской серии составляет 120 млн лет.

Сопоставив реперные даты процессов вулканизма и гранитообразования (табл. 1, 2) архейского этапа вулканогенно-плутонических ассоциаций (ВПА) Среднего Приднепровья и Западного Приазовья, можно сделать следующие выводы:

1. Геологическая история формирования ВПА Среднеприднепровского мегаблока относится к мезоархейской эре с геохронологическими рубежами 3170–3050 млн лет. Не исключено, что нижние рубежи более древние, так как отсутствуют датировки пород коматиит-толеитовой формации сурской свиты конкской серии. Тектоническая активизация, сопровождающаяся внедрением токовских и мокромосковских гранитов, замыкает собой рубеж мезоархея.

2. Конкская и Новогоровская ВПА синхронны, но по полноте геологического разреза и длительности формирования первая более представительна. В западной части Приазовского мегаблока после формирования и консолидации Новогоровской структуры в отдельных тектонических зонах проявился вулканизм и в неорхее (гуляйпольская свита — 2850 млн лет). Полная консолидация архейской ассоциации пород Западного Приазовья завершилась 2650 млн лет назад.

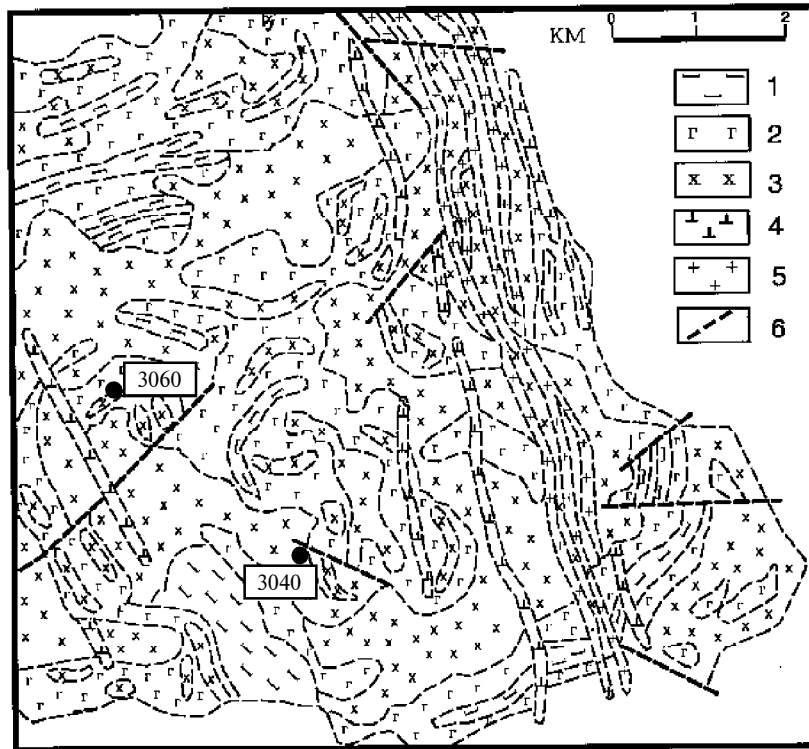


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Александровского интрузива: 1 — перидотиты и пироксениты; 2 — нориты, габбро-нориты, габбро; 3 — диориты, гранодиориты и плагиограниты; 4 — диабазы; 5 — аплиты; 6 — тектонические разломы

3. Трассирующими или связующими геохронологическими рубежами вулканизма и гранитоидного магматизма Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков являются 3000, 2800, 2600 млн лет. Это дает основание считать, что Среднеприднепровский мегаблок и западная часть Приазовского до 2600 млн лет представляли единый микроконтинент, который тектонически раскололся на рубеже архея и протерозоя, образуя межблоковую Орехово-Павлоградскую тектоническую зону.

Днестровско-Бугский и Росинско-Тикичский мегаблоки. Эти два мегаблока пока недостаточно охарактеризованы реперными датировками из-за определенных трудностей. Это прежде всего касается первого, где многократно проявились метаморфи-

Таблица 2. Периодизация процессов гранитоидного магматизма и вулканизма в мезо- и неорхее Среднеприднепровского мегаблока (3200–2600 млн лет)

Порода	Стратиграфическое подразделение	Возраст, млн лет	
		гранитообразования	вулканизма
Метадацит	Сурская свита	—	3165
Гранит	Сурский комплекс (1-ая фаза)	3171	—
Метариолит	Чертомлыкская свита	—	3136
Тоналит	Сурский комплекс (2-ая фаза)	3140	—
Метариолит-дацит	Соленовская свита	—	3080
Тоналит	Сурский комплекс (3-я фаза)	3050	—
Диорит-гранодиорит	Александровский комплекс	3060	—
Плагиогранит	Софиевский комплекс	3060	—
Тоналит	Саксаганский комплекс	3010–2952	—
Метариодацит	Белозерская серия	—	2997
Метариолит	" "	—	2980
Гранит	Токовский комплекс	2815	—
	Мокромосковский комплекс	2815	—
Плагиогранит	Анновский комплекс	2614	—

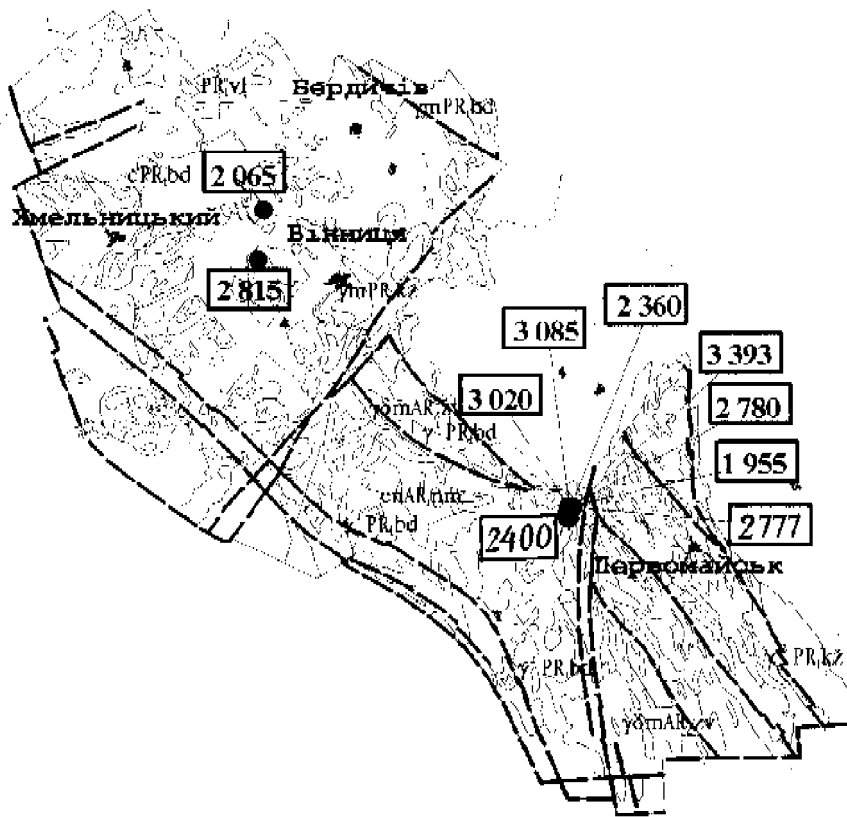


Рис. 5. Схема размещения реперных изотопных дат в Днестровско-Бугском мегаблоке

ческие процессы, существенно изменившие первичные породы. Затруднения с датированием пород Днестровско-Бугского мегаблока связаны и с тем, что самый надежный и устойчивый к наложенным процессам минерал — циркон, также существенно изменен. Уран-свинцовая система в цирконе может быть восстановлена с помощью изохронных методов, если этот минерал подвергался одноактному изменению. А если циркон обрастает генерациями разного возраста, то остается только один метод — точечные измерения изотопного состава с помощью масс-спектрометра на вторичных ионах в зонах регенерации. К сожалению, в Украине этих масс-спектрометров нет. В небольшом объеме такие исследования выполнены в зарубежных лабораториях.

Древнейшая дата (3400 млн лет) (табл. 3; рис. 5, 6) получена по цирконам из эндербит-гнейсов Побужья. В этой породе присутствует не менее трех разновидностей циркона. Удалось выделить наиболее древнюю генерацию циркона, которая по всем минералого-геохимическим характеристикам принадлежит протолиту тоналитового состава возрастом >3400 млн лет. Но в этих эндербит-гнейсах часто присутствуют ксенолиты метальтрабазитов и метабазитов, которые явно древнее тоналитов.

Первично магматические породы тоналит-грандьемитового состава этого блока не менее трех раз подвергались метаморфическим преобразованиям в условиях высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций — 3100, 2800, 2000 млн лет [3]. Геологическими наблюдениями установлено, что метаморфизм возрастом ~2800 млн лет имеет локальный характер, часто приуроченный к узким линейным зонам, что четко наблюдается в ряде карьеров Побужья. Характерно, что к этому этапу формирования породных ассоциаций приурочены интрузивные эндербиты и чарнокиты.

В Росинско-Тикичском мегаблоке древнейшими являются метабазальтоиды с небольшими телами метагабброидов. По данным ряда авторов [5], в разрезе володар-

ско-белоцерковской толщи росинско-тикичской серии metabазальтоиды имеют существенное значение. На долю этих пород приходится не менее одной трети всей мощности толщи.

Мы пока не имеем полного разреза росинско-тикичской серии и поэтому отнесение ее к зеленокаменным ассоциациям является условным. Да и метаморфизм этих образований происходит в более высокотемпературной термодинамической обстановке, чем зеленосланцевая фация. Тем не менее по имеющимся скудным реперным датировкам намечаются возрастные рубежи ее формирования. Базальтоидный магматизм — 2700–2800 млн лет и гранитообразование — 2600–2500 млн лет. Эти рубежи указывают на продолжительность формирования росинско-тикичской серии в неоархее.

В целом по сопредельным Днестровско-Бугскому и Росинско-Тикичскому мегаблокам определена последовательность геологических событий в архее и протерозое (табл. 4). Из этого сопоставления видно, что палео- и мезоархейские образования в Росинско-Тикичском мегаблоке достоверно не установлены. Поэтому логичнее предположить, что началом формирования Росинско-Тикичского мегаблока были вулканогенные и осадочные процессы, формирующие росинско-тикичскую серию. Не исключено, что возрастными аналогами росинско-тикичской серии в центральной части Днестровско-Бугского мегаблока были образования бугской серии (кошаро-александровская свита). Но основная территория этого мегаблока в неоархее испытывала тектоно-метаморфические преобразования, сопровождающиеся процессами чарнокитизации и эндербитизации.

В палеопротерозое в Днестровско-Бугском и Росинско-Тикичском мегаблоках гранитообразование происходило синхронно (бердичевский и звенигородский комплексы) — 2140–2000 млн лет. Эти данные в соответствии с четвертым постулатом свидетельствуют о том, что в палеопротерозое Днестровско-Бугский и Росинско-Тикичский мегаблоки были единым регионом.

Таблица 3. Реперные изотопные даты процессов палеовулканизма, гранитообразования и метаморфизма Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского мегаблоков

Породы	Стратиграфическое подразделение	Изотопный возраст, млн лет		
		гранитообразования	палеовулканизма	метаморфизма
Кристаллосланцы двупироксеновые	Дайковый комплекс	—	—	1955–2000
Кварцевый диорит	Звенигородский комплекс	2140–2000	—	—
Бердичевский гранит	Бердичевский комплекс	2090–2040	—	—
Кристаллосланцы пироксеновые	Дайковый комплекс	—	2360	—
Аплит-пегматоидный гранит	Савранский комплекс	2400	—	—
Мигматит порфиرو-бластический	Тетиевский комплекс	2487	—	—
	То же	2615	—	—
	"	2590	—	—
Габбро-амфиболит	Юрьевский комплекс	—	2582	—
	То же	—	2695	—
Кристаллосланцы двупироксеновые	Днестровско-бугская серия	—	2777	—
Гранатовый гранулит	Литинский комплекс	—	—	2780
Эндербит	То же	2815	—	—
антипертитовый Эндербит-гнейс тоналитового состава	Гайворонский комплекс	—	—	3050
	То же	—	—	3085
	"	3393	—	—

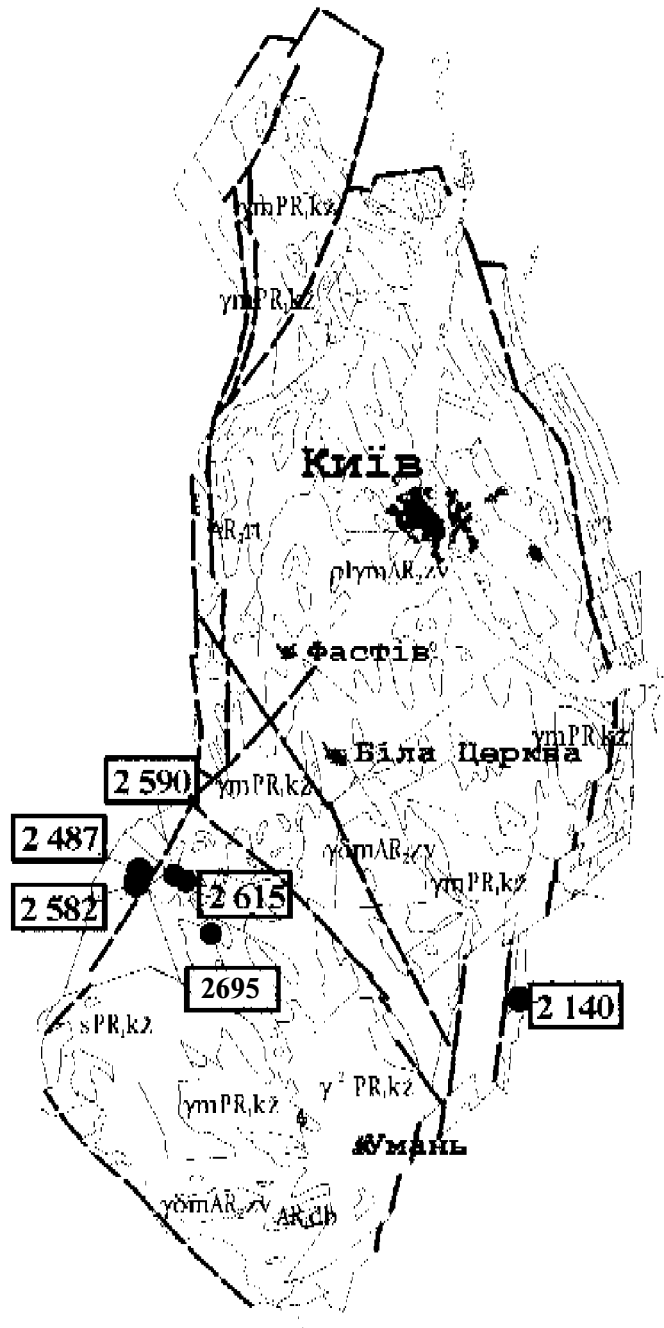


Рис. 6. Схема размещения реперных изотопных дат в Росинско-Тикичском мегаблоке

Северо-Западный, или Волынский мегаблок. Он является наиболее благоприятным для реперного изотопного датирования геологических процессов.

Протерозойские структурные подразделения — тетеревская, клесовская, топильнянская серии — содержат слабоизмененные вулканиты, а в гранитоидных комплексах всегда присутствуют радиоактивные акцессорные минералы, отличающиеся хорошей сохранностью. В табл. 5 и на рис. 7 приведена последовательность геологических событий, установленных на основании реперного изотопного датирования процессов вулканизма и гранитоидного магматизма.

Нижний возрастной рубеж тетеревской серии может быть определен как интервал времени между стабилизацией росинско-тикичской серии и началом седиментации васьильевской свиты тетеревской серии. Этот промежуток времени составляет 2600–2400 млн лет. Изотопный возраст 2400 млн лет — это вулканы новоград-волинской толщи, ниже которых расположена преимущественно седиментогенная васьильевская свита. Верхний возрастной рубеж знаменует образование ранней фазы плагиигранитоидов кировоград-житомирского комплекса — 2080 млн лет.

Следующая породная вулканоплутоническая ассоциация представлена клесовской серией, нижний возрастной рубеж которой отвечает проявлению кислых вулкаников (2020), а верхний — этапу формирования осницкого комплекса гранитоидов (1990 млн лет). Длительность формирования клесовско-осницкого ВПА — 30 млн лет, т. е. меньше по сравнению с продолжительностью формирования ВПА архея.

Третья ВПА Волинского мегаблока представлена кислыми вулканиками вильчанской толщи и гранитоидами коростенского комплекса. Ее возраст 1770–1760 млн лет. Самые молодые вулканы представлены кварцевыми порфирами нижнезбраньковской свиты. Их возраст 1750 млн лет. Что же касается субплатформенных образований толкачевской свиты, полеской и волинской серий, то установление их возраста — это особая проблема, решение которой требует определенных геолого-петрологических и изотопно-геохимических исследований.

Главные этапы формирования структуры Украинского щита. В геологической истории формирования структуры УЩ в докембрии на основании реперных датировок вулкаников и гранитоидов отчетливо выделяется пять крупных этапов — палеоархей, мезоархей, неоархей, палеопротерозой-I и палеопротерозой-II.

К *палеоархею* (3700–3400 млн лет) относятся древнейшие образования докембрия УЩ, представленные породами новопавловского комплекса. По петрохимическим расчетам В. Л. Бойко [4], средний состав разреза пород этого комплекса отвечает метабазиту, тогда как в западной части щита древнейшие породы представлены эндербит-гнейсами тоналитового состава. Если предположить, что эндербит-гнейсы являются составным элементом днестровско-бугской серии, а новопавловский комплекс, аульская и западноприазовская серии их возрастным эквивалентом, то ранняя кора западной и восточной части единого палеоконтинента различаются по составу. Это явление можно объяснить различным глубинным строением западной и восточной частей палеоконтинента, а именно, существованием в "новопавловское" вре-

Таблица 4. Последовательность геологических событий по реперным датам в мегаблоках

Время, млн лет	Днестровско-Бугский		Росинско-Тикичский	
	Процесс	Время, млн лет	Процесс	Время, млн лет
2000–1900	Метаморфизм в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации, метаморфические преобразования дайковых пород основного состава	2000	Метаморфизм в условиях амфиболитовой фации	
2090–2040	Формирование гранитоидов бердичевского комплекса	2140–2000	Формирование гранитоидов звенигородского комплекса	
2300	Регрессивный метаморфизм (бугская серия)	—	—	
2360	Внедрение даек основного состава	—	—	
2400	Гранитоидный магматизм (майский комплекс)	2600–2500	Образование гранитоидов тетиевского комплекса	
2800–2700	Становление чарнокитоидов литинского комплекса, локальный метаморфизм в условиях гранулитовой фации	2800–2700	Формирование вулканоплутонической ассоциации (росинско-тикичская серия)	
3200–3100	Региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации	?	?	
3600–3400	Формирование ультрабазит-базит-тоналитовой ассоциации	?	?	

сандровский и софиевский. В западной части УЩ к завершающему этапу мезоархея относятся чарнокит-эндербиты литинского комплекса.

Геологические образования *неоархея* (2800–2600 млн лет) представлены фрагментами росинско-тикичской серии среди гранитоидов тетиевского комплекса в западной части УЩ и вулканитами гуляйпольской свиты в Приазовье. О тектонической истории формирования росинско-тикичской серии судить трудно из-за интенсивной переработки их в связи с протерозойской гранитизацией. Но сохранившиеся гранитоиды тетиевского комплекса, развивающиеся по метабазитам росинско-тикичской серии, позволяют говорить о верхней границе образований этой серии — 2550–2600 млн лет.

Не исключено, что образование росинско-тикичской серии связано с проявлением рифтогенеза в восточной части Днестровско-Бугского мегаблока. Возможен и другой вариант — образование пород росинско-тикичской серии за счет переработки пород днестровско-бугской серии. Данная проблема еще ожидает своего решения. Она актуальна и имеет важное металлогеническое значение, так как зеленокаменные ассоциации возрастом 2800–2600 млн лет на других щитах перспективны на благородные металлы.

К *палеопротерозою-I* (2600–2000 млн лет) относится формирование крупных впадин, выполненных эффузивно-осадочными породами, метаморфизованными в различных термодинамических условиях — Криворожско-Кременчугская, Ингуло-Ингулецкая, Тетеревская. Доля вулканитов в объеме криворожской, тетеревской, ингуло-ингулецкой серий невелика, но для установления возраста они очень важны.

В скелеватской свите криворожской серии установлены обломочные породы и акцессорные радиоактивные минералы, являющиеся продуктом разрушения зеленокаменных пород. Возраст этих образований 2800–3000 млн лет.

Вулканиты тетеревской серии датируются возрастом 2400 млн лет. Возраст нижних рубежей этих впадин 2400–2800 млн лет. Возраст верхней границы формирования — 2080 млн лет — синтетонические граниты кировоград-житомирского комплекса.

Таким образом, длительность формирования впадин — ~500 млн лет. Образование этих впадин, по геофизическим данным (с. 57–76), связано со значительным погружением слоя Мохо, утолщением земной коры.

К *палеопротерозою-II* (2020–1750 млн лет) относится формирование двух вулканоплутонических ассоциаций Вольнского блока — клесовско-осницкой (2020–1990) и вильчанско-коростенской (1770–1760 млн лет). Длительность формирования протерозойских вулканоплутонических ассоциаций в несколько раз меньше подобных образований архея. Синхронность глубинных осницких гранитов и ультраметаморфических кировоград-житомирских позволяет предположить, что глубинные процессы, давшие гранитоиды осницкого комплекса, были источником тепла для ультраметаморфических об-

Таблица 5. Последовательность геологических событий в Северо-Западном мегаблоке

Порода	Стратиграфическое подразделение	Процесс	Возраст, млн лет
Кварцевый порфирит	Овручская серия, нижнезбраньковская свита	Вулканизм	1745
Диабазовый порфирит	Коростенский комплекс	"	1760
Гранит пержанский	" "	Метасоматоз	1760
Гранит лезниковский	" "	Магматизм	1760
Лабрадорит (2-ая фаза)	" "	"	1760
Анортозит (1-ая фаза)	" "	"	1800
Рапакиви	" "	"	1770
Кварцевый порфир	Вильчанская толща	Вулканизм	1770
Метапорфирит	Клесовская серия	"	1970
Гранит	Кировоград-житомирский комплекс	Магматизм	1990
	Осницкий комплекс	"	1990
Лептит	Клесовская серия	Вулканизм	2020
Гранодиорит	Шепетовский комплекс	Магматизм	2030
Плагиогранит	Кировоград-житомирский комплекс	"	2080
Метавулканит	Новоград-вольнская толща	Вулканизм	2400
	Тетеревская серия	Седиментация	>2400

разований кировоград-житомирского комплекса. Этим, возможно, объясняется исключительно длительная история формирования протерозойских впадин — до 500 млн лет. Завершение формирования Волынского блока знаменуется образованием кварцевых порфиров збраньковской свиты и седиментацией, которые привели к формированию субплатформенных толщ толкачевской свиты овручской серии.

В заключение отметим, что на основании реперно-изотопного датирования предлагается внести следующие уточнения в геохронологические рубежи стратиграфической схемы и наметить основные этапы формирования докембрия УЩ.

1. В архее необходимо установить рубеж между нео- и мезоархеем — 2800 млн лет, что отвечает Международной шкале геологического времени [6]. Эта граница проявлена следующими геологическими событиями: а) в это время происходила интенсивная консолидация площадей в Западном Приазовье, Среднеприднепровском, Днестровско-Бугском мегаблоках, что выразилось в интенсивном проявлении гранитоидного магматизма, давшего гранитоиды шевченковского, мокромосковского, токовского и других комплексов архея — 2800–2850 млн лет; б) проявление вулканической деятельности в низах росинско-тикичской серии и гуляйпольской свиты — 2800–2850 млн лет; в) верхние возрастные рубежи неоархея отвечают возрасту формирования тетиевского комплекса 2500–2600 млн лет и процессов седиментации васильевской свиты тетеревской серии.

2. Рубеж 3400 млн лет в Днестровско-Бугском мегаблоке соответствует формированию эндербито-гнейсов, в Западном Приазовье — гранулитовому метаморфизму новопавловского комплекса. В соответствии с Международной шкалой геологического времени эти события следует отнести к палеоархейской эре, верхняя возрастная граница которой 3200 млн лет, что убедительно обосновано в архейских блоках УЩ.

Таким образом, деление архея УЩ полностью соответствует Международной шкале геологического времени с такими верхними рубежами: палеоархей — 3200, мезоархей — 2800, неоархей — 2500.

Намечены главные геотектонические этапы формирования УЩ: *палеоархей* (3700–3400 млн лет) — образование единого палеоконтинента базит-тоналит-трондьемитового состава, метаморфизованного в условиях гранулитовой фации; площадь этого палеоконтинента составляла 70 % современной территории щита; *мезоархей* (3200–2800) — формирование конкской и белозерской зеленокаменных структур восточной части континента и гранулитовых поясов в западной его части; *неоархей* (2800–2600) — формирование росинско-тикичской зеленокаменной ассоциации в центре континента и синхронное образование гранулитовых поясов в западной и восточной частях; *палеопротерозой* (2600–1700 млн лет) — образование крупных грабенов — Ингуло-Ингулецкого, Тетеревского, и крупных шовных зон — Орехово-Павлоградской, Криворожско-Кременчугской, а также образование разломов между отдельными блоками.

1. Калев Г. И., Глевасский Е. Б., Димитров Г. Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. — Киев: Наук. думка, 1984. — 238 с.
2. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 140 с.
3. Щербак Н. П., Бартицкий Е. Н. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 3–24.
4. Щербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Бибикина Е. В. и др. Ранняя кора Украинского щита // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 122–150.
5. Щербак Н. П., Есипчук К. Е., Берзенин Б. З. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1985. — 167 с.
6. Plumb K. A., James H. L. Subdivision of precambrian time: recommendation and suggestions by the subcommission on precambrian stratigraphy // Precamb. Res. — 1986. — 32. — P. 65–92.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев

Поступила 27.01.2000

РЕЗЮМЕ. Розглянуто часову послідовність процесів вулканізму та гранітоїдного магматизму в докембрії Північно-Західного, Дністровсько-Бузького, Росинсько-Тикицького, Середньопридніпровського і Приазовського мегаблоків. Показано головні геотектонічні етапи формування Українського щита.

SUMMARY. Time sequence of processes of volcanism and granitoid magmatism in the Precambrian of the North-Western, Dniester-Bug, Rosin-Tikich, Middle-Dnieper and Priazovian megablocks is the subject of this paper. Main geotectonic stages in formation of the Ukrainian Shield are described.

УДК 551.71/72 (477)

К. Е. Есипчук, А. Б. Бобров**Некоторые проблемы геологии
раннего докембрия Украинского щита**

Рассмотрены периодизация раннего докембрия, проблема формирования гранит-зеленокаменных областей и гранулит-гнейсовых поясов, осадконакопление и развитие органической жизни в докембрии, а также глубина эрозионного среза Украинского щита. Предложена новая геохронологическая шкала докембрия, а также оригинальная модель формирования гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов.

Наиболее длительный раннедокембрийский этап геологической истории (4250–1600 млн лет) характеризуется некоторыми специфическими особенностями, а сведения о протекавших в то время геологических процессах не всегда и не всеми воспринимаются как объективная реальность. Поэтому большинство этих сведений целесообразно рассматривать с альтернативных позиций, допуская несколько возможных вариантов геологических событий и условий их проявления. Тем не менее следует признать, что за прошедшее столетие в познании геологии раннего докембрия произошли колоссальные сдвиги, связанные с общим прогрессом человечества, бурным развитием науки и техники, совершенствованием методологии научных исследований. Отметим наиболее существенные достижения в сфере познания геологии докембрия вообще и раннего докембрия Украинского щита (УЩ): 1. Разработана стратиграфическая шкала раннего докембрия, базирующаяся на комплексе геологических, петрологических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований. 2. Изучено глубинное строение Земли в целом и земной коры Украины на основе геофизических, геологических, геохимических и петролого-экспериментальных исследований. 3. Определены время и условия образования горных пород и минералов, представляющих ранние стадии формирования земной коры, на основании использования современных прецизионных физических и физико-химических методов познания минерального вещества Земли и других планет. 4. Создана новая глобальная тектоника, включающая тектонику мобильных литосферных плит, плюмажей или активных горячих точек и основанная на обобщении данных о составе и строении земной коры и верхней мантии в пределах континентов и океанов, на трансформации этих закономерностей в глубь геологической истории, вплоть до раннедокембрийского времени.

Геологические модели формирования отдельных сегментов земной коры, разработанные на основе этих достижений и детального картирования территорий докембрийских кратонов, впечатляют многими аспектами: красотой и богатством человеческой фантазии, отражающими в определенной мере красоту и богатство самой природы; обилием фактического материала и высокими возможностями его полевых и лабораторных исследований; логичностью и фундаментальностью научных обобщений разного плана. И вместе с тем мы сплошь и рядом сталкиваемся с моделями и построениями, не согласующимися друг с другом, а зачастую и взаимоотрицающими друг друга. Нередко это происходит из-за субъективного толкования имеющихся фактов, сознательного или неосознанного игнорирования некоторых из них или придания особой, незаслуженно большой роли другим. Чаще же этих фактов просто недостаточно для построения объективной, безальтернативной модели. Ниже мы остановимся на наиболее существенных проблемах геологии

раннего докембрия УЩ и рассмотрим некоторые из уже ранее предложенных, а также возможные пути их решения.

Периодизация и создание общей геохронологической шкалы раннего докембрия. Известно несколько подходов к периодизации геологической истории, в особенности наиболее длительного ее отрезка — докембрийского. Наиболее общепринятый подход основан на выделении в геологической истории крупных тектонических событий, периодов тектонической и магматической активности, чередующихся с периодами эпейрогенических движений — сравнительно медленных опусканий и поднятий, сопровождаемых накоплением вулканического и осадочного материала на более древних складчатых комплексах. Такие периоды тектономагматической активности, проявившиеся в пределах разных геотектонических структур и даже континентов, нередко совпадают во времени, что позволяет наметить в докембрии несколько важных возрастных рубежей, пригодных для межрегиональных корреляций. К числу таких практически общепризнанных рубежей относятся границы архея и протерозоя (2500–2600), палео- и мезопротерозоя (1600–1700), время особенно интенсивного проявления гранитообразующих процессов внутри палеопротерозоя (1900–2000), граница между мезо- и неогархеем (2900–3000 млн лет), фиксирующая начало заложения позднеархейских зеленокаменных поясов.

Глобальные тектонические движения являются главной причиной строгой упорядоченности геологической истории. Вместе с тем их характер меняется от места к месту и с течением геологического времени: в одних участках земной коры они могут проявляться в виде вертикальных движений, в других — горизонтальных перемещений, которые могут вести к сжатию и соответствующим деформациям, скучиванию земной коры, поддвиганию одной литосферной плиты под другую, либо же к растяжению и рифтообразованию. Кроме глобальных, общепланетарных, в разных участках земной коры широко проявляются региональные тектонические движения, которые определяются геологическими факторами более низких порядков. В итоге глобальные движения создают как бы общий фон, на который накладывается весьма прихотливый и изменчивый региональный узор. Расшифровка, снятие этого узора и выявление глобальных тектонических событий представляет сложную, но весьма важную задачу. Она решается путем исследования особенностей тектонических деформаций и их типов, последовательности их проявления, характера смены в разрезе и по латерали геологических формаций, проявлений магматизма и метаморфизма, определения изотопными методами возраста горных пород, фиксирующих определенные этапы геологической истории (время проявления инициального или завершающего тектономагматические циклы магматизма, метаморфизма, а иногда и осадкообразования).

Литологический или формационный подход к расчленению, периодизации докембрия базируется в первую очередь на изучении вещественного состава стратифицируемых толщ и получении дополнительной информации для восстановления палеогеографических и формационных условий их накопления, тектонического режима, в процессе которого они накопились и испытали последующие преобразования. Данные о различии состава разновозрастных слоистых толщ докембрия позволили разработать представления об общей эволюции литогенеза в истории Земли, о закономерностях распределения по разрезу докембрия вулканических пород разного состава, древних кор выветривания, железисто-кремнистых и карбонатных пород, грубообломочных осадков. Примером использования формационных исследований в стратиграфии докембрия могут служить работы львовских геологов-докембристов, одна из которых публикуется в настоящем выпуске (см. с. 103–110).

Выделим первостепенные задачи в литолого-формационном исследовании докембрийских вулканогенно-осадочных толщ УЩ: 1) исследование характера контактов пород разного состава; выявление плоскостей первичного напластования и отличие вторичной полосчатости, наложенных плоскостных текстур от первичной слоистости; 2) выявление петрологических, минералогических и геохимических критериев различия метаморфических пород одинакового или сходного

состава, относящихся к разновозрастным стратиграфическим подразделениям; 3) выявление надвиговых, шарьяжных тектонических структур, "сдвоенных слоев", опрокинутого залегания в сложных послойных разрезах и восстановление первичного напластования; 4) установление структурных и стратиграфических несогласий между разновозрастными метаморфическими толщами при условии их вторичного структурно-метаморфического согласования; 5) составление опорных разрезов выделяемых стратиграфических подразделений с фиксацией границ между ними и установление главных геологических рубежей; 6) восстановление первичного состава глубоко метаморфизованных, мигматизированных и гранитизированных пород на основе их минерального и химического состава, структурных и текстурных особенностей, условий залегания, взаимоотношений с другими породами и пр.; 7) выявление вулканических и плутонических пород с четким пространственно-временным положением и первичными минеральными ассоциациями, пригодными для изотопного датирования; получение реперных датировок.

Третий подход к построению общей геохронологической шкалы называется хронометрическим и базируется на закономерной ритмичности, цикличности геологических процессов, обусловленной в первую очередь обращением Солнечной системы вокруг центра Галактики, а также некоторыми другими факторами. Проблемой глобальной ритмичности геологических процессов занимались многие исследователи, связывая эволюцию земной коры и мантии с циклами разной периодичности: от 26–33 до 300–500 млн лет [3, 8]. Так, Ю. А. Балашов [17], систематизировав более 7000 определений возраста различных пород (начиная с 4300 млн лет), пришел к выводу, что наибольшее значение для формирования земной и лунной коры имела периодичность проявления близкого по типу магматизма с интервалами в 100 млн лет. Объясняет он эту закономерность в первую очередь влиянием космического фактора и кинематикой Земли как планеты.

А. Е. Куликович [6] предложил и математически обосновал периодический закон исторической геологии, который заключается в следующем: "События геологической истории (тектонические движения, смена физико-географических обстановок, явления магматизма и вулканизма, формирование и переформирование месторождений полезных ископаемых, существенные переломы в развитии органического мира и пр.) протекают на фоне поступательного процесса циклично с правильной периодичностью, обусловленной обращением Солнечной системы вокруг центра Галактики. Специфика этих событий в значительной степени контролируется календарными подразделениями галактического года". Наиболее крупной единицей периодичности в системе, предложенной А. Е. Куликовичем, является время полного обращения оси солнечной орбиты вокруг центра Галактики — 1056 млн лет. Последующие более дробные ритмы кратны этой основополагающей единице: 528, 352, 176, 44, 22, 11 млн лет. Однако границы между подразделениями геохронологической шкалы А. Е. Куликович выбирает не произвольно, а рекомендует устанавливать эмпирически, на основании достоверных геологических и геохронологических фактов.

Предложенный вариант расчета геохронологической шкалы нельзя признать вполне совершенным, ибо он опирается только на один фактор, пусть даже наиболее существенный, — обращение Солнечной системы вокруг центра Галактики. Вне всякого сомнения, на периодичности проявления глобальных геологических процессов определенным образом сказываются и другие факторы: взаимоотношение космических тел внутри самой Солнечной системы, внутренняя энергетика Земли и пр., учесть которые не так просто. Однако значение созданной на этих принципах теоретической геохронологической шкалы несомненно, ибо она способствует совершенствованию эмпирической геохронологической шкалы, базирующейся на литолого-формационном и тектоническом подходах.

Ранее [14] в Украине было принято двучленное деление архея и протерозоя с основными геохронологическими рубежами 4600 ± 200 , 3000 ± 100 , 2600 ± 100 , 1650 ± 50 и $(650-680) \pm 20$ млн лет. Таким образом, принималась следующая длительность эонов (млн лет): ранний архей — 1600; поздний архей — 400; ранний протерозой — 950; поздний протерозой — 1000. Обратим внимание на соизмери-

мость длительности двух последних эонов и резкое различие между собой и протерозоем архейских отрезков геологической истории. В последней стратиграфической схеме докембрия УЩ [5] было принято уже трехчленное деление архея и протерозоя с геохронологическими рубежами 3400, 3200, 2600, 2000 и 1700 млн лет. Следовательно, длительность эонов принималась следующей (млн лет): палеоархей — 600; мезоархей — 200; неоархей — 600; палеопротерозой — 600; мезопротерозой — 250; неопротерозой — 1100. В этой шкале привлекает внимание соизмеримость длительности палео- и неоархея, а также палеопротерозоя (по 600 млн лет), резко сокращенная (200–250) продолжительность мезоархея и мезопротерозоя и несоизмеримо большая, по сравнению с ними, продолжительность неопротерозоя (1100 млн лет).

В Международной геологической шкале приняты следующие главные геохронологические рубежи: 3200, 2800, 2500, 1600, 1000 млн лет. Длительность эонов составляет: палеоархей — 500; мезоархей — 400; неоархей — 300; палеопротерозой — 900; мезопротерозой — 600; неопротерозой — 400 млн лет. Длительность протерозойских эонов примерно в 1,5 раза больше, чем архейских, а внутри каждого акрона наоборот — все более поздние эоны значительно короче предыдущих. Не вдаваясь глубоко в анализ правил построения общей геохронологической шкалы, следует все же безоговорочно признать, что временные отрезки, соответствующие глобальным стратиграфическим подразделениям одного ранга, должны быть соизмеримы, а определенное изменение их длительности, обусловленное скорее всего космическими факторами или изменением размеров и кинематики Земли, обязательно будет закономерным. Этому требованию не удовлетворяют ни старая, ни новая шкала докембрия УЩ, и следует признать, что выделение в ней мезоархея и мезопротерозоя с указанными границами ошибочно.

Чтобы устранить это противоречие, нами выносятся на обсуждение следующая геохронологическая шкала докембрия (таблица). В ней предлагается четырехчленное деление архея и протерозоя, устраняются перечисленные выше противоречия. Увеличение длительности эонов от катархея до фанерозоя можно объяснить незначительным расширением Земли. Правда, возникают некоторые трудности с обоснованием части возрастных рубежей в пределах УЩ. Это в определенной мере касается всех докембрийских кратонов и связано с несовпадением времени проявления одних и тех же процессов в пределах разных докембрийских регионов. Предлагаемая шкала глобальных геологических событий является общепланетарной. В указанные интервалы времени происходили резкие изменения установившегося до этого равновесия в системе Земля — Космос, как бы запускался новый механизм эндогенных процессов в связи с перестройкой конвективных ячеек в

мантии, начиналось интенсивное проявление глубинного магматизма, активное перемещение плит и связанные с этим тектонические деформации, метаморфизм, смена характера осадконакопления и пр. Естественно, что на времени конкретного проявления этих процессов в пределах отдельных сегментов земной коры сказывалось много других, как бы второстепенных факторов, ускоряющих или замедляющих эти процессы, а иногда и вовсе не допускающих их проявление (мощность земной коры и всей литосферы; особенности состава и состояние верхней мантии, а возможно и более глубинных сфер Земли; размеры, особенности строения и форма литосферных

Общая геохронологическая шкала докембрия

Геохронологические рубежи, млн лет	Эоны и их длительность, млн лет
570	
	Неопротерозой-II — 530
1100	
	Неопротерозой-I — 500
1600	
	Мезопротерозой — 450
2050	
	Палеопротерозой — 450
2500	
	Неоархей — 450
2950	
	Мезоархей — 450
3400	
	Палеоархей — 450
3850	
	Катархей — 400
4250	

плит и пр.). Со временем, возможно, пользуясь этой шкалой и конкретными геологическими фактами, мы научимся определенно судить о ходе многих процессов в земной коре, которые сейчас нам кажутся лишь в той или иной мере вероятными.

Пространственные и временные соотношения гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых ареалов. Эти два типа породных ассоциаций, характеризующиеся прежде всего резко различной степенью метаморфизма, а также составом и строением, наиболее типичны для всех докембрийских кратонов и проблема их соотношения является одной из ключевых для всей докембрийской геологии. Решается она уже на протяжении нескольких десятилетий, но по-прежнему остается дискуссионной. Как показало обсуждение ее на петрологическом семинаре в Институте геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины (ноябрь 1999 г.), среди наших ученых прежде всего отсутствует согласованное определение понятий, входящих в эту проблему. Выделяемые последнее время реликты зеленокаменных поясов в Приазовье [2, 4] И. Б. Щербаков [15], Б. Г. Яковлев и другие исследователи принимают за диафторированные гнейсо-гранулитовые ассоциации; в Среднем Приднепровье разрезы вулканогенно-осадочного генезиса криворожской палеопротерозойской серии, сложенные преимущественно железисто-кремнистыми формациями, сопоставляются с неоархейской белозерской серией, образующей одну из типичных зеленокаменных структур (такого же мнения придерживается и один из авторов данной статьи); побужские гранулитовые ассоциации некоторые исследователи склонны рассматривать как бывшие зеленокаменные, претерпевшие впоследствии более высокотемпературный метаморфизм. Это очевидные примеры нежелания или неумения искать общий подход к решению проблемы, который в других регионах давно уже наметился.

Мнение о том, что области ареального гранулитового метаморфизма представляют собой выведенные на поверхность средние части земной коры (так называемый гранулит-базитовый, или диоритовый слой), а зеленокаменные пояса относятся к вышележащему слою земной коры, давно устарело. Не найдя широкой поддержки и мнение о том, что архейские зеленокаменные толщи или хотя бы низы их разреза представляют собой реликты архейской океанической коры. Этому противоречит ряд геофизических и геохимических данных. Многие считают, что гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные ареалы, находящиеся в настоящее время на одном уровне эрозионного среза, относятся к блокам земной коры, пережившим принципиально различную геологическую историю. При этом они могут быть разновозрастными и разновозрастными, причем гранулит-гнейсовые пояса могут быть как древнее, так и моложе древних гранит-зеленокаменных областей. Однако в большинстве случаев отмечается синхронность развития тех и других: палео- и мезоархейским гранулит-гнейсовым поясам с проявлением высокоградийентного метаморфизма отвечают ранние гранит-зеленокаменные области, а неоархейским гранулит-гнейсовым ареалам с низкоградийентным метаморфизмом — "молодые" гранит-зеленокаменные области.

Рассмотрим стадии образования типичного гранулит-гнейсового комплекса на примере Нижнего Побужья, включающего Савранское рудное поле и Майское золоторудное месторождение. Можно выделить, по крайней мере, пять последовательных этапов формирования тектонической структуры этого района. С начальным этапом связано накопление достаточно мощной вулканогенно-осадочной толщи бугской серии в пределах изометричных или овальных ареалов их первичного распространения. В этот период образуются ранние складчатые структуры (F_1), формирование которых можно считать синхронным диафторезу в условиях амфиболитовой фации, наложенному на гранулитовые ассоциации более древней днестровско-бугской серии. Простирание осевых линий складок субширотное, что подчеркивается конфигурацией ареалов распространения высокоглиноземисто-кварцитово-кварцовой формации. Тектогенез этого этапа выражен конформной ориентацией продуктов метаморфической дифференциации (шлиров, полос метаморфических сегрегаций) с элементами ранних форм структурного парагенеза (совпадающих со сланцеватостью S_0 и первичной полосчатостью P_0). Вслед за этим в условиях начальных проявлений ультраметаморфизма начинают формироваться тесно

сжатые крылья крупных изоклиальных складчатых форм, осложненных мелкими асимметричными дополнительными складками разного порядка с субвертикальными шарнирами. Крылья этих складок маркируются прослоями амфиболитов и основных кристаллосланцев с кристаллизационной сланцеватостью (S_1), параллельной осевым линиям ранних (F_1) складчатых форм.

Формирование складчатых форм последующей генерации связано с интенсификацией процессов ультраметаморфизма и формированием небулитовых мигматитов с практически полным исчезновением субстрата. Вначале это привело к деформации складок F_1 складками F_2 , различающимися лишь ориентацией шарниров. Затем произошла переориентировка первичного структурного плана с субширотного на субмеридиональный, что способствовало усложнению рисунка ранних складок за счет деформации их крыльев. Ранние складки (F_1 и F_2) деформируются складками F_3 с субмеридионально ориентированными осевыми линиями. Как правило, эти складчатые формы имеют большой радиус кривизны (до 2–5 км) и либо дугообразно деформируют ранние складки, либо проявлены в их крыльях эшелонированными осложнениями с субпараллельными осевыми линиями. Складки F_3 маркируются участками преимущественной плагиомигматизации супракристалльного субстрата (гиперстеновых гнейсов и кристаллосланцев).

На завершающих этапах мигматизации были проявлены сдвиговые деформации крыльев крупных ранних складок F_3 с образованием флексур F_4 с правым изгибом и субвертикальными шарнирами в широтно ориентированной плоскости. Трансформация пластических деформаций в хрупкие привела к переходу флексур вначале в "правые" сдвиги, сопровождаемые опережающими сколовыми трещинами, а затем (с изменением кинематики блоковых перемещений) — в шарнирные взбросы (сбросы) с горизонтально расположенной осью шарнирного вращения блоков, ориентированной перпендикулярно плоскости сместителя. Наиболее поздние складки F_5 деформируют предыдущие и отличаются относительной простотой (это плавные вздутия с радиусом кривизны в 1,5–2 км), северо-восточной ориентировкой осевых линий, подчеркиваемых мощно проявленным кливажем осевой поверхности, связанным с поперечными к простиранию деформируемых толщ разрывами. Последние зачастую ориентированы веерообразно и направлением своего "схождения" ориентированы в сторону связанных с деформациями этого этапа массивов аляскитовых гранитов.

В развитии зеленокаменных структур, в отличие от гранулит-гнейсовых, ведущая роль принадлежала не тектоническим деформациям, а магматическому процессу. Заложение зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья осуществлялось на консолидированной зрелой коре континентального типа в связи с образованием разноориентированных зон глубинных разломов в процессе рассредоточенного рифтогенеза. Декомпрессия коровых и верхнемантийных уровней фундамента зеленокаменных поясов, вызванная заложением этих разломов, стимулировала процессы плавления, зарождение и всплывание мантийных диапиров (астенолитов). Каналы перемещения мантийных расплавов сопровождались появлением разноуровневых промежуточных магматических очагов, дифференциация в которых и попеременное их дренирование поставляло магматический материал в формирующиеся зеленокаменные трюги.

Начало вулканической деятельности в системе изначально сообщающихся кольцевых зеленокаменных поясов ознаменовалось отделением от апикальных частей воздымающегося диапира первых порций толеитовых расплавов. В образующихся магматических колоннах, в области каналов миграции этих магм, возникают разноуровневые промежуточные камеры, заполненные толеитовыми расплавами с признаками частичного фракционирования при транспортировке. Разогрев вмещающей кислой коры при термальном воздействии высокотемпературных расплавов и удаление их первых порций по зонам глубинных разломов ортогональной ориентировки приводит к декомпрессии и возникновению очагов локального плавления коры на контакте с камерами. Таким образом, толеит-риолитовый гибридный, наблюдающийся при смешивании магм кислого и основного состава, представляется движущей силой формирования расплавов промежуточного андезит-базальтового и андезитового состава. Последующее их удаление из камер вновь

приводит к декомпрессии и формированию уже целиком кислых расплавов. Возрастание энергоемкости воздымающегося мантийного диапира выразилось в антидромном характере магматизма, когда каждая последующая парагенерация (от первой до четвертой) характеризуется большей меланократовостью, чем предыдущая, а стало быть — присутствием в разрезе все большего числа мантийных продуктов. Подобные необратимые эволюционные изменения сопровождались сокращением числа промежуточных камер, минуя которые толеитовые магмы достигали поверхностных бассейнов лавонакопления.

Возрастание энергоемкости мантийного диапира унаследованно продолжается на следующем этапе — при формировании метакоматиит-толеитовой формации. Существенной особенностью петрогенетических процессов при этом являлось возникновение и начало функционирования магматических колонн глубокого заложения, в условиях мощной декомпрессии быстро транслировавших коматиитовые расплавы на поверхность. Появление и участие последних в развитии зеленокаменных поясов существенно изменило внутреннюю структуру формирующихся разрезов. Последние характеризуются полициклической структурой с антидромной последовательностью циклов, образованных метакоматиит-толеитовыми парагенерациями КТ-1 — КТ-2 и КТ-3 — КТ-4, ритмов высоких порядков и составляющих их элементарных породных парагенезисов. Механизм образования подобной упорядоченности объясняется тем, что генерация магматических расплавов на этой стадии происходила пульсационно на фоне продолжающегося роста энергоемкости диапира. Начало каждого такого эпизода, отвечающего за формирование одного целостного вулканического ритма высоких порядков, реализуется в формировании существенно базитовых частей разреза, верхняя часть которых обогащалась прослоями ультрамафитов. Последние сопровождаются синхронным уменьшением в том же направлении и без того небольшого количества пород среднекислого состава, образовавшихся в результате гибридизма в объеме промежуточных камер толеитовой и остатков кислой магм. Многократное повторение этого процесса обусловило полициклическую структуру разреза, а постоянно более мафичный состав верхних слоев — антидромный характер строения как самих ритмов, так и всего разреза. При переходе от парагенерации КТ-1 к КТ-2, а затем от КТ-3 к КТ-4 существенно базитовый характер разрезов сменялся ультрабазитовым, что означало периоды наиболее беспрепятственного, практически без прохождения фаз промежуточных камер, поступления коматиитовых расплавов на поверхность. Последнее требовало максимальной декомпрессии, а следовательно, возникновения (либо приоткрывания) дополнительных разломов-щелей, чему способствовал рифтовый режим развития систем зеленокаменных поясов. Таких крупных пульсаций при накоплении метакоматиит-толеитовой формации было две. Они отвечали двум соответствующим антидромным циклам КТ-1 — КТ-2 и КТ-3 — КТ-4. При этом — последний цикл и каждая последующая парагенерация всегда менее мафичны. Это свидетельствует о сохранении гомодромных тенденций, проявленных в период формирования нижней метадацит-андезит-толеитовой формации и отражающих постепенное медленное истощение энергетического потенциала мантийного диапира. Оно обозначает начало регрессивной ветви развития вслед за явным всплеском активности, прослеживаемым вплоть до фазы развития парагенерации КТ-2. Энергетический регресс диапира хоть и в разных формах, но прослеживается до завершения формирования верхней метадацит-андезитовой формации. Стадия образования последней характеризуется важной специфической чертой — интенсивное перемещение в коре высокотемпературных мантийных расплавов существенно изменило термальное состояние коры. Интенсивный ее прогрев обусловил возникновение многочисленных промежуточных магматических очагов, развивающихся автономно, независимо от способа миграции толеитовых мантийных расплавов. Обилие источников генерации магм среднего и кислого состава способствовало увеличению салических компонентов в разрезе (особенно в его верхних частях) и предопределило общий гомодромный профиль вещественного каркаса метадацит-андезит-толеитовой формации. Накопление к моменту ее формирования мощных толщ предшествующих формаций привело к закупорке каналов лавовых излияний. Исчезновение очагов беспрепятственного поступления лав на поверхность при значительной роли вязких средне-кис-

лых магм обусловили высокий эксплозивный индекс формации и взрывной характер вулканизма этого времени.

Очередной всплеск "возбуждения" мантийного диапира привел к возобновлению генерации ультрамафитовых магм и поступлению их на поверхность. Однако при этом перемещение коматиитовых расплавов происходило в условиях обилия в магматических колоннах промежуточных магматических камер с остатками кислых и средне-кислых расплавов предшествующего этапа. Поэтому, несмотря на видимую ограниченность их взаимодействия, в процессе транспортировки имела место некоторая контаминация коматиитовых магм коровым материалом, обусловившая существенно пироксенитовый состав формирующихся продуктов при резко подчиненной роли перидотитовых и базитовых составляющих. Постепенное затухание процессов магмогенерации к концу рассматриваемого этапа привело к осязательному "раскислению" верхов разреза формирующейся нижней метакоматиитовой формации и смену процессов вулканизма эксгаляционно-гидротермальной деятельностью с сопровождающим синхронным хемогенно-осадочным типом литогенеза. Последующая мощная вспышка магматизма вызвана интенсивным прогревом коровых уровней, сопровождавшимся масштабным плавлением и генерацией вначале средне-кислых, а затем — существенно кислых расплавов, давших начало формированию риодацит-плагиогранитной вулканогенно-плутонической ассоциации (ВПА). Становление последней завершило вулканогенную фазу развития зеленокаменных поясов УЩ, окончательно определив закономерности пространственной локализации и взаимоотношения не только геологических, но и рудных формаций.

Последний этап формирования зеленокаменных поясов связан с мощной структурно-тектонической перестройкой общего стиля их развития и переходом от существенно вулканогенного типа литогенеза к вулканогенно-терригенному. Отличие заключается не только в типе, но и в локализации бассейнов аккумуляции отложений этих периодов. Если на первом этапе вулканизм происходил в достаточно узких трогообразных структурах с последующим расширением бассейнов лавонакопления за пределы трогов, то на втором этапе размеры бассейнов аккумуляции были значительно шире. Последнее приводило к налеганию базальных горизонтов рассматриваемого разреза как на вулканы ранних зеленокаменных поясов, так и на их гранитоидный фундамент. Развитие обоих зеленокаменных комплексов завершается интрузией магм кислого состава. Ранний этап завершается становлением тоналит-плагиогранитной формации (сурский комплекс), поздний — гранитных формаций (токовский, мокромосковский и другие комплексы).

Сопряженное и разномасштабное развитие зеленокаменных и гранулитовых ассоциаций хорошо объяснимо с позиций изменения размеров конвективных ячеек в мантии на протяжении архейского акрона. В основу модели положены представления, впервые изложенные И. Смитом [19]. В зоне восходящего сегмента смежных конвективных ячеек образуется мантийный плюм, а в его кровле в сравнительно маломощной литосфере возникает зона растяжения и рифтообразования. Здесь формируются зеленокаменные пояса. Над нисходящим сегментом происходит проседание и скупивание литосферы, возникает зона сжатия и интенсивного прогрева, ведущая к формированию гранулит-гнейсового пояса. С этих позиций можно по-новому интерпретировать совместное нахождение гранулитовых и разновозрастных зеленокаменных ассоциаций в пределах Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков. Гранулитовые ассоциации этих двух районов синхронны ранним (мезоархейским) зеленокаменным ассоциациям. Они формировались на стадии мелкочаеистой мантийной конвекции, когда в пределах смежных Ингуло-Ингулецкого и Днестровско-Бугского мегаблоков продолжал существовать спокойный в тектоническом отношении амфиболит-гнейсовый литоплент. В неоархее в мантии формируются более крупные конвективные ячейки, соизмеримые по масштабам с рассматриваемыми мегаблоками. Нынешнее Побужье и Приднестровье находились в области нисходящих мантийных струй (образование гранулит-гнейсовых ассоциаций), а Среднее Приднестровье, часть Приазовья и, возможно, Росинско-Тикичский мегаблок — над восходящими мантийными потоками, в зоне растяжения литосферы (формирование неоархейских зеленокаменных ассоциаций). Этим можно объяснить различие в строении и составе зеленокаменных ассоциаций Среднеприднепровского и Росинско-Тикичского районов.

Осадконакопление и развитие органической жизни в докембрии. Этой проблемы мы коснемся очень кратко и лишь в связи с тем, что среди украинских геологов начали развиваться ошибочные представления об отсутствии в раннем докембрии осадконакопления. Изучение раннедокембрийских формаций не только на УЩ, но и в других древнейших кратонах свидетельствует о том, что осадочная оболочка Земли начала формироваться не в позднем протерозое, а еще в раннем архее, не позднее 3500 млн лет назад. Среди древнейших на УЩ образований новопавловской толщи возрастом 3500–3650 млн лет присутствуют железисто-кремнистые и высокоглиноземистые породы, тождественные по составу типичным высокометаморфизованным осадкам.

Установлено, что одни из древнейших на Земле супракрустальные породы формации Исуа в Гренландии, представленные железистыми кварцитами, конгломератами с гальками кварцита, метаморфизованными мергелями, доломитовыми мраморами и метапелитами, формировались в водной среде. Следовательно, уже около 3800 млн лет назад на Земле существовала гидросфера, а судя по изотопии кислорода, раннеархейский океан был еще очень горячим. В кварцитах Западной Австралии обнаружены зерна окатанного циркона, возраст которого 4200 млн лет. Там же в отложениях с возрастом 3500–3300 млн лет выявлены строматолитовые постройки, свидетельствующие о существовании уже в то время живых организмов. В породах, слагающих упомянутую формацию Исуа и имеющих возраст 3800 млн лет, выявлен углерод органического происхождения.

Специалистами, занимающимися проблемой органической жизни на ранних стадиях развития нашей планеты [11, 13], доказано, что уже в раннем архее на Земле появились, по крайней мере, две параллельно развивавшиеся группы примитивных организмов: цианофитные и бактерии. Они еще не имели обособленного клеточного ядра, но уже обладали достаточно развитой системой обмена веществ, способностью к размножению и фотосинтезу, открывшему биогенный путь поступления кислорода в земную гидросферу. Именно биогенный кислород в гидросфере стал реальным геохимическим барьером, который уже в архее способствовал накоплению первых железисто-кремнистых осадков, а в раннем протерозое привел к массовому осаждению железа.

Изотопно-геохимические исследования показали, что еще 4200 млн лет назад в земных условиях появились простейшие эобиотные системы, способные существовать в бескислородной атмосфере. В раннем протерозое в связи с насыщением кислородом гидросферы и появлением его в атмосфере происходит возникновение древнейших эукариот. Последующий переход от ферментативного метаболизма (брожения) к кислородному дыханию привел к появлению *Metaphyta*, пелагических и бентосных *Metazoa*, следы жизнедеятельности которых выявлены в позднерифейских отложениях. Последующая эволюция органической жизни привела к расцвету *Metazoa* на рубеже рифея и венда и, наконец, к "популяционному взрыву" морских скелетообразных беспозвоночных в кембрии.

О глубине эрозионного среза Украинского щита. Эта проблема требует специального глубокого обсуждения, здесь же мы затронем ее лишь в самых общих чертах. Принято считать, что выходящие в настоящее время на поверхность гранулитовые ассоциации, подобные побужским и приазовским, претерпели метаморфизм на глубинах не менее 35–40 км. Следовательно, даже с учетом повышенного геотермического градиента в архее эти блоки должны были бы подвергнуться эрозии не менее, чем на 20 км. Однако возникает вопрос, куда девалась громадная масса образующихся при этом продуктов разрушения. Ни в позднем архее, ни в раннем протерозое в составе геологических формаций, слагающих УЩ и фундамент всей Восточно-Европейской платформы, нет таких мощных терригенных толщ. В осадочно-вулканогенных разрезах зеленокаменных структур Среднего Приднепровья, особенно в составе конкской серии, крайне незначительно распространены осадочные породы, представленные метаалевролитами и сланцами, а грубообломочные осадки (конгломераты, граувакки) достоверно практически не установлены. Вулканиды мезо- и неоархея в Среднем Приднепровье и Приазовье ложатся на палеоархейское гранулит-гнейсовое или амфиболит-гнейсовое основание без базальных обломочных отложений, что позволяет некоторым исследователям допускать, что такого основания вообще не было, а эти вулканиды представляют собой океаническую кору. Правда, такое предположение находится в некотором против-

речи с тем, что разрезы конкской свиты и косивцевской толщи по своему строению, петрохимическому составу и геохимическим характеристикам слагающих их пород весьма далеки от типичных океанических (офиолитовых) ассоциаций. Не проще ли допустить, что на протяжении формирования всех трех архейских эоно-тем не было значительного размыва, не существовало больших гор и разделяющих их достаточно глубоководных впадин-бассейнов. К концу неоархея интенсивность вулканических излияний заметно снизилась и существовавшие в то время прогибы стали заполняться преимущественно терригенными осадками, сносимыми с поднятий, сложенных палео- и мезоархейскими породами. Это подтверждается сравнением разрезов конкской и белозерской серий. И. А. Резанов [10] рассчитал объемы терригенных пород в докембрийских разрезах фундамента Восточно-Европейской платформы и на этом основании пришел к выводу, что средняя скорость эрозии в раннем архее составляла всего 0,1 м/млн лет, в позднем архее она возросла до 1, а в протерозое — до 2 м/млн лет. Рассчитанная им средняя эрозия в архее не превышала 0,5, а в протерозое — 3,5–4 км.

Мнение о неглубокой эрозии архейских гранулитовых комплексов высказывалось и ранее [7, 9]. В связи с этим возник "парадокс архейского метаморфизма" — несоответствие между предполагаемой глубиной погружения и высокими ступенями метаморфизма. Существует несколько вариантов решения этого парадокса. Первый основан на гипотезе расширяющейся Земли [7]. Предполагается, что в начале архея ее радиус был в три раза меньше, сила тяжести — в семь раз больше, а высокое давление, свойственное гранулитовой фации, могло достигаться уже на глубинах 3–5 км. Однако тщательные физико-химические и геохимические расчеты [1] показали невероятность такого громадного расширения. Другая группа исследователей связывает гранулитовый метаморфизм не с глубиной погружения, а с восстановительным режимом, характеризующимся высоким парциальным давлением углекислоты и низким — воды. Третий вариант решения "парадокса архейского метаморфизма" связан с представлением о чрезвычайно плотной и горячей первичной атмосфере Земли, давление и температура которой на границе с твердой оболочкой планеты достигали 500–600 МПа и 600–800 °С [9]. Еще одно решение данного парадокса достигается путем привлечения тектонических факторов: появление на поверхности гранулитовых срезов объясняется не мощной эрозией, а глубинными надвигами [12] или глобальными геодинамическими процессами [16, 18]. Все приведенные выше объяснения "парадокса архейского метаморфизма" (кроме первого) в той или иной мере аргументированы. В комплексе они позволяют согласиться с представлениями о сравнительно небольшой глубине эрозионного среза раннедокембрийских кратонов, в том числе и Украинского щита, измеряемой лишь первыми километрами.

Закключение. Повышенный интерес к геологии докембрия, возникший во второй половине XX в., продолжается. Обусловлен он двумя факторами: 1) чисто практическим — выявлением именно в докембрийских формациях крупнейших месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых; 2) сугубо научным — желанием максимально полно познать закономерности строения и формирования Земли и других планет Солнечной системы, земной коры и слагающих ее минеральных образований, находящихся в сфере постоянного преобразования, геохимического круговорота вот уже на протяжении >4000 млн лет.

В начале становления геологии докембрия в ней господствовал чисто актуалистический и даже униформистский подход к решению возникающих проблем. Ученые не сомневались, что и в раннем докембрии существовали геологические и палеогеографические обстановки, действовали геологические процессы, подобные наблюдаемым в настоящее время и на протяжении более доступного для познания фанерозойского отрезка геологической истории. Допускались и развивались представления о проявлении в докембрии магматических и осадочных процессов, метаморфизма и сложных тектонических деформаций; была распространена и на этот громадный отрезок развития земной коры господствовавшая в то время платформенно-геосинклинальная теория. Однако по мере накопления фактических данных стали появляться высказывания о специфике раннедокембрийского геологического режима развития, для которого предлагались такие названия как нуклеарный, пермобильный, догеосинклинальный, про- и протогоосинклинальный и т.п. Некоторые исследователи стали вообще отрицать возможность проявления в

докембрии процессов осадконакопления, объясняя наблюдаемое разнообразие метаморфических пород следствием метаморфической дифференциации, метасоматических преобразований или даже ядерных превращений и перехода одних элементов в другие. Подобные тенденции наблюдаются и в наше время.

Следует согласиться с тем, что многие докембрийские геологические формации, а следовательно, и условия их образования характеризуются определенной спецификой, обусловленной действующими на Земле и сильно меняющимися со временем внешними и внутренними факторами: параметрами движения Земли как космического тела и влиянием на нее других космических тел; внутренней энергетикой Земли; составом и строением литосферы, гидросферы, атмосферы, биосферы и пр. Однако действующие в пределах планеты физические и химические законы остаются неизменными, а полученные с их учетом геологические наблюдения и экспериментальные данные нельзя не учитывать при всех геологических построениях. Только в тех случаях, когда нельзя объяснить наблюдаемые явления и факты на основе известных теорий, гипотез и представлений, — их следует самым тщательным образом проверить, изучить и лишь потом пытаться объяснить на основе новых представлений и концепций.

1. Барсуков В. Л., Урусов В. С. Фазовые превращения в переходной зоне и нижней мантии и возможные изменения радиуса Земли // Проблемы расширения и пульсации Земли. — М.: Наука, 1984. — С. 34–36.
2. Бобров А. Б., Малюк Б. И., Шпильчак В. А. Метаморфизованные коматииты Приазовского геоблока Украинского щита // Геол. журн. — 1991. — № 1. — С. 92–100.
3. Борукаев И. Б. Проблемы общей геохронологической шкалы докембрия // Геология и геофизика. — 1972. — № 3. — С. 3–14.
4. Глевацкий Е. Б. Зеленокаменные пояса и перспективы поисков золотого оруденения в Приазовье // Минерал. журн. — 1996. — 18, № 4. — С. 72–88.
5. Єсипчук К. Ю., Щербак М. П., Глевацкий Е. Б. та ін. Уточнення кореляційної стратиграфічної схеми докембрію Українського щита // Там же. — 1999. — 21, № 1. — С. 3–18.
6. Куликович А. Е. Периодический закон исторической геологии // История и методология геологических наук. — Киев: Наук. думка, 1985. — С. 33–48.
7. Лишневецкий Э. Н. Эволюция гравитационного поля расширяющейся Земли и некоторые проблемы геологии докембрия // Проблемы расширения и пульсации Земли. — М.: Наука, 1984. — С. 39–45.
8. Панкуль Л. И. Систематика глобальных циклов природных процессов: геологические аспекты. — Алма-Ата: Наука, 1981. — 146 с.
9. Резанов И. А. О физических условиях на поверхности Земли в катархее // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1984. — № 6. — С. 137–139.
10. Резанов И. А. Величина эрозии за историю Земли и природа катархейского метаморфизма // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. — 1989. — 64, вып. 4. — С. 104–113.
11. Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестн. АН СССР. — 1976. — № 1. — С. 126–145.
12. Ступка О. С. О причине появления архейских гранулитовых комплексов на поверхности // Докл. АН СССР. — 1984. — 274, № 3. — С. 684–687.
13. Тимофеев Б. М. Микрофоссилии раннего докембрия. — Л.: Наука, 1982. — 150 с.
14. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
15. Щербаков И. Б. Можно ли называть Приазовье гранит-зеленокаменной областью? // Минерал. журн. — 1999. — 21, № 4. — С. 118–120.
16. Эз В. В. Тектоническая обстановка регионального метаморфизма // Термодинамический режим метаморфизма. — Л.: Наука, 1976. — С. 49–55.
17. Balashov Yu. A. Periodical crustal-mantle events on the Earth, global boundaries and petrological evolution of mantle magmatism in the cycles // Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust. — Moscow: GEOS, 1999. — P. 9–10.
18. Perchuk L. L., Gerya T. V., Krotov A. V. et al. Synchronous dynamics of the Precambrian granulite facies terrains and adjacent cratons // Ibid. — P. 132–133.
19. Smith I. V. The first 800 million years of Earth history // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. — 1981. — 301, N 1461. — P. 401–422.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев
Львов. нац. ун-т им. И. Франко, Львов

Поступила 12.01.2000

РЕЗЮМЕ. Розглянуто періодизацію раннього докембрію, проблеми формування граніт-зеленокам'яних областей і грануліт-гнейсових поясів, осадконакопичення і розвитку органічного життя в докембрії, а також глибини ерозійного зрізу Українського щита. Запропоновано нову геохронологічну шкалу докембрію, а також оригінальну модель формування грануліт-гнейсових і граніт-зеленокам'яних терейнів.

SUMMARY. The paper is concerned with problems of the Early Precambrian periodization, evolution of the granite-greenstone and granulite-gneiss belts, Precambrian sedimentation and organic life evolution, depth of erosion of the Ukrainian Shield. The new geochronological scale of the Precambrian and the original model describing formation of the granite-greenstone and granulite-gneiss terrains are suggested.

УДК 552.3(477.4)

И. Б. Щербаков**Эволюция магматизма Украинского щита**

Схема магматизма Украинского щита основана на геологических и изотопных данных. Большое значение придается гранулитовому фундаменту щита, как питающему источнику корового магматизма; кратко охарактеризованы продукты корового, мантийного и мантийно-корового магматизма. Предполагается, что гнейсовые эндрбиты, составляющие основу гранулитового фундамента, являются результатом палингенной переработки доархейского материала. Эволюция магматизма сопровождалась увеличением привноса в земную кору крупных элементов, прежде всего калия, вероятно, вследствие возбуждения все более глубинных горизонтов верхней мантии. Максимум этого процесса приходится на период 2,0–1,7 млрд лет. За короткий промежуток времени были сформированы почти все гранитоидные комплексы незеленокаменных районов щита. Эволюция магматизма в этих районах осуществлялась в такой последовательности: гнейсо-эндрбиты и базит-ультрабазитовые ассоциации; реоморфические и метасоматические эндрбитоиды; нормальные граниты кировоградско-житомирского типа; монцитонитоиды букинско-новоукраинского типа; рапаквивгранитовые, щелочносиенитовые и щелочные комплексы. Набор комплексов с разной полнотой повторяется во всех незеленокаменных районах щита.

Петрология магматических и ультраметаморфических пород Украинского щита (УЩ) в части их петрографии и формационного анализа достаточно полно освещена в трудах многих поколений отечественных и российских петрографов. Вклад разных исследователей кратко освещен в работе [35]. В данной статье представлена упрощенная схема эволюции магматизма УЩ на основе обобщения существующих представлений разных ученых.

Возрастные ряды магматических и ультраметаморфических комплексов. В докембрийской истории незеленокаменных районов УЩ особо выделяются два наиболее мощных всплеска эндогенной активности, которые выразились в формировании разнообразных комплексов горных пород. Первый этап активности, по мнению Ю. А. Балашова и др. [1], имел место в начальные 500–600 млн лет после образования Земли (3400–3300 млн лет назад), когда произошло фракционирование вещества мантии с удалением элементов с большими ионными радиусами. На втором этапе (2000 ± 100 млн лет назад) на всех докембрийских платформах осуществлялось интенсивное мантийное и коровое породообразование с последовательно нарастающей ролью калия. Вероятно, он также был обусловлен фракционированием мантии, но более глубинных, недеплетированных ее горизонтов. Эти два этапа преимущественно гранитоидного наполнения фиксируют два главных эпизода расширения Земли.

Пользуясь реперными датами, предоставленными автору Н. П. Щербаком, в эволюции земной коры УЩ в первом приближении можно выделить следующие пять рядов магматических и ультраметаморфических комплексов: 1) базит-ультрабазит-эндрбитовый (3650–3400 млн лет); с ним связано становление древнейших эндрбитовых комплексов (новопавловский, гайворонский, славгородский, ташлыкский) и базит-ультрабазитовых ассоциаций (новопавловская, сабаровская, славгородская); 2) эндрбит-плагиогранит-гранодиоритовый (2800–2600); комплексы: тетиевский, литинский, токмакский, шевченковский и др.; 3) гранодиорит-гранитовый (2100–2000); комплексы: уманский, бердичевский, житомирский, кировоградский и др.; 4) габбро-монцитонит-гранитовый и щелочноультраосновный (2000–1950); комплексы: букинский, новоукраинский, хлебодаровский, проскуровский, черниговский и др.; 5) платформенная активизация (1950–1750 млн лет); комплексы: осницкий, пержанский, октябрьский, коростенский и др. Можно заметить,

© И. Б. Щербаков, 2000

что комплексы возрастом ~2000 млн лет находятся вне пределов разрешающей способности радиоизотопных методов, поэтому на первый план при определении их возрастного положения выходят соображения геологического характера [30].

В свое время К. Е. Есипчук взамен проблематичной типизации магматических процессов, основанной на принципах геосинклинальной гипотезы, предложил выделять следующие стадии гранитообразования, основанные на возрастном принципе: эндербит-плагиогранитовую, чарнокит-гранитовую и граносиенит-рапаки-вигранитовую [13]. С появлением новых данных эта перспективная схема заслуживает дальнейшей детализации и сужения временных интервалов магматических процессов.

Гранулитовый "слой" — фундамент УЩ. Каждый из шести традиционно выделяемых на УЩ районов глубоко индивидуален, однако все они имеют одну принципиальную особенность — наличие общего гранулитового фундамента, который поставлял материал для коровых магматических процессов или в зависимости от его реологического состояния служил фильтром для мантийных магм.

В Северо-Западном районе гранулитовый фундамент установлен геофизическими методами на глубине 15–17 км. Мегаксенолиты гранулитового фундамента вынесены магмой Коростенского и Букинского интрузивов. В Росинско-Тикичском районе исходный гранулитовый состав пород подтверждается наличием эрозионных окон (мегаскиалитов, останцов) гранулитовых пород в виде володарской толщи. В Ингуло-Ингулецком районе известны многочисленные выходы гранулитовых пород: эндербиты ташлыкского комплекса; чарнокитоиды Верблюжско-Боквянского массива; толщи пород Правобережного района, непосредственно в выходах южной части Братского синклинория. В Среднеприднепровском районе апогранулитовый генезис дозеленокаменного фундамента подтверждается наличием эрозионных окон в виде славгородской и томаковской толщ, а также ксенолитами, вынесенными внутризеленокаменными интрузиями, например Софиевским плутоном. Днестровско-Бугский и Приазовский районы почти полностью гранулитовые.

Наиболее древние породы установлены в гранулитовых толщах. Палеоархейская базит-ультрабазит-эндербитовая (дозеленокаменная) ассоциация, включающая полосчатые эндербиты гайворонского типа, надежно датирована Н. П. Щербакком с коллегами [31] по породам новопавловской толщи Приазовья. Ее возраст порядка 3650–3400 млн лет; возраст эндербитов Среднего Побужья, определенный Л. М. Степанюком [24] самарий-неодимовым методом, составляет 3800–3500 млн лет. Это позволило снять сомнения в том, что гранулитовая кора в прочих районах имеет столь же древний или близкий возраст. Однако, как показали Н. П. Щербак [31], О. А. Богатиков [8] и другие исследователи, формирование древнейших пород, по крайней мере их метаморфизм, могли происходить неодновременно в разных сегментах коры с разрывом до 500 млн лет.

В 1970–1980-е гг., когда над учеными довлели идеи А. В. Сидоренко, петрографы пытались определить гранулитовые и более поздние образования как типично осадочные толщи. Да и сейчас трудно представить генезис карбонатных, известково-силикатных и других типов пород иначе как осадочный. Новейшие геохронологические данные, полученные самарий-неодимовым методом, также не способствуют решению проблемы. Так, судя по отрицательному значению ϵ_{Nd} , рассчитанному для эндербитов многих районов мира [1], в том числе и для УЩ, эндербиты являются коровыми образованиями, иными словами — первично-осадочными породами, претерпевшими гранулитовый метаморфизм и плавление с формированием палингенных тоналитов и трондьемитов. При таком подходе для образования осадков неизбежно необходим первоисточник в виде еще более древних, вероятно магматических, образований. Существование доархейских пород подтверждают изотопные определения возраста, вплоть до 4300 млн лет. Баланс вещества гранулитовых толщ предполагает, что первичная кора не могла иметь состав более основной, чем андезиты. Облегченный состав кислорода ($\delta^{18}O = 6-7$) характеризует эндербиты как магматические породы, что, впрочем, не противоречит гипотезе палингенеза. Изотопия стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,703-0,706$) также не вполне типична

для магматических пород. Петрографическая характеристика, распределение редкоземельных элементов и возрастные данные позволяют считать основные породы (двупироксеновые кристаллосланцы) и эндербиты генетически разнородными образованиями: первые — мантийные, вторые — коровые. К такому же выводу относительно пород дозеленокаменного комплекса Среднего Приднепровья пришел Л. С. Бородин [9]. С другой стороны, анализируя химический состав эндербитов, нетрудно убедиться, что для большинства оксидов характерна такая же закономерная связь с кремнекислотой, как и для магматических эквивалентов — тоналитов и трондьемитов. От эндербитов по химическому составу существенно не отличаются "серые гнейсы" Среднеприднепровского, плагиогнейсы Росинско-Тикичского и Ингуло-Ингулецкого районов.

Эволюция магматизма в отдельных районах УЩ. Днестровско-Бугский район — классическая область развития чарнокитоидов. Их петрология освещена в многочисленных работах многих современных ученых [35]. В первом приближении в районе можно выделить три главных типа эндербитов: гнейсо-эндербиты гайворонского комплекса; послескладчатые эндербиты ятранского типа; реоморфические купольные эндербиты литинского комплекса.

Эндербиты гайворонского типа развиты в Завальевском блоке Среднего Побужья. Иногда их называют мигматит-эндербитами. Однако такое название к ним вряд ли применимо, так как далеко не всегда удается выделить палеосому и неосому. Это и неудивительно, поскольку гайворонские эндербиты формировались ниже фронта мигматизации, при низком потенциале воды и щелочей. Эндербиты и чарноэндербиты ятранского типа — массивные, средне- и крупнозернистые до пегматоидных породы, знаменуют спад давления и температуры и начало анатектического породообразования во всем гипотетическом разрезе. Они рассекают полосчатые эндербиты и отличаются от последних постоянным дефицитом кварца, свидетельствующим о высоком давлении при породообразовании. Размеры тел измеряются первыми метрами, реже сотнями метров. Массивные эндербитоиды литинского типа распространены преимущественно в подольской части района, где происходило явное понижение *PT*-параметров породообразования. Здесь при достижении критического объема формировались крупные тела реоморфических эндербитоидов, давшие купольные структуры — Литинский и Тывровский купола.

Двупироксеновые кристаллосланцы слагают в среднем 10 % гранулитовых разрезов. Согласно комплексу признаков, это мантийные породы, близкие по составу к океаническим базальтам. Специфику химического состава этих пород, а именно — низкое содержание SiO_2 (45–47 %) и относительно высокое — MgO , достигающее 17 %, впервые отметил И. С. Усенко, задолго до открытия коматиитов. По петрохимическим параметрам они близки к коматиитам, но отличаются от последних дефицитом CaO по сравнению с Al_2O_3 и высоким содержанием TiO_2 . В последнее время геологи пришли к выводу, что среди двупироксеновых кристаллосланцев и родственных им по составу пород выделяются два генетических типа: доскладчатые образования, сингенетичные эндербитам, и дайковые тела. Максимум метаморфизма эндербитовой толщи определяется по парагенезисам минералов двупироксеновых кристаллосланцев и характеризуется такими параметрами: $T = 850\text{ }^\circ\text{C}$; $P = 650\text{--}700\text{ МПа}$. Метаморфизм осуществлялся в несколько фаз, причем максимум приближался к условиям эклогитовой фации, о чем свидетельствуют эклогитоподобные породы, установленные в районе пгт Завалье.

Геохронология эндербитов долгое время была предметом детальных исследований Н. П. Щербака, И. М. Лесной, Л. М. Степанюка, В. М. Скобелева и др. Согласно их данным, возраст наиболее древних эндербитов 3400 млн лет. Гранулитовый метаморфизм осуществлялся несколько позднее и неоднократно. Для некоторых двупироксеновых кристаллосланцев разными авторами получены очень близкие определения возраста — в пределах 2028–1955 млн лет. Почти одновременно С. В. Богданова с соавторами [38] среди аналогичных пород Беларуси выявили еще более молодые, возрастом 1800 млн лет. Эти авторы утверждают, что в Белорусском гранулитовом поясе вообще нет архейских образований. Если время формирования ятранских эндербитов (2000 млн лет) вполне обосновано и совпадает с фор-

мированием в более высоких горизонтах уманских и бердичевских гранитов, то молодой возраст кристаллосланцев требует осмысления.

Для пересмотра представлений о наиболее древнем возрасте гранулитового слоя в целом оснований нет, поскольку и полученные ранее древние датировки и геологические данные подтверждают этот факт. Приходится делать вывод, что одновременно с началом интенсивного гранитообразования в верхней части гранулитовой толщи осуществлялась одна из фаз гранулитового метаморфизма в ее основании. Гипотеза дайкового происхождения основных кристаллосланцев трудно приложима. Поскольку дайки способны формироваться только в достаточно жестком фундаменте, то в период длительной эволюции гранулитового слоя необходимо допустить существование этапа платформенного режима. Направляется вывод, что история формирования гранулитового слоя так же неисчерпаема, как и вся последующая история Земли.

Развитие магматизма в пределах Днестровско-Бугского района после формирования гайворонского комплекса представляется таким: базит-ультрабазитовая ассоциация; бердичевские граниты; литинские эндербиты; житомирские граниты; щелочноультраосновные породы проскуровского комплекса, дайковый комплекс.

Среднебугская базит-ультрабазитовая ассоциация приурочена к Голованевской шовной зоне, отделяющей Днестровско-Бугский район от Ингуло-Ингулецкого. Максимальная концентрация базит-ультрабазитовых тел наблюдается в южной части зоны. Здесь раздел K_2 отсутствует, а мощность коры за счет базит-ультрабазитовых интрузий возрастает до 65 км. Западная часть зоны смещена относительно восточной по вертикали на 10 км, причем, как полагают [18], в верхней части коры устанавливается надвиг западных блоков на Ингуло-Ингулецкий блок. В среднебугской базит-ультрабазитовой ассоциации выделены пять комплексов: два наиболее древних локализованы в гайворонских эндербитах и среди пород днестровско-бугской серии; более молодые приурочены к бугской серии. И в том, и в другом случае они должны быть моложе вмещающих пород. По аналогии с новопавловской толщей Приазовья мы вправе ожидать и на Побужье обнаружение ультрабазитов возрастом не моложе 3400 млн лет. Пока что возраст наиболее древних ультрабазитов Побужья 2700 и 2300 млн лет [23]. Учитывая максимальную насыщенность Голованевской зоны ультрабазитами, следует предположить здесь многократное повторение магматизма. На основании приуроченности к той или иной серии, а также учитывая уровень эрозионного среза, который повышен в средней по простиранию части шовной зоны, можно представить такой порядок внедрения базит-ультрабазитовых комплексов от древних к молодым: сабаровский перидотит-пироксенитовый; ядлово-трактемировский перидотит-пироксенитовый; капитановский дунит-гарцбургит-серпентинитовый; деренюхинский дунит-перидотит-габброноритовый; павловско-тикичский пироксенит-габбровый; павловский перидотит-габброноритовый. Как показали расчеты, породы среднебугской базит-ультрабазитовой ассоциации являются результатом разной степени плавления в разной мере деплетированной мантии.

Кроме проблемы возраста базит-ультрабазитов для Среднего Побужья остаются нерешенными еще две: сохранность первичного минерального состава ультрабазитов при метаморфизме и коматииты. Последняя проблема была поднята в свое время А. Б. Фоминым [25].

Формирование литинского, побужского и бердичевского комплексов происходило почти одновременно, но на разных глубинных уровнях и за счет разных толщ днестровско-бугской серии, чем обусловлен их разный петрографический состав. Петрофондом для реоморфических эндербитоидов литинского комплекса служили в основном полосчатые эндербиты и кристаллосланцы тывровской толщи, что подтверждается наличием ксенолитов этих пород. Возрастное положение литинского комплекса дискуссионно, так как для него получены две реперные даты — 2800 и 2000 млн лет. Согласно устному сообщению И. М. Лесной, новообразованный циркон резко подавлен. Совершенно очевидно, что первая дата отражает возраст субстрата, а вторая — время его ремобилизации. Есть, однако, геологические основания считать, что Литинский купол и подобные ему структуры прорывают

вышележащие бердичевские граниты. Условия формирования литинского комплекса определяются параметрами высокой гранулитовой фации: $T = 680\text{--}720\text{ }^{\circ}\text{C}$; $P = 600\text{--}650\text{ МПа}$, так что в куполе обнажены самые глубинные породы Подольского блока.

Побужский (подольский) комплекс розовых аплит-пегматоидных гранитов, выделенный в свое время Н. П. Щербаком [28] как аллохтонный, сопровождает гранитоиды литинского и бердичевского комплексов и самостоятельного значения, по-видимому, не имеет. Бердичевские граниты (гранодиориты), согласно общему мнению, формировались на месте и за счет гранат-биотитовых гнейсов березнинской толщи, хотя содержат ксенолиты и других пород, возможно бугской серии. Впрочем, последние возрастные данные позволяют считать березнинскую толщу даже аналогом тетеревской серии (устное сообщение Л. М. Степанюка). В распределении пород бердичевского комплекса установлена метаморфическая зональность. В районе г. Чуднов бердичевские граниты совершенно постепенно сменяются нормальными житомирскими гранитами того же двухмиллиардного возраста. Таким образом, бердичевские граниты, вероятно, подстилают житомирские. Однако отдельные проявления бердичевских гранитов в связи с блоковыми подвижками известны значительно севернее Тетеревской зоны разломов.

Если исходить из оценок, полученных на основании изучения метаморфической зональности западной части щита, то всю эту часть, включая Днестровско-Бугский, Росинско-Тикичский и Северо-Западный районы, можно представить в виде плиты, вздернутой на юге на 20–30 км относительно первоначальной позиции, а на севере опущенной, по-видимому, в связи с наложением Волинско-Двинского вулканоплутонического пояса. Одновременно происходило утонение земной коры от 50 на юге до 35 км на севере. На юге обнажены эклогитоподобные, а на севере — породы эпидот-амфиболитовой фации. Даже если учитывать высокое положение раннеархейских геозотерм, все равно различие в эрозионном срезе остается значительным — порядка 10–15 км. Разница в эрозионном срезе прекрасно иллюстрируется наличием группы Фрунзовских аномалий [12]. Они строго продолжают побужские аномалии на юг, но при этом регрессивно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Северо-Западный район принципиально отличается от других районов щита тем, что он представляет собой протоплатформенную область активизации [10, 15]. Район делится на три неравнозначных блока. Можно полагать, что магматизм Новоград-Волинского и Коростенского блоков инициирован зарождением Волинско-Двинского вулканоплутонического пояса и может быть определен как магматизм отраженной свекофеннской активизации. Влияние этой активизации простирается, возможно, до полосы развития житомирских гранитов. С таких позиций можно наметить следующую схему эволюции магматизма Северо-Западного района, частично совпадающую со схемой, разработанной Н. М. Костенко [15], от ранних комплексов к поздним: осницкая габбро-диорит-гранитовая ассоциация с клесовской вулканогенной серией, мухареvский комплекс субщелочных и лейкократовых гранитов, букинский интрузивный, каменский габбро-троктолитовый, дайковый габбро-долеритовый (докоростенский), городницкий щелочных ультрабазитов, коростенский, пержанский редкометалльный и дайковый посткоростенский комплексы. Возраст докоростенских комплексов — ~2000 млн лет. Особый интерес представляют два комплекса — букинский и городницкий.

Букинский комплекс представляет собой перидотит-габбронорит-монцонит-гранитовую ассоциацию расслоенных интрузий со всеми промежуточными петрографическими составляющими, приуроченную к зонам Центрального и Тетеревского разломов [20, 21]. Симптоматическая особенность пород этой ассоциации заключается в существенной роли монцонитоидов в ее составе. Особенности массивов этого комплекса следующие: несогласное залегание, отсутствие признаков деформации, расслоенный характер, горячее воздействие

на вмещающие породы, наличие ксенолитов, в том числе глубокометаморфизованных пород гранулитовой фации. Особенности состава пород: наличие калишпата, иногда кварца и кордиерита во всех видах пород, в том числе основных, высокая степень восстановленности родоначальной магмы. Петрохимические особенности: высокое содержание SiO_2 (57–60 %) при постоянно высоком содержании MgO (51–60 %) и K_2O . Две первые особенности придают породам черты сходства с бонинитами, а третья — с шошонитами. Изотопия стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027\text{--}0,7064$) указывает на мантийный источник и последующую контаминацию магмы коровым веществом, что особенно хорошо прослеживается на примере Варваровского интрузива. Последний сопоставляется с аналогичными интрузивами типа Елань, Садбери, Стиллуотер.

Городницкий комплекс щелочных пород ийолит-мельтейгит-якупирангитового ряда приурочен к пересечению Олевско-Дубровского и Варваровско-Сарненского разломов, к резкому перепаду мощностей земной коры. В нем четко выражены эндоконтактная зона закалки и зона фенитизации. Хромшпинелиды соответствуют мантийным породам, некоторые из них близки к хромитам алмазной ассоциации и лампроитов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703\text{--}0,706$).

Общая особенность магматизма Северо-Западного района, как и других районов щита, заключается в нарастающей роли калия в породах почти всех комплексов.

В *Росинско-Тикичском районе* намечено три этапа магматизма. Время древнейшего магматизма (3310–3060 млн лет) определено по биотит-амфиболовому плаггиогнейсу [23]. Мы рассматриваем эту породу как преобразованный в результате гранитного метаморфизма основной кристаллосланец эндербитовой толщи. Генетическое родство его с эндербитами подтверждается близкими отрицательными значениями ε_{Nd} . Приведенный возраст может быть занижен вследствие наложенного регрессивного метаморфизма. Базит-ультрабазитовая ассоциация в Росинско-Тикичском районе представлена юрьевским габбро-перидотитовым комплексом. По мнению А. Б. Фомина [25], эти породы по составу ничем, кроме наложенного амфиболитового метаморфизма, не отличаются от аналогичных пород Среднего Побужья; их возраст 2600 млн лет (устное сообщение Л. М. Степанюка).

Наиболее древние гранитоиды района составляют тетиевский комплекс диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов возрастом 2650 млн лет [28]. Массивы этих гранитоидов рассекаются порфиридовидными гранитами уманского комплекса и содержат многочисленные ксенолиты пород росинско-тикичской серии, в том числе и гранулиты белоцерковско-володарской толщи. О возможности происхождения этих пород за счет переработки эндербитов кроме близости химического состава свидетельствуют находки клинопироксена в диоритах и реликтовая палеотемпература — 680–700 °С при господстве более низкой температуры.

Звенигородский комплекс издавна фигурирует во всех стратиграфических схемах как один из наиболее древних, хотя датировок древнее 2150 млн лет по нему не имеется. Комплекс сложен тоналитами и плаггиогранитами (трондьемитами), часто переслаивающимися в виде пластовых тел. Геологическая позиция комплекса не ясна. Его аналогом, возможно, является шереметьевский комплекс в Северо-Западном районе. Метаморфические породы, по которым развиваются плаггиогранитоиды, ни по составу, ни по возрасту не коррелируются с породами росинско-тикичской серии и сам комплекс скорее всего следует рассматривать в составе Днестровско-Бугского района.

Массив пород гайсинского (собитового) комплекса служит переходной зоной между чарнокитоидами и уманскими гранитами. Комплекс сложен диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, преобладают последние. В виде ксенолитов в гранитоидах присутствуют породы гранулитовой фации, представленные почти всеми разновидностями днестровско-бугской серии. По породному составу и насыщенности ксенолитами гайсинский комплекс близок к тетиевскому, но возраст его более молодой — 2110 млн лет.

Массив уманских гранитов возрастом ~2000 млн лет вплотную соприка-

сается с полем развития собитов, и даже внешне гайсинские порфиroidные граниты неотличимы от уманских. Уже один этот факт дает основание предполагать общность происхождения гранитоидов обоих комплексов за счет палингенезиса эндербитов. Уманский массив — автохтонный.

Ставищенский комплекс сложен преимущественно серыми среднезернистыми гранитами. Массив в целом автохтонный, но некоторые мелкие массивы, например Антоновский, явно параавтохтонные. Комплекс не датирован.

Возрастная последовательность магматических комплексов района следующая: гайворонский (?), юрьевский базит-ультрабазитовый, тетиевский, гайсинский, ставищенский, уманский. Росинско-Тикичский район в целом тектонически удивительно пассивный. Это — единственный район щита, в котором отсутствуют молодые дайки. Вместе с тем, в гранитоидах этого района зафиксирован гигантский привнос калия, как это выявляется при сопоставлении их с эндербитоидами.

В *Ингуло-Ингулецком районе* по аналогии с другими в качестве древнейших образований рассматриваются породы недавно выделенного ташлыкского комплекса. Эндербиты этого комплекса слабо полосчатые, чередуются с гранатовыми плагиогранитами. Надежных определений возраста эндербитов нет. Есть подозрение, что эндербиты более молодые и близки по возрасту к породам ингуло-ингулецкой серии. Больше оснований предполагать древний возраст пород средней части района, сложенной плагиогнейсами чечелевской свиты. В районе Клиновского месторождения гнейсовая толща сложена в основном биотитовыми, реже биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, обычно микроклинсодержащими. Характерная особенность толщи — наличие овалоидов известково-силикатных кристаллосланцев. Эти породы представляют собой будины, которые являются некомпетентными, а потому подверглись интенсивному тектоническому окатыванию с приобретением в последующем метасоматической зональности, но при этом в ядрах сохранили минеральные парагенезисы гранулитовой фации. Наличие овалоидов — признак пребывания толщи в гранулитовом состоянии. Современный химический состав плагиогнейсов отвечает преимущественно тоналитам и трондьемитам [2, 14], т. е. составу полосчатых эндербитов гайворонского комплекса. Геохимические характеристики плагиогнейсов также архейские [3]. Возраст плагиогнейсов Клиновского месторождения — 3195, а по роговой обманке из овалоидов, несомненно наложенной, более поздний — 2540 млн лет [27]. Таким образом, есть основания рассматривать плагиогнейсы чечелевской свиты не как супракрустальную толщу, а как тектонически переработанный гранулитовый фундамент, подобный эндербитам гайворонского типа.

Базит-ультрабазитовая ассоциация района представлена породами, диафорированными в условиях амфиболитовой фации, родственными среднебугской ассоциации. Возраст тоналитов и трондьемитов днепропетровского и ингулецкого комплексов 3200 и 2800 млн лет соответственно. Для Ингуло-Ингулецкого района эти комплексы так же, как и райпольский, чуждые: они принадлежат Среднеприднепровскому району и рассматриваются в составе Ингуло-Ингулецкого района только ввиду недостаточной определенности их границ.

Многочисленные докоростенские массивы и комплексы гранитоидов района имеют близкий возраст — 2065–2020 млн лет. Взаимоотношения между ними также не выяснены, поэтому единственный путь расчленения гранитоидов — по относительной глубинности их формирования. Мало изученный вознесенский (трикратский) комплекс розовых порфиroidных и равномернoзернистых двуполевошпатовых гранитов образует большой параавтохтонный массив в южной, гранулитовой, части Братского синклиория. Массив имеет общую с вмещающими гнейсами метаморфическую зональность и содержит ксенолиты пород преимущественно гранулитовой фации, которые и служат ему субстратом. Из-за отсутствия надежных датировок массив в корреляционной схеме не учтен. Синюхинские граниты в бассейне р. Синюха образуют довольно крупный массив — 20×50 км. Это массивные двуполевошпатовые

граниты характерного облика: на фоне белой основной ткани выделяются фиолетовые зерна граната. Ксенолиты представлены породами гранулитовой фации и полосчатыми эндербитами. Массив, возможно, параавтохтонный. Граниты петрохимически сопоставимы с вознесенскими и оба генетически родственны бердичевским гранитам.

Новоукраинский габбро-монцонит-гранитовый комплекс — полифациальный, аллохтонный и наиболее глубинный. От родственного ему букинского комплекса отличается более обширным развитием кислых членов и редуцированным — основных. Для пород комплекса можно предположить такой генезис: внедрение мантийной базальтовой магмы с активным синтекктическим плавлением. Многие ксенолиты основных и ультраосновных пород в составе Новоукраинского массива являются, вероятно, автолитами. Имеется реперная дата 2100 млн лет, т. е. граниты Новоукраинского массива могут быть не только более глубинными, но и более древними среди близковозрастных гранитов района. Новоукраинский массив — типичный представитель интрузивной монцонитоидной линии на щите. Привлекает внимание характерная для УЩ ассоциация монцонитоидов и рапакивигранитовых комплексов, выраженная в трех районах щита: в Северо-Западном — сочетание букинского и коростенского комплексов; в средней части — новоукраинского и курсунь-новомиргородского; в Приазовье — хлебодаровского и октябрьского. По ряду признаков вещественного состава эти комплексы близки. Можно думать, что этап расширения литосферы, во время которого сформировались эти ассоциации, продолжался почти 250 млн лет, вплоть до полной кратонизации УЩ. К новоукраинскому комплексу относятся, вероятно, Чигиринский и Митрофановский массивы.

Кировоградский комплекс включает Кировоградский, Бобринецкий, Долинский и другие более мелкие массивы. В некоторых из них, например в Долинском, обнаружены признаки более глубинного формирования, чем вмещающих плагиогнейсов, поэтому можно допустить для них параавтохтонный механизм становления. По глубинности можно построить следующий ряд комплексов "кировоградского" типа (от наиболее глубинных): синюхинский, вознесенский, долинский, кировоградский. Общая последовательность магматизма в Ингуло-Ингулецком районе: ташлыкский, вознесенский, новоукраинский, кировоградский, рапакивигранитовый, русскополянский редкометалльный комплексы, дайковая ассоциация.

В *Приазовском районе* многие магматические события, рассмотренные в других районах УЩ, повторяются. Здесь в пределах Орехово-Павлоградской шовной зоны установлены самые древние на щите и, вероятно, на Восточно-Европейской платформе эндербиты с обычными сопутствующими компонентами — габбро-перидотитовыми интрузиями, железистыми кварцитами и другими породами. В меньших масштабах аналогичные образования в виде сильно удлиненных полос распространены по всему Приазовью, возраст некоторых из них свыше 3300 млн лет [33]. Это — мегаскиалиты гранулитовых пород, а не зеленокаменные структуры, как считают некоторые геологи: Приазовье не является гранит-зеленокаменной областью [36].

Эндербиты, переходящие в чарноэндербиты и чарнокиты (токмакский комплекс) известны по всему Приазовью. Значительных массивов они не образуют, а выступают в виде скиалитов. Прямое сопоставление приазовских эндербитов с побужскими не проводилось, однако по нашим данным [26] и по данным В. В. Васильченко с соавторами [11], выделяются, по крайней мере, два структурно-возрастных типа эндербитов. Полосчатые эндербиты по всем признакам отвечают эндербитам гайворонского типа. Хотя возраст полосчатых эндербитов составляет 2735 млн лет, авторы работы [33] отмечают полное сходство циркона из этих и аналогичных пород новопавловской толщи и допускают более древний возраст приазовских эндербитов. Лидинский массив равномернозернистых массивных эндербитов вмещает ксенолиты эндербитов предыдущего типа. Этот массив может сопоставляться с эндербитами литинского

комплекса Побужья. Относительно молодой возраст эндербитов можно объяснить двумя причинами: более высокой степенью диафореза пород Приазовья в целом или, как считает Н. П. Щербак [29], одновременным развитием гранулитового фундамента. Трондьемиты шевченковского комплекса выступают, по данным К. Е. Есипчука [37], также в виде останцов среди гранитов анадольского комплекса. По возрасту (2845–2780 млн лет) и химическому составу они не отличаются от токмакских эндербитов и являются, вероятно, регрессивными образованиями по ним.

Позднепалеопротерозойский этап гранитоидного магматизма в Приазовском районе начинается обиточненским диорит-тоналитовым комплексом, который по составу и возрасту (2060 млн лет) сопоставим со звенигородским. Между ними имеется, однако, существенное различие в условиях залегания: обиточненские диориты и тоналиты носят явно интрузивный характер [37]. Возможно, обиточненский комплекс ближе к выделяемому нами в Росинско-Тикичском районе [34] и мало изученному павловскому комплексу диоритов и кварцевых диоритов. Салтычанский и анадольский комплексы нормальных гранитов в Приазовье сопоставимы с кировоградским или уманским комплексами в других районах щита. Их отличие заключается в малых размерах массивов и нахождении непосредственно в глубинной зоне гранитообразования — в гранулитовом слое. Комплекс надежно не датирован.

Хлебодаровский комплекс по набору пород (габбро, сиениты, монцониты, граниты), высокой железистости минералов, структурному положению и возрасту (2040 млн лет) удивительно похож на новоукраинский и букинский комплексы. Подобно этим двум комплексам его массивы содержат ксенолиты пород гранулитового фундамента и имеют четкие контакты с вмещающими породами. Начало формированию комплекса положено внедрением базальтовой магмы с последующими прогревом, ассимиляцией и контаминацией.

В тектоническом плане Приазовский район, особенно его восточная часть, имеет определенное сходство с Северо-Западным. Если молодой магматизм Северо-Западного района определяется формированием Волынского-Двинского пояса, то еще более молодой магматизм Приазовского (1800 млн лет), представленный южнокальчикским субщелочным, черниговским и октябрьским щелочными комплексами, каменноугольским комплексом редкометалльных гранитов, по всей вероятности обусловлен платформенной активизацией, связанной с формированием другого вулканоплутонического пояса — Тамбовско-Калачского, южное продолжение которого близко подходит к Приазовью. Разнообразный дайковый комплекс Приазовского района связан со становлением Днепровско-Донецкой впадины.

Среднеприднепровский район принципиально отличается от других районов щита проявлением мантийного рифтингового магматизма и более ранним развитием гранитоидов. Идея дозеленокаменного гранулитового основания среди украинских геологов витала в воздухе начиная с 1970-х гг. Первоначально фундамент зеленокаменных структур называли серыми гнейсами, затем этот термин стал применяться и к гранулитовым комплексам. Материальное основание идея получила, вероятно, после обнаружения Б. З. Берзениным славгородского гранулитового комплекса [4], Н. В. Кушиновым — гранулитового основания Белозерской структуры, открытия Томаковского и других проявлений гранулитов в Среднем Приднепровье. В это же время благодаря работам В. И. Орсы, Б. З. Берзенина, А. Б. Боброва и других геологов [5, 19], подкрепленным радиоизотопным датированием геохимиков школы Н. П. Щербака, стало окончательно ясно, что в Среднем Приднепровье развиты дозеленокаменные и послезеленокаменные гранитоиды, а среди последних — как плагиоклазовые, так и более молодые двуполевошпатовые.

К настоящему времени наметилась такая последовательность наиболее крупных магматических событий в Среднем Приднепровье, млн лет: эндербиты и базит-ультрабазитовая ассоциация (славгородский комплекс) — 3400; дозеленокаменные мигматиты тоналит-трондьемитового состава (днепропет-

ровский комплекс) — древнее 3200; зеленокаменные вулканоплутонические ассоциации — 3150–3050; послезеленокаменные гранитоиды тоналит-трондьемитового состава (сурский комплекс) — 3140; гранитоиды гранодиорит-гранитового состава (саксаганский и demuри́нский комплексы) — 3000–2900; нормальные граниты (мокротосковский и токовский комплексы) — 2800; базит-ультрабазитовый магматизм (девландовский и александровский комплексы) — 2800.

Эволюция гранитоидов в целом отвечает обычной схеме — от диорит-тоналит-трондьемитовых комплексов к гранодиорит-гранитовым и субщелочным. Некоторые исследователи Среднего Приднепровья считают, что общим петрофондом для последующих разнообразных гранитоидов являются либо мигматиты днепропетровского комплекса, либо непосредственно гранулиты. Принципиальной особенностью гранитоидного магматизма этого района является четко выраженный интрузивный характер послезеленокаменных массивов, обусловленный низкой вязкостью и перегретостью анатектических расплавов. Примером может служить Еленовский плагиогранитоидный массив, внедрившийся в Сурскую структуру [6]. Даже в шлифах послезеленокаменные граниты Среднего Приднепровья выделяются среди прочих анатектических гранитоидов щита типичными магматическими микроструктурами.

Магма гранитоидов района отличалась высокой температурой кристаллизации. Так, по расплавленным включениям даже двуполевошпатовых гранитов мокрыотосковского и токовского комплексов температура составляет 760–800 и 820–900 °С соответственно [7]. Авторы считают, что такая высокая температура объясняется сухостью магмы, что, в свою очередь, можно связывать с низким содержанием воды в исходной гранулитовой толще. Высокая степень плавления субстрата при формировании основных вулканитов [17] объясняется общей для всего Среднего Приднепровья особенностью — высоким положением кровли астеносферы.

Вулканиты зеленокаменных структур слагают главным образом конкскую свиту. Н. П. Щербак с соавторами [32] впервые доказали, что вулканизм этот представлен тремя сериями — коматиитовой, толеитовой и известково-щелочной. Их выводы подтверждают многочисленные работы львовских геологов — А. А. Сиворонова, А. Б. Боброва, Б. И. Малюка и многих др., детально расчленивших вулканогенные толщи. В одних случаях вулканиты связаны с палеовулканами (Аполлоновский, Чкаловский), а в других — входят в состав вулканоплутонических ассоциаций, например софиевскую.

Магматизм Среднего Приднепровья трудно коррелируется с магматизмом других районов щита. В период, когда в архейской Среднеприднепровской платформе осуществлялся активный рифтинг, в других районах все еще происходили эндогенные процессы в условиях гранулитовой фации и, возможно, базит-ультрабазитовый магматизм. Ко времени ~2800 млн лет назад Среднеприднепровский район составлял, вероятно, одно целое со щитом, о чем можно судить по совпадению возраста нормальных гранитов этого района с приазовскими (шевченковский, старобогдановский комплексы).

Выводы. Анализ эволюции магматизма УЩ показал: 1) реперные радиоизотопные даты реально отражают время эндогенных процессов, но требуют их тщательной геологической интерпретации; 2) для УЩ в целом установлена вполне определенная последовательность магматических и ультраметаморфических процессов, которая с разной полнотой повторяется во всех незеленокаменных районах; 3) источником магматических пород служат как верхняя мантия, так и земная кора, обычно — ее гранулитовый "слой". Отметим главные факторы, контролируемые мантийный магматизм: геодинамический режим, мощность и проницаемость земной коры, энергетическая активность магм, как функция их состава и степени перегрева, вязкости, флюидонасыщенности и т. д. Наименее стабильны районы с высоким тепловым потоком. Характер магматизма помимо очевидной роли разрывной тектоники грубо коррелируется с мощностью земной коры, которая в среднем по всем щитам составляет 43 км.

Районы с наиболее активным мантийным магматизмом приурочены к участкам с наиболее высоким положением раздела Мохо за счет утолщения базальтового слоя. Это прежде всего Среднеприднепровский с мощностью коры 35 км и Северо-Западный район с корой такой же мощности. Последний, кроме того, находится в зоне влияния Волынского-Двинского вулканоплутонического пояса, чем и обусловлен особенно интенсивный мантийный магматизм в этом районе. Другой активный участок УЩ — Приазовье, где, по-видимому, сказывается влияние другого вулканоплутонического пояса — Тамбовско-Калачского. Наиболее обширные проявления среднеглубинных гранитоидов гранулитовой фации приурочены к участкам со средней мощностью коры — 40–45 км (Росинско-Тикичский, Ингуло-Ингулецкий, Подольский блок, частично Приазовский район). Выходы наиболее древних пород установлены в районах с наиболее мощной корой — > 50 км (Голованевская и Орехово-Павлоградская шовные зоны).

1. Балашов Ю. А., Виноградов А. Н., Митрофанов Ф. П. Изотопно-геохимические и петрохимические данные о формировании и преобразовании протокры // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 102–112.
2. Белевцев А. Р., Дудко В. С., Пономаренко А. Н. и др. Петрохимия вмещающих пород Клиновского золоторудного месторождения (Украинский щит) // Минерал. журн. — 1998. — 20, № 4. — С. 74–83.
3. Белченко Е. П. Реконструкция первичного состава гнейсов обрамления Корсунь-Новомиргородского плутона (по геохимическим и петрохимическим данным) // Геол. журн. — 1997. — № 2. — С. 100–104.
4. Берзенин Б. З. Новые данные о составе архейских образований Среднего Приднепровья // Геохимия и рудообразование. — 1974. — № 4. — С. 97–101.
5. Берзенин Б. З., Бобров А. Б., Орсва В. И. и др. Некоторые черты геологии и петрологии гранитоидов северо-восточного обрамления Сурской структуры // Геол. журн. — 1983. — 43, № 2. — С. 90–96.
6. Бобров А. Б. Состав и строение Еленовского плагиогранитного массива (Среднее Приднепровье) // Там же. — 1990. — № 3. — С. 64–72.
7. Бобров А. Б., Берзенин Б. З. Температурный режим формирования аллохтонных гранитов Среднего Приднепровья // Там же. — 1982. — 42, № 1. — С. 93–96.
8. Богатиков О. А., Симон А. К., Пухтель И. С., Самсонов А. В. Ранняя кора Земли: геология, петрология, геохимия // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 15–26.
9. Бородин Л. С. Петрохимические тренды и происхождение раннеархейской гнейсо-амфиболитовой серии Среднего Приднепровья // Там же. — С. 151–157.
10. Бухарев В. П. Полесский орогенный пояс — автономная региональная структура в фундаменте Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. — 1988. — № 3. — С. 99–105.
11. Васильченко В. В., Кисель В. А., Загитко В. Н. Чарнокитоиды Восточного Приазовья // Там же. — 1992. — № 1. — С. 27–34.
12. Галецкий Л. С., Ярошук М. А., Деренюк Н. Е. и др. Железисто-кремнистые породы Фрунзовских магнитных аномалий // Там же. — 1985. — 45, № 5. — С. 1–11.
13. Есипчук К. Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. — Киев: Наук. думка, 1988. — 264 с.
14. Загитко В. М., Монахов В. С., Великанов Ю. Ф. Мінералогічні та ізотопно-геохімічні фактори формування Клинівського золоторудного родовища // Минерал. журн. — 1999. — 21, № 4. — С. 45–56.
15. Костенко Н. М. Геологическое развитие Волынского геоблока Украинского щита в раннем протерозое и некоторые вопросы его рудоносности // Геол. журн. — 1991. — № 6. — С. 12–23.
16. Крюченко В. А. О строении верхних горизонтов земной коры центральной части УЩ // Там же. — 1987. — 47, № 5. — С. 48–53.
17. Малюк Б. И. Гранитоидный диапиризм гранитно-зеленокаменных областей раннего докембрия: некоторые проблемы динамики // Там же. — 1989. — № 6. — С. 39–49.
18. Оровецкий Ю. П., Красовский С. С., Калюжная Л. Т. и др. Строение и эволюционная модель земной коры Побужского синклиория (Украинский щит) // Там же. — 1995. — № 2. — С. 52–56.
19. Орсва В. И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. — Киев: Наук. думка, 1988. — 201 с.
20. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Отв. ред. И. Б. Щербаков. — Киев: Наук. думка, 1990. — 236 с.
21. Скобелев В. М., Верхогляд В. М., Бартицкий Е. Н. Петрогенезис никеленосных габброидов букинского комплекса // Геохимия и рудообразование. — 1993. — Вып. 20. — С. 101–115.
22. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павловский В. И. Геолого-геофизическая реконструкция раннепротерозойского тектонического плана юга европейской части СССР // Геол. журн. — 1975. — 35, № 2. — С. 15–22.
23. Степанюк Л. М. Кристаллогенезис и возраст циркона из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Минерал. журн. — 1996. — 18, № 4. — С. 10–19.
24. Степанюк Л. М., Бибикова Е. В., Клайсен С., Скобелев В. М. Sm-Nd изотопная система в докембрийских породах западной части Украинского щита // Там же. — 1998. — 20, № 5. — С. 72–79.
25. Фолин А. Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1984. — 231 с.
26. Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Чарнокіти Західного Приазов'я // Геол. журн. — 1965. — 25, № 5. — С. 44–52.
27. Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко И. Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 74–89.
28. Щербак Н. П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 269 с.

29. Шербак Н. П. Проблемы выделения дозеленокаменных ассоциаций архея // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 5–14.
30. Шербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 141 с.
31. Шербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Бибикина Е. В. и др. Ранняя кора Украинского щита // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 122–151.
32. Шербак Н. П., Данилович Л. Г., Жуков Г. В. Петрология палеовулканитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Геол. журн. — 1981. — 41, № 1. — С. 1–13.
33. Шербак Н. П., Загитко В. Н., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. Геология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 112–129.
34. Шербаков И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 278 с.
35. Шербаков И. Б. История петрографических исследований в Украине // Минерал. журн.— 1998. — 20, № 1. — С. 8–23.
36. Шербаков И. Б. Можно ли называть Приазовье гранит-зеленокаменной областью // Там же. — 1999. — 21, № 4. — С. 118–120.
37. Шербаков И. Б., Есипчук К. Е., Орса В. И. и др. Гранитоидные формации Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1984. — 192 с.
38. Bogdanova S. V., Bibikova E. V., Gorbachev R. Palaeoproterozoic U-Pb zircon ages from Belorussia: new geodynamic implications for the East European Craton // Precamb. Res. — 1994. — 68. — P. 231–240.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев

Поступила 20.01.2000

РЕЗЮМЕ. Схема магматизму Українського щита побудована на геологічних та радіоізотопних даних. Велике значення надається гранулітовому фундаменту щита, як джерелу корового магматизму; стисло охарактеризовано продукти корового, мантійного і мантійно-корового магматизму. Припускається, що гнейсоподібні ендербіти, що складають основу гранулітового фундаменту, є результатом палінгенної переробки доархейського матеріалу. Еволюція магматизму супроводжувалася збільшенням привносу в земну кору великих елементів, передусім калію, вірогідно, внаслідок збудження все більш глибоких горизонтів верхньої мантії. Максимум цього процесу припадає на період 2,0–1,7 млрд років. За короткий проміжок часу були сформовані майже всі гранітоїдні комплекси незеленокам'яних районів. Еволюція магматизму в цих районах щита здійснювалася в такій послідовності: гнейсо-ендербіти і базит-ультрабазитові асоціації; реоморфічні і метасоматичні ендербітоїди; нормальні граніти кіровоградсько-житомирського типу; монзонітоїди букинсько-новоукраїнського типу; рапаківігранітові, лужносієнітові і лужні комплекси. Набір комплексів із різною повнотою повторюється у всіх незеленокам'яних районах щита.

SUMMARY. The scheme of magmatism of the Ukrainian Shield is based on the geochemical and radioisotopic data. Great attention has been paid to the granulite basement of the Shield which has been considered as a source of crustal magmatism. Products of crustal, mantle and mantle-crustal magmatism are described briefly. Gneiss-like enderbites are supposed to be the result of palingenic melting of the pre-Archean material. Evolution of magmatism was accompanied by enhanced introduction of large elements, first of all, potassium, into the Earth's crust probably as a result of excitation of ever deeper horizons of the upper mantle. Evolution of magmatism is analyzed within the limits of every region of the Shield. The maximum of this process was between 2.0–1.7 Ga. In the time period of about 2.0 Ga almost all the granitoid complexes of nongreenstone regions were formed. Evolution of magmatism in these regions of the Ukrainian Shield is as follows: gneiss enderbites and basic-ultrabasic complexes; rheomorphic and metasomatic enderbitoids; normal granites of the Kirovograd-Zhitomir type; monzonitoids of the Buki-Novoukrainka type; subalkali syenites, alkali and rapakivi granite complexes. Complete or noncomplete set of assemblages are imitated in each nongreenstone region of the Shield.

УДК 552.33:549 (477)

С. Г. Кривдік**Лужний магматизм Українського щита:
геохімічні та петрогенетичні аспекти**

Геохімічна неоднорідність (гетерогенність) лужних порід Українського щита пояснюється відмінністю геодинамічних обстановок їх формування. Глибинні вихідні розплави лужних масивів, які приурочені до областей розтягування (рифтові зони) у внутрішніх частинах докембрійської платформи, були вже на мантийному рівні їх генерації одночасно збагачені як некогерентними (Ti, Zr, Nb, TR), так і когерентними (Cr, Ni) елементами-домішками. Магми, що виплавлені із областей стиснення (субдукція, окраїни платформи, які межують зі складчастими поясами), відрізнялися низьким вмістом цих елементів.

Український щит (УЩ) — унікальна й одна з найбагатших провінцій докембрійського лужного магматизму [14]. Тут відомо понад 30 масивів та проявів лужних порід протерозойського віку (1,7–2,1 млрд років). В інших подібних регіонах (Балтійський, Канадський, Бразильський, Алданський щити; Африканська, Сибірська платформи) лужні породи переважно фанерозойського віку, але в межах УЩ вони мають досить обмежене поширення і достовірно встановлені тільки в приазовській частині [5]. Причини такої пасивності УЩ щодо фанерозойського лужного (і загальноплатформенного) магматизму не з'ясовані. Можна тільки припускати, що такі породи з часом будуть виявлені. Варто зазначити, що постконсолідаційні інтрузії лужних, основних та ультраосновних порід, відкритих останніми роками на УЩ, переважно протерозойського віку. Лужні породи УЩ вважають досить докладно вивченими стосовно їх речовинного складу, геологічного положення та формаційного аналізу [14]. Проте останніми роками відкрито ряд нових проявів і масивів лужних порід, які суттєво відрізняються від раніше відомих. До того ж залишилися не з'ясованими такі проблеми лужного магматизму УЩ, як геохімічна неоднорідність порід, умови генерації лужних магм та джерела їх походження (мантийно-корові взаємовідношення). Ці проблеми на даний час можна вирішити тільки частково і в даній публікації автор намагається лише вказати на можливі причини гетерогенності лужних порід УЩ та намітити можливі шляхи з'ясування деяких аспектів їх петрогенезису.

Геохімічна неоднорідність лужних порід УЩ. Серед кристалічних гірських порід земної кори лужні породи найбагатші на такі некогерентні (несумісні) рідкісні елементи, як Zr, Nb, TR. З лужними породами (нефеліновими сієнітами та аґпаїтовими гранітами) і карбонатитами, які вважаються кінцевими диференціатами лужних та сублужних комплексів, пов'язані найбільші за масштабами ендегенні родовища названих рідкісних елементів. Проте не завжди лужні породи УЩ та інших регіонів збагачуються некогерентними елементами. Більш того, нерідко трапляються такі масиви та прояви лужних порід, де вони зовсім не проявляють тенденції до збагачення, а інколи їх вміст набагато менший від кларку для такого типу порід або знаходиться на межі чутливості використаних нами аналітичних методів (спектральний, рентгенофлуоресцентний (РФА)). Це стосується таких рідкісних елементів, як Nb і Zr, а з петрогенних — Ti. Особлива контрастність спостерігається при порівнянні вмісту цих елементів в однотипних (за мінеральним складом і петрографічними ознаками) лужних породах Чернігівського, з одної сторони, і Проскурівського та Антонівського масивів, з другої (табл. 1). Зауважимо, що названі масиви належать, за нашими уявленнями [14], до одного й того ж лужно-ультраосновного

© С. Г. Кривдік, 2000

Таблиця 1. Вміст індикаторних елементів-домішок в деяких лужних породах УЩ (TiO₂, %, г/т)

формаційного типу, а також практично є одно-віковими (2,0–2,1 млрд років). Більш того, як свідчить склад мінералів (перш за все, залізистість) і порід у цих масивах, вони характеризуються майже однаковим або близьким (і досить високим) індексом диференціації (фракціювання). У той же час мельтейгіт-якупірангіти Городницької інтрузії належать до найбільш примітивних (найменш диференційованих) порід лужно-ультраосновної формації [21]. Принаймні, незначною диференціацією вихідних лужно-ультраосновних розплавів цієї інтрузії можна пояснити низький вміст некогерентних (Zr, Nb, Ti) і високий — когерентних (Cr, Ni, Mg) елементів в якупірангітах та мельтейгітах (табл. 1). Для цих порід характерні акцесорні хромшпінеліди з високим вмістом Cr та Mg [21].

Зовсім іншим механізмом диференціації ми [14, 15] спробували пояснити низький вміст некогерентних елементів в лужних породах Проскурівського та Антонівського масивів. Зроблено припущення, що ці елементи могли бути екстрагованими карбонатитовими лікватами, а самі тіла карбонатитів ще не розкриті буровими свердловинами або еродовані. На даний час такі міркування тільки до певної міри пояснюють невиявленість карбонатитів у цих масивах, а також можливі співвідношення вмісту рідкісних елементів у карбонатитах і

асоціюючих лужних силікатних породах. Проте, як показують експериментальні дослідження [22], ці співвідношення досить складні і залежать від температури і тиску. Тобто, можна сказати, що при підвищенні температури коефіцієнт розподілу рідкісних елементів між карбонатитовим і силікатним лікватами має тенденцію збільшуватися на користь силікатних порід, а при підвищенні тиску — на користь карбонатитів. В цілому ж карбонатити з високим вмістом некогерентних рідкісних елементів асоціюють зі збагаченими ними лужними силікатними породами, як це має місце, наприклад, в Чернігівському карбонатитовому масиві (табл. 1).

Досить контрастний або навіть різкий розподіл рідкісних елементів прослідковується при порівнянні одноіменних лужних порід з масивів різних формаційних типів УЩ, як це було показано нами раніше [14] і частково ілюструється наведеними даними (табл. 1). При цьому в масивах габро-сієнітової формації некогерентні рідкісні елементи (Zr, Nb, TR) концентруються тільки в кінцевих сієнітових або нефелінсієнітових диференціатах при значному пониженні вмісту Sr та Ba. В масивах лужно-ультраосновної формації Zr, Nb, TR і Ti можуть мати високу концентрацію вже на ранніх інтрузивних фазах (піроксеніти, якупірангіти, мелтейгіти, лужні пікрити, нефелініти), як це спостерігається в Чернігівському карбонатитовому масиві та дайкових метаякупірангітах Західного Приазов'я (табл. 1). До того ж в таких породах часто спостерігається висока концентрація як названих некогерентних, так і когерентних (Sr, Ni, Mg) елементів. Це властиво також переважній більшості кімберлітів, алмазозосним лампроїтам Австралії та деяких інших регіонів. Так, наприклад, в кімберлітах (лампроїтах) Кіровоградського блоку [20] вміст Nb такий самий, або значно більший, ніж, наприклад, в фойїїтах і лужних сієнітах Октябрського та Малотерсянського масивів (табл. 1). Отже, лужно-ультраосновні магми (натрієвої серії), а також кімберліти і лампроїти уже на мантіїному рівні їх зародження або при незначній диференційованості часто мали вже високий вміст некогерентних рідкісних елементів (Zr, Nb, TR, Ti) одночасно при високій концентрації когерентних елементів (Mg, Sr, Ni), хоча в ряді регіонів є певні відхилення від цього або навіть геохімічні аномалії, що зумовлено різними причинами, на яких ми зупинимося нижче.

Не виявлено, на перший погляд, різких відмін при порівнянні вмісту TR в одноіменних або однотипних породах в масивах як однієї і тієї ж, так і різних формацій лужних порід УЩ. Хоча загалом вміст TR часто позитивно корелює з концентрацією інших рідкісних елементів (Zr, Nb). Проте, наприклад, серед загалом бідних на Nb і Zr лужних порід Проскурівського та Антонівського масивів трапляються досить збагачені TR різновиди. Вони звичайно в таких випадках містять значну кількість апатиту, який є головним концентратором TR. Однак докладніше вивчення TR показує, що в їх спектрах з однотипних порід різних формацій є суттєві відміни. Для порід карбонатитової формації, крім значної переваги церієвої групи над ітрієвою, відсутні або невиразно окреслені європейські аномалії [16]. Проте для лужних порід габро-сієнітової формації ці аномалії (особливо негативні) повсюдно проявляються і до того ж в них значно більше (відносно суми TR) ітрієвої групи та Y [14]. На жаль, прецизійні (на маспектрометричному рівні) дослідження TR в лужних породах УЩ до теперішнього часу не проводилися. Дещо складніше, хоча більш "прогнозовано" ведуть себе Sr і Ba. Ці елементи в підвищених концентраціях наявні практично у всіх різновидах лужних порід лужно-ультраосновної формації (особливо інтенсивно Sr концентрується в карбонатитах). В лужних породах габро-сієнітової формації вони розподілені досить неоднорідно, але встановлюється виразна тенденція до їх різкого зменшення в кінцевих диференціатах (лужних сієнітах, маріуполітах, агпаїтових нефелінових сієнітах і фонолітах) [14]. Це пояснюється звичайно плагіоклазовим або лужнопольовошпативим і частково апатитовим ефектом фракціювання вихідних базитових та проміжних трахітових розплавів. Переважно цими ж ефектами кристалізаційного фракціювання обумовлено і появу європейських аномалій в магматичних породах.

Можливі причини геохімічної неоднорідності лужних порід УЩ та джерела генерації магм. Вище було показано, що навіть враховуючи такі важливі фактори конкретних петротипів лужних порід, як індекс їх диференціації (зі зростанням

якого повинен збільшуватися вміст некогерентних елементів в розплавах), характер кристалізаційного фракціонування чи ліквідаційних процесів та формаційна приналежність (визначається складом вихідних магм), не завжди можна задовільно пояснити наявну геохімічну неоднорідність (табл. 1). З інших можливих факторів,

Таблиця 2. Ізотопний склад Sr, O і C в лужних породах УЩ

Масив, інтрузив	Порода	Мінерал або порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	δC^{13} ,	δO^{18} ,	Літературне джерело
<i>Лужно-ультраосновна формація</i>						
Чернігівський	Карбонатити	Кальцит	0,7008	-3...-9	5-13	[9, 12]
		Графіт	—	-9,5... -12,1	—	[12]
	Нефелін-олівінова	"	—	-7,7	—	[12]
	Нефеліновий сієніт (канадит)	Порода	—	—	7,5	[12]
	Лужний сієніт	"	—	—	8,6	Дані автора
	Канадит	Апатит	0,70346	—	—	[2]
	Карбонатит	"	0,70245	—	—	[2]
	Лужний сієніт (нордмаркіт)	"	0,70333	—	—	[2]
	Феніт	"	0,70478	—	—	[2]
	апогранітоїдний	"	—	—	—	—
Проскурівський	Мельтейгіт	"	0,70304	—	—	[2]
	Йоліт	"	0,70324	—	—	[2]
	Феніт	"	0,70435	—	—	[2]
	апогранітоїдний	"	—	—	—	—
Городницький	Мельтейгіт	Кальцит	—	-1,9	15	Дані автора
	Карбонатні прожилки	Кальцит	—	0,2...-1,3	11,9-16,8	[12]
	Апатит-кальцитовая	"	—	1,6-1,7	11,6-11,8	[19]
	Мельтейгіт	Апатит	0,7035	—	—	[21]
Березова Гать	Апогранітоїдні феніти	Кальцит	—	-6,8... -9,3	10,9-13,6	Дані автора
	Те ж	Апатит	0,7029	—	—	[2]
	"	"	0,7036	—	—	[2]
<i>Габро-сієнітова формація</i>						
Октябрьський	Лужний сієніт	Апатит	0,70288	—	—	[2]
	Пуласкіт	"	0,70333	—	—	[2]
	Жильний фойяїт	"	0,70651	—	—	[2]
Малотерсянський	Лужний сієніт	"	0,70511	—	—	[2]
	Феніти	"	0,70397	—	—	[2]
	"	"	0,70497	—	—	[2]
Давидківський	Габро	"	0,70300	—	—	[2]
	"	"	0,70305	—	—	[2]
	Сієніти	"	0,70295	—	—	[2]
Яструбецький	"	"	0,70332	—	—	[2]
	Сієніт	"	0,73719	—	—	[2]
	"	"	0,75306	—	—	[2]
Великовисківський	"	"	0,71536	—	—	[2]
	"	"	0,85593	—	—	[2]
	Рудний піроксеніт	"	0,70536	—	—	[2]
Покрово-Київський	Перидотит	Порода	—	—	4,0	[2]
	Піроксеніт	"	—	—	4,5-5,5	[4]
	Габро	"	—	—	9,0-10,5	[4]
	Маліньїт	"	—	—	6,6-8,0	[4]

що обумовлюють таку неоднорідність, в сучасній науковій літературі розглядаються та дискутуються такі: геодинамічна обстановка генерації вихідних магм, ступінь збагаченості останніх некогерентними елементами в залежності від складу і температури метасоматизуючого флюїду, співвідношення мантійної і корової речовини в складі цих магм, склад субстрату, з якого виплавляються магми, ступінь його глибинної метасоматизації та деплетованості тощо.

Загально відомо, що однотипні магматичні породи, які формуються в різних геодинамічних обстановках, характеризуються досить відмінною концентрацією елементів-домішок. Так, толеїти і сублужні базальти із областей розтягування (рифтогенні обстановки) звичайно мають значно вищий вміст Ti, Nb, Ta (на порядок або і більше), Zr та Hf, ніж одноіменні породи із областей стиснення або консолідації (зони субдукції, острівні дуги, активні континентальні окраїни) [1]. Більше того, ця закономірність зберігається навіть у тих випадках, коли базальти із областей стиснення містять більше лугів (частіше K), тобто вони повинні бути більш лужними і інтенсивніше концентрувати некогерентні рідкісні елементи. Разом з тим, базальти зон розтягування поряд з вищими концентраціями цих некогерентних елементів містять також більше Sr і Ni. В цьому проявляються певні геохімічні аналогії з кімберлітами, алмазоносними олівіновими лампроїтами та лужно-ультраосновними вулканітами K-Na-серії (нефелініти, нефелінові пікріти тощо).

Аналогічні геохімічні закономірності характерні також для лампроїтів і калієвих лужних порід. Так, за даними багатьох дослідників [3, 11], високотитаністи і збагачені Zr, Nb і TR лампроїти та породи камафугітової серії розвиваються при рифтогенному режимі переважно у внутрішніх областях докембрійських платформ, тоді як низькотитаністи лампроїти та лейцитові породи з низьким вмістом вказаних вище елементів приурочені до областей, що межують з консолідаційними обстановками. Такі лампроїти і лейцитові породи можуть виникати при активізації геосинклінально-складчастого фундаменту (Середземноморська провінція) або на окраїнах древніх платформених областей, що контактують з рухомими складчастими поясами (Алданська провінція).

Більшість дослідників вважає, що в консолідаційних обстановках при формуванні магматичних порід значну участь бере коровий матеріал на відміну від рифтогенних структур, де виникають глибинні магми "чистої" лінії. Останнім часом розвиваються гіпотези [10, 18], згідно з якими поява лужних порід, кімберлітів і лампроїтів стала можливою тільки завдяки проникненню в процесі субдукції окисленого корового матеріалу (з H_2O і CO_2) на значні глибини (нижня кора — верхня мантія). Наскільки ці гіпотези і уявлення можуть пояснити геохімічну специфіку лужних порід УЩ? Як видно з даних табл. 2, ізотопний склад всіх вимірюваних елементів (Sr, S, O) в породах і мінералах Чернігівського карбонатитового масиву перебуває в межах "глибинних" значень, характерних для деплетованої мантії. В карбонатитах зафіксовано дуже низьке значення $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7008) [9]. Дещо підвищений вміст ^{87}Sr в апатиті фенітів в порівнянні з магматичними породами може свідчити про деяку контамінацію корового матеріалу (як це передбачається механізмом утворення фенітів) [14]. Можливо незначна добавка корового матеріалу є в лужних сієнітах (нордмаркітах) та нефелінових сієнітах (канадітах), значення $^{87}Sr/^{86}Sr$ в апатитах з яких становлять 0,7033 і 0,7035 відповідно. Проте ізотопний склад кисню в цих породах ($\delta^{18}O = 7,5-8,6$) може свідчити про глибинне їх походження. Підвищений вміст ізотопу ^{18}O в карбонатах із деяких різновидів карбонатитів (особливо південної Бегім-Чокрацької ділянки) пояснюється нами [12] фракціонуванням ізотопів кисню при термічній дисоціації сидеритового компоненту ($FeCO_3$) карбонатитового розплаву з окисленням Fe і утворенням магнетиту. Загалом можна вважати, що наведений ізотопний склад Sr, S, O з різних порід Чернігівського карбонатитового масиву свідчить про їх глибинну (мантійну) природу і незначну контамінованість коровим матеріалом. А геологічна позиція цього масиву разом з розглянутими вище даними про концентрацію характерних елементів-домішок (табл. 1) узгоджується з рифтогенною природою вміщуючої структури — Чернігівської зони розломів.

Очевидно, що таку ж природу мають і дайкові лужно-ультраосновні породи (метаякупірангіти) Західного Приазов'я, які були раніше віднесені [7] до чернігі-

вського комплексу. До неконтамінованих і слабо диференційованих (примітивних) глибинних порід належать, очевидно, якупірангіти та мельтейгіти Городницької інтрузії. Проте ці породи майже зовсім не вивчені стосовно складу їх стабільних ізотопів. Не проводилися тут також ізотопно-геохронологічні дослідження, крім одного визначення віку (1,9 млрд років) з рідкісних зерен акцесорного циркону прямим методом термоіонної емісії [21]. Єдине визначення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатиті ($0,7035 \pm 0,003$) [21] може вказувати на мантійну природу вихідних розплавів для цієї інтрузії.

Цікаво відзначити досить низьке $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,7029-0,7035$) в апатитах, а також близькі до карбонатитових значення $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$ в кальцитах із фенітів Березової Гати (табл. 2). Це, безумовно, свідчить про участь глибинних (мантійних) флюїдів у формуванні цих лужних метасоматитів, які ми відносимо [14] до фенітів нерозкритого карбонатитового комплексу. Вони суттєво відрізняються від подібних за мінеральним складом альбігітів ураноносної формації, досить поширених в межах УЩ.

Важче однозначно інтерпретувати ізотопні та геохімічні характеристики лужних порід Проскурівського та Антонівського масивів. По останньому жодних ізотопно-геохімічних досліджень не проводилося, але він загалом дуже подібний до Проскурівського масиву [15] і тому всі петрогенетичні висновки, зроблені за результатами досліджень Проскурівського масиву, можна переносити, на нашу думку, і на Антонівський.

Значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,703$) в апатитах із мельтейгіта та йоліта свідчать про глибинне походження цих порід. В апогранітоїдних фенітах, як і слід було чекати, це відношення має трохи більше значення ($0,704$), що пояснюється незначною контамінацією корового матеріалу. В той же час дослідження ізотопного складу С і О в кальцитах з цих порід (табл. 2), включаючи і вкраплений (який, за спостереженнями в шліфах, перебуває в рівновазі з нефеліном), дозволяють припускати контамінацію метаморфічно-осадових карбонатних порід, які значно поширені в цьому районі [9]. Як було показано вище (табл. 1), низький рівень концентрації показових некогерентних елементів (Ti, Nb, Zr) в лужних породах Проскурівського та Антонівського масивів відрізняє їх від аналогічних порід рифтових структур і в більшій мірі свідчить про можливість їх формування в геодинамічних обстановках стиснення (субдукція, межування окраїн щитів зі складчастими поясами). Припущення про субдукційне походження Проскурівського масиву лужних порід обґрунтовувалося Є. Б. Глеваським [6].

Напевно, на даний час гіпотеза про субдукційне походження (з певною контамінацією корового матеріалу) Проскурівського та Антонівського масивів найздовільніше пояснює вказані вище "аномальні" геохімічні особливості їх лужних порід. Можливо, що деяка віддаленість Антонівського масиву від Подільського здвигу (Проскурівський локалізується безпосередньо в ньому [6]) обумовила і трохи вищий рівень концентрації характерних некогерентних елементів (Ti, Nb, Zr). Про можливу роль субдукційних процесів у формуванні лужних масивів УЩ, зокрема лужно-ультраосновної формації, може свідчити також приуроченість масивів останньої до мегаблоків з потовщеною (> 45 км до розділу М) земною корою [17].

За ізотопним складом стронцію апатитів чітко виділяються дві групи масивів габро-сієнітової формації: з відносно однорідним і низькими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,703-0,707$) та високими з широким діапазоном варіацій значеннями цього відношення ($0,715-0,856$) (табл. 2). Низькі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характерні для габро, лужних і нефелінових сієнітів Октябрського, Малотерсянського і Давидківського масивів, а високі — для безнефелінових циркононосних сієнітів Яструбецького та Великовисківського масивів.

Деякі відхилення в першій групі ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707$) зафіксовано в апатиті жильного фойяїту з Октябрського масиву. Як показують наші дослідження, ця порода містить дещо більше апатиту, ніж це характерно для фойяїтів масиву. Ми вважаємо, що ця дайкова порода частково контамінована матеріалом вміщуючих гранітоїдів.

Породи першої групи (з низькими значеннями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) характеризуються підвищеною або навіть високою концентрацією Sr при помірному вмісті Rb

(Sr > Rb), а в породах другої групи (сієніти) інтенсивно зростає концентрація Rb (і K) при різкому пониженні кількості Sr (часто останній не фіксується РФА). Ми пояснюємо таке пониження вмісту Sr екстракцією його польовими шпатами і частково апатитом при кристалізаційній диференціації на ранніх та проміжних стадіях формування сієнітових та габро-сієнітових інтрузій. Встановлено, що вміст Sr (і особливо Ba), а також P і Ti зменшується в сієнітах Яструбецького, Малотерсянського і частково Октябрського масивів в напрямку від ендоконтактової до центральної частини інтрузій [14]. Звертає на себе увагу низьке значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703) в сієнітах Давидківського масиву, які, на нашу думку, є менш диференційованими, ніж одноіменні і подібні породи Яструбецького, Великовисківського та Південно-Кальчицького масивів (в останньому ізотопний склад Sr не вивчався). Імовірно, такі високі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,856) в сієнітах важко повністю пояснити тільки ефектом кристалізаційного фракціонування. Проте цей процес призводить до значного збільшення концентрації Rb і різкого зменшення Sr, що безумовно, сильно проявиться на збільшенні долі радіогенного Sr. На даний час можна зробити припущення, що саме процес кристалізаційної диференціації є головним фактором в аномальному збагаченні радіогенним ізотопом Sr таких сієнітів. Раніше пропонувалося [2] інше пояснення цих високих значень відношення ізотопів Sr (верхньокоровий рівень генерації розплавів). Як на нашу думку, то ці сієніти є диференціатами глибинних магм. "Мантіїні" значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в таких габро-сієнітових комплексах фіксуються ще на рівні диференціації давидківських сієнітів, а при подальшій еволюції система різко збагачується Rb і інтенсивно збіднюється Sr, що призводить до зростання $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Подібні високі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характерні для лампроїтів, але ці породи, як відомо, сильно збагачені одночасно як Rb, так і Sr (а також Cr, Ni, Zr, Nb, TR). На питаннях генезису лампроїтових магм ми зупинятися не будемо, оскільки подібні породи в межах УЩ зовсім не вивчалися в ізотопно-геохімічному відношенні. Деякі дослідники вважають, що вони виплавлялися зі збагаченої (в тому числі флогопітизованої) мантії (EM_1 , EM_2).

Власне кристалізаційною диференціацією пояснюється і концентрація (аж до утворення руд) Zr і TR в сієнітах Яструбецького та Південно-Кальчицького масивів (Азовське родовище) [13]. Проте в цих сієнітах порівняно низький вміст Nb. Ми пояснюємо це низькою концентрацією цього елемента у вихідних базитових магмах незважаючи на підвищену кількість в них Ti. Тобто ці базитові магми відрізнялися від типових лужних (сублужних) базальтів рифтогенних структур, для яких характерна асоціація одночасно високих концентрацій як некогерентних (Zr, Nb, TR, Ti), так і когерентних (Cr, Ni) елементів. Такі базальти властиві для Дніпровсько-Донецької западини та зони зчленування УЩ зі складчастою структурою Донбасу. До останньої приурочений Покрово-Київський масив.

Отже, на нашу думку, масиви лужних порід габро-сієнітової формації за вмістом і асоціацією елементів-домішок займають ніби проміжне геологічне положення між утвореннями типово рифтогенних і субдукційних областей. Можна припускати, що вихідні розплави таких масивів зароджувалися в верхній мантії, а їх вкорінення в земну кору приурочене до зон глибинних розломів, які не дійшли стадії рифтогенезу. Ще більш загадковою є позиція Малотерсянського масиву. Було встановлено [8], що цей масив міг формуватися у два етапи — 2,0 і 1,8 млрд років тому. Перший етап, можливо, відповідає віку лужно-ультраосновної формації (для масиву характерні типові феніти, подібні до таких в карбонатитових комплексах), а другий — габро-сієнітової. Попередні дослідження показують, що габроїди цього масиву за дуже низьким вмістом елементів-домішок (Cr, Nb, Zr) дуже подібні до базальтоїдів із областей стиснення (субдукції). Значно вища концентрація цих елементів-домішок в габро Октябрського масиву (табл. 2). Зрештою, в районі Малотерсянського масиву потовщена земна кора [17]. Не виключається також можливість двоетапного формування Октябрського масиву (усне повідомлення В. М. Загнітка).

За винятком Покрово-Київського масиву, залишаються на сьогодні невивченими палеозойські лужні породи Приазов'я стосовно геохімії елементів-домішок та ізотопного складу індикаторних елементів (Sr, O, C, Sm, Nd). Для Покрово-Київського масиву та інших порід зони зчленування УЩ зі складчастим Донба-

сом є досить представницька кількість аналізів ізотопного складу кисню [4] та один аналіз ізотопного складу стронцію в апатиті із рудних піроксенітів ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70536 \pm 26$) [2]. Ці дані разом з характерним набором елементів-домішок можуть свідчити про глибинне (мантієне) походження всієї гама порід Покрово-Кириївського масиву (габро — перидотити — піроксеніти — малініти — ювіти).

Асоціація і рівень концентрації некогерентних (Ti, Nb, Zr, TR) та когерентних елементів (Sr, Ni) в цих породах дозволяють порівнювати їх з магматитами внутрішньоплитних (рифтогенних) областей. Інші палеозойські масиви та прояви лужних і сублужних порід Східного Приазов'я (Зірка, Приморський, Маріупольський, Балка Бережна та ін.) [5], хоча за деякими особливостями речовинного складу подібні до Покрово-Кириївського, проте, як показують перші дослідження, за рівнем концентрації (більш низьким) некогерентних елементів суттєво відрізняються від нього. Отже, лужні масиви УЩ формувалися в досить відмінних геодинамічних обстановках. Різними були і глибини генерації вихідних розплавів (більші для лужно-ультраосновної формації). Ці два головні фактори знайшли своє відображення в різному рівні первинної концентрації когерентних і некогерентних елементів-домішок, а також в ізотопному складі таких елементів, як O, C, Sr.

Висновки. 1. Лужні масиви УЩ, які формувалися в розломних зонах областей розтягування (рифтах або локальних розломах розколу докембрійського фундаменту), характеризуються специфічним набором (сумісністю) високих концентрацій як некогерентних (Ti, Nb, Zr, TR), так і когерентних елементів (Sr, Ni). Така геохімічна специфіка властива раннім диференціатам лужно-ультраосновної формації (якупірангіти, мельтейгіти, нефелініти), кімберлітам та високотитанистим (в тому числі і алмазонасним) лампроїтам. В межах УЩ це спостерігається в лужних піроксенітах Чернігівського карбонатитового масиву, дайкових метаякупірангітах Західного Приазов'я та кімберліт-лампроїтах Кіровоградського блоку. 2. Лужні породи масивів, які формувалися в областях стиснення (субдукції), характеризуються низьким вмістом цих елементів-домішок. До таких масивів належать Проскурівський, Антонівський та частково Малотерсянський. Інші масиви лужних порід мають менш чітку тектонічну позицію і за геохімічними особливостями займають проміжне положення. 3. В процесі подальшої диференціації концентрація некогерентних елементів звичайно збільшується, але їх співвідношення можуть частково відображати такі у вихідних розплавах. 4. Ізотопно-геохімічні характеристики лужних порід відображають як первинне співвідношення глибинного і корового матеріалу, так і ступінь диференційованості розплавів. За нашою інтерпретацією, специфічні рідкіснометалеві (з цирконієвою і рідкісноземельною рудною мінералізацією) сієніти габро-сієнітової формації набувають на заключних етапах еволюції розплавів високі значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Це стає можливим при інтенсивному зростанні концентрації Rb та зниженні (майже до повної відсутності) Sr. Очевидно, час існування таких розплавів був достатнім для значної добавки радіогенного Sr. 5. Звичайно, наявних ізотопно-геохімічних даних досить мало для повноцінної інтерпретації петрологічних процесів формування лужних порід УЩ. Наші висновки можна розглядати як одну з перших спроб подібного моделювання. Крім розширення обсягу досліджень з ізотопії Sr багатообіцяючим буде вивчення Sm-Nd-систем та прецизійне мас-спектрометричне дослідження TR, як це широко застосовується в інших країнах. Український шит у цьому відношенні може бути прекрасним полігоном дослідження, враховуючи його багатство на докембрійські лужні породи, в тому числі і кімберліт-лампроїти, та їх різноманітність, а також зв'язок з ними ряду рідкісних копалин (P, Zr, Nb, TR, Y, Sr).

1. Андреева Е. Д., Богатиков О. А., Борсук А. М. и др. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. — М.: Наука, 1985. — 485 с.
2. Бартицкий Е. Н., Верхогляд В. М., Довбуш Т. И. и др. Генетические типы щелочных интрузий Украинского щита по данным изотопного состава стронция апатитов // XII Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии, Москва 17–19 апр., 1989 г. — М., 1989. — С. 150–151.
3. Богатиков О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А. и др. Лампроиты. — М.: Наука, 1991. — 302 с.
4. Бутурлинов Н. В. Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — К., 1979. — 52 с.

5. Васильченко В. В., Раздорозный В. Ф., Цымбал С. Н., Кривдик С. Г. Тектоно-магматическая активизация Приазовского блока Украинского щита в палеозое // Тез. допов. Всеукр. міжвід. наради "Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита", Київ, квіт., 1998 р. — К., 1998. — С. 100–102.
6. Глевацкий Е. Б. Посткарельская "перестройка" Украинского щита и его минералогия // Минерал. журн. — 1997. — **19**, № 2. — С. 98–104.
7. Глевацкий Е. Б., Кривдик С. Г. Пояс докембрийских даек щелочных метаультрабазитов в Западном Приазовье // Геол. журн. — 1985. — **45**, № 4. — С. 58–63.
8. Загитко В. Н., Кривдик С. Г., Лежкова Г. В., Бартицкий Е. Н. Геохронология, петрология и рудоносность щелочных массивов Украинского щита // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. — М.: Наука, 1999. — С. 27–38.
9. Загитко В. Н., Луговая И. П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 316 с.
10. Козарко Л. Н. Щелочной магматизм и эволюция окислительного потенциала Земли // Геохимия. — 1996. — № 5. — С. 387–390.
11. Козарко Л. Н., Романчев Б. П., Форназери М. Геохимия калиевого вулканизма Италии // Там же. — 1988. — № 10. — С. 1408–1420.
12. Кривдик С. Г., Загитко В. Н., Луговая И. П. Изотопный состав минералов в карбонатах Черниговского массива (Приазовье) как индикатор условий их кристаллизации // Минерал. журн. — 1997. — **19**, № 6. — С. 28–42.
13. Кривдик С. Г., Загитко В. Н., Стрекозов С. М. та ін. Рідкінометалеві сієніти Українського щита та перспективи пошуків багатих руд цирконію та лантанодів // Там же. — 2000. — **22**, № 1. — С. 62–72.
14. Кривдик С. Г., Ткачук В. И. Петрология щелочных пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1990. — 408 с.
15. Кривдик С. Г., Ткачук В. И., Юрчишин А. П. Антоновский массив щелочных пород (Украинский щит) // Геол. журн. — 1991. — № 6. — С. 74–84.
16. Мицкевич Б. Ф., Беспалько Н. А., Егоров О. С. и др. Редкие элементы Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1986. — 254 с.
17. Нечаев С. В., Кривдик С. Г. Геологические закономерности размещения щелочных пород в Украинском щите // Геол. журн. — 1989. — № 3. — С. 113–120.
18. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. — 446 с.
19. Царовский И. Д., Брацлавский П. Ф. Нефелиновые породы Днестровско-Бугского района / АН УССР, Ин-т геохимии и физики минералов. — Препр. — Киев, 1980. — 46 с.
20. Цымбал С. Н., Кривдик С. Г., Кирьянов Н. Н., Маквичук О. Ф. Вещественный состав кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минерал. журн. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 22–38.
21. Цымбал С. Н., Шербаков И. Б., Кривдик С. Г., Лабунный В. Ф. Щелочно-ультраосновные породы Гордницкой интрузии (северо-запад Украинского щита) // Там же. — 1997. — **19**, № 3. — С. 61–80.
22. Hamilton D. L., Bedson P., Esson J. The behavior of trace elements in the evolution of carbonatites // Carbonatites / Ed. K. Bell. — London et al., 1989. — P. 405–427.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ

Надійшла 02.02.2000

РЕЗЮМЕ. Геохимическая неоднородность (гетерогенность) щелочных пород Украинского щита объясняется различием геодинамических обстановок их формирования. Глубинные исходные расплавы щелочных массивов, приуроченных к областям растяжения (рифтовые зоны) во внутренних частях докембрийской платформы, были уже на мантийном уровне их генерации одновременно обогащены как некогерентными (Ti, Zr, Nb, TR), так и когерентными (Cr, Ni) элементами-примесями. Магмы, выделенные из областей сжатия (субдукция, окраины платформ, граничащие со складчатыми поясами), отличались низким содержанием этих элементов.

SUMMARY. Geochemical discontinuity (heterogeneity) of alkaline rocks of the Ukrainian Shield is a result of differences in the geodynamic situations of their formation. Deep-seated original melts of alkaline massifs confined to extension zones (rift zones) in the inner parts of the Precambrian platform have already been on the mantle level of their generation enriched simultaneously with both incoherent (Ti, Zr, Nb, TR) and coherent (Cr, Ni) trace elements. Magmas melted out of the compression regions (subduction, platform margins bordering with folded belts) possessed low percentage of these elements.

УДК 551.311 : 551.14 (477)

С. С. Красовский, Ю. П. Оровецкий**Глубинное строение земной коры Украинского щита: современные представления**

Обобщены материалы по изучению глубинного строения Украинского щита, полученные комплексом геофизических методов. Проведено глубинное тектоническое районирование щита: выделены протоплатформенные массивы с мантийными диапирами в основании и компенсационные депрессии, их разделяющие. Особое место в структуре Украинского щита занимает Приднепровский палеосвод с мантийным плюмом в основании.

Развитие взглядов. В изучении глубинного строения земной коры Украинского щита (УЩ) ведущая роль принадлежит геофизическим методам. Это сейсмометрия (в первую очередь метод ГСЗ), гравиметрия, магнитометрия, геотермия. Электромагнитные наблюдения, к сожалению, еще мало используются, так как до сих пор не вполне ясна связь геоэлектрических аномалий с особенностями глубинного строения УЩ. Комплексные геолого-геофизические модели под руководством и при непосредственном участии В. Б. Соллогуба, В. И. Старостенко, С. И. Субботина, А. В. Чекунова строили Г. Я. Голизра, В. В. Гордиенко, С. С. Красовский, З. А. Крутиховская, Р. И. Кутас, Т. С. Лебедев, Ю. П. Оровецкий, И. К. Пашкевич, К. Ф. Тяпкин, О. М. Харитонов, а с использованием отдельных методов — В. М. Беланов, В. Б. Бурьянов, В. С. Гейко, О. Б. Гинтов, Т. В. Ильченко, Л. Т. Калужная, П. Я. Куприенко, В. Д. Омельченко, М. И. Орлюк, А. А. Трипольский и многие др.

Исследования, проведенные под руководством В. Б. Соллогуба методом ГСЗ, выявили значительную расслоенность консолидированной коры УЩ, наличие целого ряда границ с разными значениями скорости, фрагментарность проявления в разрезах этих границ, появление слоев с пониженной скоростью и др. По традиции все построения обычно сводились (пусть и с оговорками) к выделению раздела Мохо и двух слоев в консолидированном фундаменте, разделенных непрерывной границей Конрада (К). Придерживаясь модельных представлений об обязательном четком разделении коры на "гранитный" и "базальтовый" слои, исследователи стремились обязательно найти такие особенности волнового поля, которые можно идентифицировать с этой границей. Такие построения производятся до настоящего времени, хотя выделение и прослеживание границы обычно вызывало большие затруднения и было условным.

Детальные исследования в Украине (начатые в 1961 г.) и других регионах показали, что единой региональной границы К не существует [20, 21, 31–35]. В толще земной коры повсеместно регистрируются отдельные площадки (иногда эшелонированные по глубине), фиксируемые закритическими (метод ГСЗ) и докритическими (метод общих глубинных точек — ОГТ) отражениями и головными (рефрагированными) волнами. Глубина отражающего горизонта K_2 , определенная по ГСЗ, и граница обмена — по МОВЗ, может не совпадать — до 4 км [21]. Динамическая выразительность волн от K_2 в разных блоках заметно меняется. В одних это — граница первого рода, в других — зона определенной мощности с переслаиванием слоисто-инверсионных пачек, при общем понижении скорости в этом случае наиболее четко выражена подошва K_2 . Выше этой границы отражающие площадки залегают под разными углами, ниже — обычно горизонтально. По мнению В. Б. Соллогуба [21, 31], раздел K_2 был поверхностью земной коры и состоял из

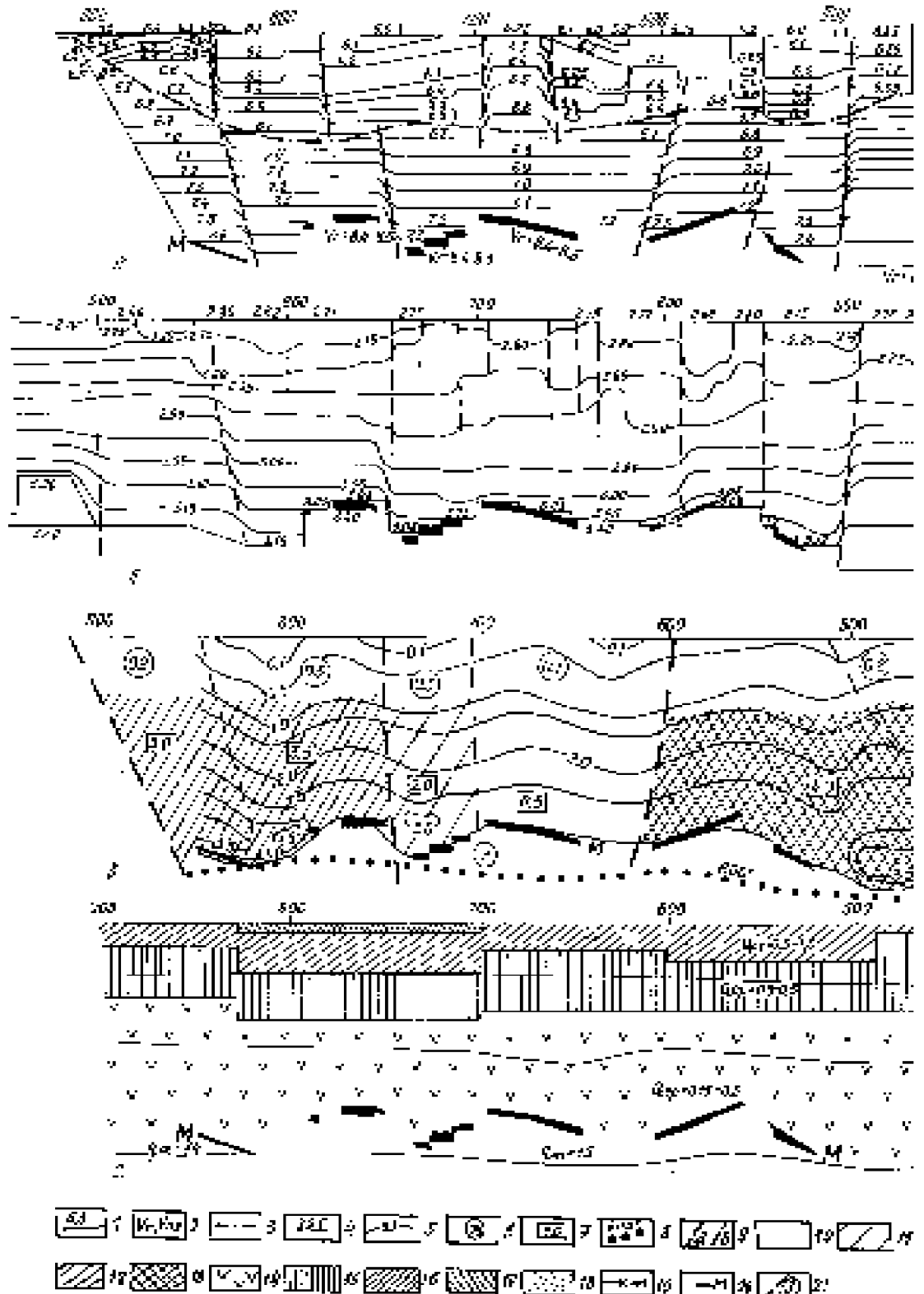
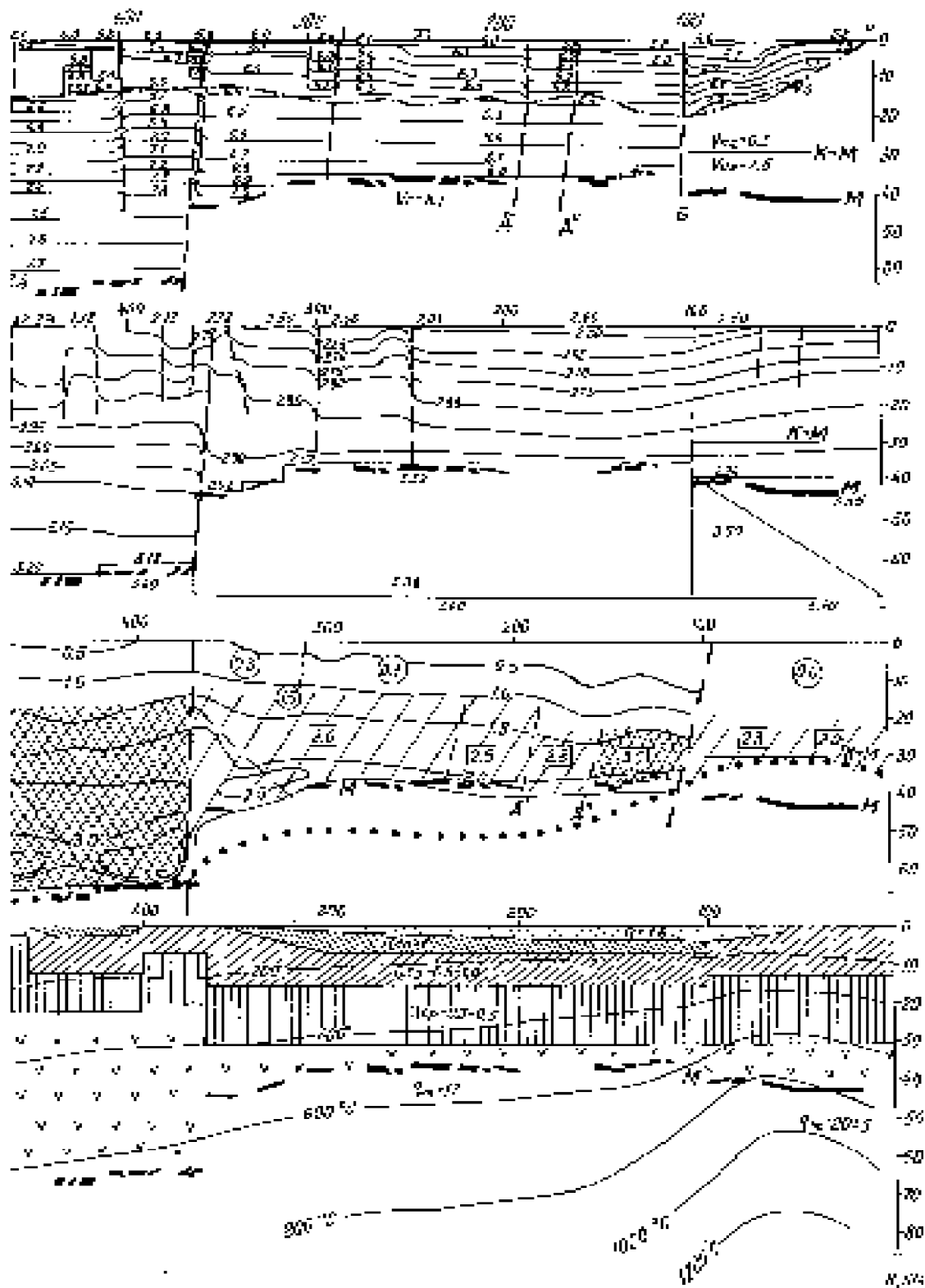


Рис. 1. Геофизические модели земной коры вдоль геотранверса VI: а — скоростная; б — плотностная; в — магнитная; г — тепловая; 1 — разной природы; 4 — изолинии плотности, г/см³; 5 — изолинии намагниченности (А/м) в предположении ее градиентного изменения по данным магнитного моделирования (а — крупных, б — более мелких); шкала намагниченности, А/м: 10 — 0–0,8; 11 — 2–2,8; 12 — мантийного слоя; 20 — раздел Мохо; 21 — разломы



изолинии скорости, км/с; 2 — граничная и пластовая скорости, км/с; 3 — граница между областями разреза, изученного по волнам с глубиной; 6 — намагниченность верхней части коры, А/м; 7 — то же, нижней части коры; 8 — изотермы 600 °С; 9 — границы блоков 3-4; 13 — >4; шкала теплогенерации Q_{cp} , мкВт/м³: 14 — 0,15-0,3; 15 — 0,3-0,5; 16 — 0,5-1,0; 17 — >1,0; 18 — 1,6; 19 — поверхность коро-

пород основного состава с $V_p = 7,0$ км/с, затем его перекрыли осадочные породы архея и протерозоя, и он стал для них фундаментом. "Следовательно, рассматриваемую границу необходимо называть протофундаментом, или фундаментом лунной стадии Земли" [21, с. 22]. Сейчас это представляется весьма спорным.

На УЩ раздел K_2 обычно выделяется на глубинах 14–20 км при $V_p = 6,3–6,5$ км/с, а во впадинах — на 20–25 км при V_p до 7,0 км/с. В. Б. Соллогуб [31] считал, что это единая сейсмическая граница, характеризующаяся различными значениями V_p , но никаких доказательств ее "единности" нет. Гравитационное моделирование глубинных структур четко показало, что при двухслойной модели консолидированной коры с постоянными плотностью и скоростью в слоях такой перепад раздела Конрада невозможен [11, 16]. Кстати, если бы своевременно были выполнены расчеты плотностных моделей по Кольскому полуострову, то было бы понятно, что подъем слоя базальтов до глубин 7–8 км невозможен, так как уровень гравитационного поля в этом и смежных регионах одинаков.

Последующие расчеты скоростных разрезов на УЩ засвидетельствовали, что кровля толщ пород с "базальтоидной" скоростью залегает не выше 26–30 км [21, 31]. Поэтому граница K_2 с $V_p = 6,3–6,5$ км/с, выделяемая во многих блоках на глубинах 5–20 км, не может быть кровлей "базальтового" слоя. Ниже этого раздела (K_2) наблюдается постепенное нарастание скорости с глубиной без четкой скачкообразной границы с $V_p = 6,8–7,0$ км/с, что свидетельствует об общем градиентно-слоистом нарастании скорости с глубиной без четкого разделения консолидированной коры на "гранитный" и "базальтовый" слои. Над сейсмической границей K_2 во многих блоках УЩ регистрируется слой с пониженными значениями скорости мощностью 5–7 км. Западнее и юго-западнее линеамента В, протягивающегося от г. Шепетовка до г. Мелитополь (т. е. в области распространения пород гранулитовой фации), горизонт K_2 отсутствует, слой с пониженной скоростью там также не отмечается [21, 31]. В. Б. Соллогуб полагал, что это вызвано воздействием гранулитовой фации метаморфизма и денудационным срезом.

Раздел Мохо прослеживается повсеместно, хотя и не непрерывно. Очень редко он представляет собой сейсмическую границу первого рода, на которой скорость увеличивается скачкообразно. Как правило, структура раздела Мохо сложная, многообразная и характеризуется сериями отдельных, часто эшелонированных по глубине площадок М с $V_p = 8,0–8,5$ км/с [21, 31]. Это свидетельствует о сложности перехода от консолидированной коры к верхней мантии, о возможном переслаивании пород в этой зоне. Наличие прерывистых, эшелонированных площадок делает неоднозначным и выделение раздела Мохо. Многие исследователи стремятся выделять одну резкую границу как огибающую верхние площадки М. При интерпретации особенно большие расхождения возможны в тех случаях, когда отсутствуют значения скорости на площадках М или неправильно определена природа волн. К сожалению, имеются построения, игнорирующие дифференцированное поведение раздела Мохо, если последний представляется выположенным. Так, в центральной части УЩ, где по многим профилям ГСЗ зарегистрирован перепад глубины раздела Мохо до 25 км [20, 21, 31, 35], целым рядом специалистов [3, 5, 29] предложены варианты интерпретации, предполагающие горизонтальное положение этого раздела.

На проблеме выделения раздела Мохо по отдельным площадкам следует остановиться особо. Вполне вероятен такой разрез, в котором имеются тела пород верхней мантии мощностью в несколько километров, подстилаемые породами земной коры. В этом случае площадки М могут быть зарегистрированы, но это не означает, что раздел Мохо поднят до глубины расположения этих площадок. Такой вариант вполне возможен по геотраверсу IV в районе г. Запорожье, где площадка М выделена на глубине 28 км [20, 31], что совершенно уникально для кристаллических щитов. В связи с этим отметим Покрово-Киреевскую структуру Приазовья, в которой на поверхность фундамента выходят гипабиссальные тела ультраосновных пород с мантийными значениями плотности и скорости, но нет никаких оснований рассматривать их как подъем раздела Мохо.

Обратим внимание на следующее обстоятельство. Из верхнемантийных пород только в эклогитах средняя скорость при давлении и температуре, характерных для

глубин раздела Мохо, превышает 8,0 км/с, а в ультраосновных породах она ниже [11, 12]. Каким же образом эти данные можно согласовать с тем, что V_p на разделе Мохо варьирует в пределах 8,0–8,4, составляя большей частью 8,1–8,3 км/с? Имеется ряд факторов, влияющих на повышение скорости в породах: изменение средней атомной массы; увеличение соотношения Mg и Fe и др. Анализ термодинамических условий различных фаций метаморфизма показал, что в низах коры под влиянием процессов метаморфизма происходит преобразование габброидов в пироксеновый гранулит, гранатовый гранулит и эклогит [12, 42]. В этом случае низы коры, приобретая хотя бы частично эклогитовый состав, могут приобретать и "мантийные" скорости. Тогда отдельные площадки М как раз и могут быть наиболее скоростными прослоями эклогитов среди высокометаморфизованных и ультраосновных пород. Таким образом, "мантийной" скоростью могут обладать нижнекоревые породы, и доля эклогитов в верхней мантии может быть весьма высокой. Об этом же может свидетельствовать и большое количество в земной коре некогерентных элементов, как следствие многократного преобразования пород: при эклогитизации вверх перемещаются более легкие дериваты — гранитоиды, щелочные, основные породы и др. Представления о том, что при наличии нескольких разделов Мохо они разновозрастны [31], сомнительны, так как при любой переработке в этот процесс вовлекается вся толща переходной зоны.

Следует указать, что на начальном этапе проведения ГСЗ далеко не всегда проверялось соответствие представляемых скоростных моделей среды наблюдаемому полю решением прямой сейсмической задачи (как это обычно принято при гравитационном моделировании). В последние годы оказалось, что не всегда разрезы ГСЗ согласовывались с наблюдаемыми годографами. Поскольку при этом часто идентифицировались границы с разными скоростными характеристиками или последние вообще отсутствовали, не было сведений о перепадах скорости на границах и ее изменении в выделяемых слоях, это не давало достаточной информации о среде и снижало достоверность интерпретации.

Построение высокоточных разрезов с сейсмическими границами и изолиниями скоростей возможно только по густой сети наблюдений при длинных годографах. Эти условия более или менее выполнялись в Украине и во многих регионах бывшего СССР (рис. 1, а). За рубежом же многие исследования проведены по довольно редкой сети наблюдений, что не дает возможности детально изучать скоростную характеристику разрезов. В то же время следует учитывать, что при наличии волноводов методы построения скоростных разрезов неоднозначны, существуют расхождения между моделями с резкими границами и переходными зонами, что приводит к различиям в геометрии и скоростной характеристике при разных вариантах интерпретации.

Во многих странах при изучении глубинного строения широко используются данные МОВЗ-ОГТ. Разрешающая способность этого метода в Украине наиболее высока для верхней части земной коры. Но при этом следует учитывать, что до настоящего времени не установлено однозначно определенной связи между скоплениями отражающих площадок и конкретными геологическими объектами. Предполагается, что они связаны или с переслаивающимися породами, или с зонами изменения напряженного состояния пород и т. д., но остается открытым вопрос — с чем именно? А вот значений скорости в разрезе этот метод не дает, четко раздел Мохо практически (во всяком случае, в Украине) не выделяется. Поэтому сейсмическая интерпретация этих материалов весьма затруднена. Ярким примером может служить сверхглубокая скважина в Германии у Оберфальца, где по данным ОГТ прослежена четкая смена морфологии отражающих площадок, которую проинтерпретировали как геологическую границу между породами различного состава и возраста. При бурении эта граница не была подтверждена, состав пород не изменился. Поэтому при изучении глубинного строения нельзя, опираясь на материалы МОВЗ-ОГТ, игнорировать данные ГСЗ [2].

Материалы ГСЗ по УЩ [8, 19–22, 31, 35] показывают, что в консолидированной земной коре в целом наблюдается градиентно-слоистое нарастание скорости (а значит, и плотности) с глубиной. Слоистость раздела Мохо также, очевидно, объек-

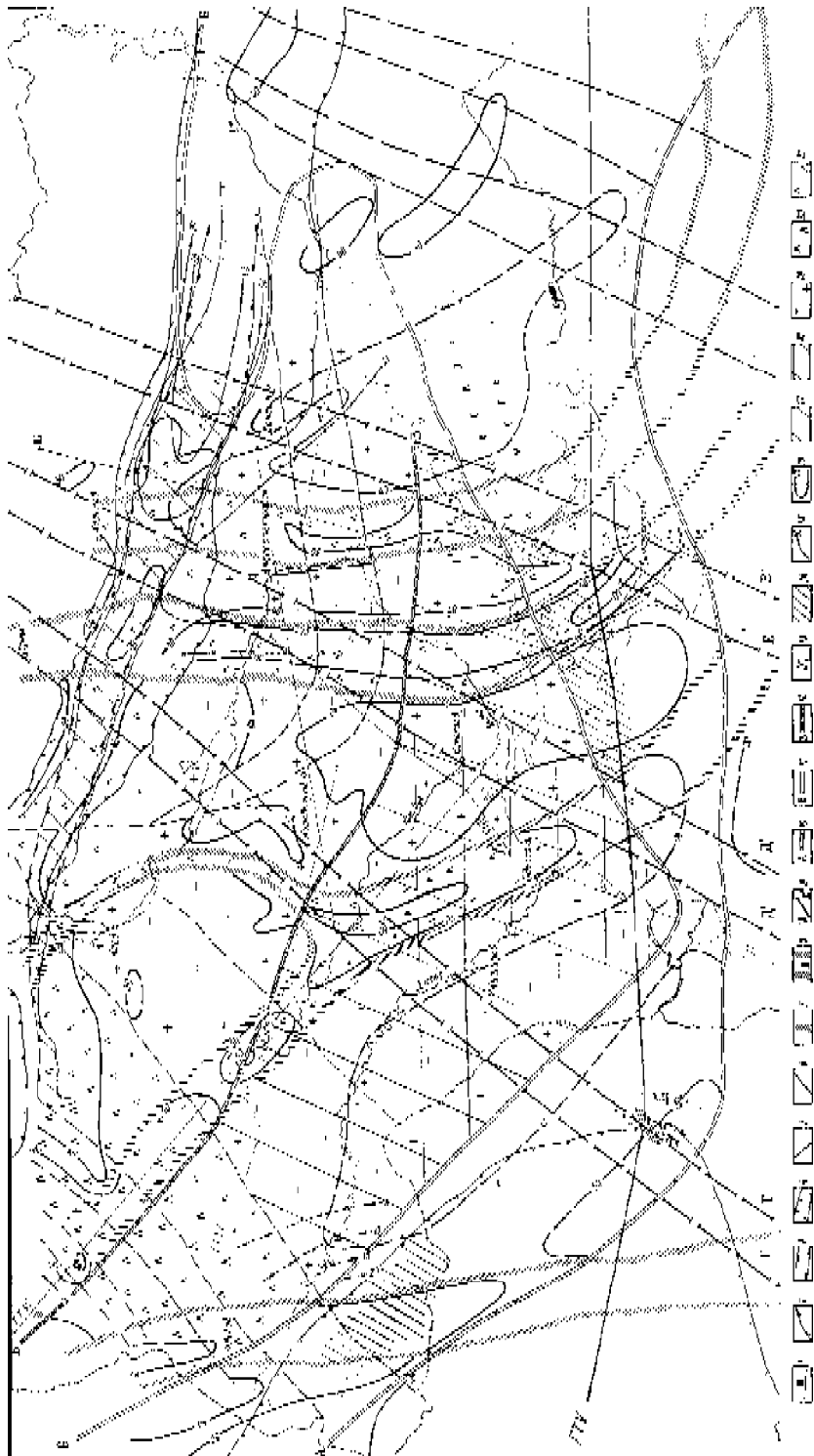


Рис. 2. Схема глубинного строения литосферы, по данным сейсмических исследований: 1 — профили ГСЗ; 2–4 — границы (2 — тектонических регионов, 3 — рифейского грабена в пределах Днепровско-Донецкого авлаха; 4 — ДДА, по данным ГСЗ); 5–7 — глубинные разломы (5 — по данным ГСЗ; 6 — северо-восточного простирания; 7 — раннепротерозойские); 8 — раннепротерозойские теосинклинальные зоны; 9 — магнитные разломы северо-восточного простирания; 10–12 — линейности А, Б, В; 13 — эпицентры землетрясений; 14 — рифтовые структуры; 15, 16 — изолинии (15 — по раздлу Мохо; 16 — поверхности К); 17 — регионы, в которых отсутствует поверхность К; 18–21 — регионы (18 — развиты породы гранулитовой фации метаморфизма; 19 — отсутствуют основные породы (гранитная кора); 20 — развиты основные породы мощностью >20 км; 21 — развиты основные породы мощностью <20 км)

тивно отражает сложность перехода при переслаивании пород с мантийными и нижнекоровыми скоростями. Комплексный кинематико-динамический анализ волнового поля выявил слоистую структуру земной коры [21]. На УЩ области повышенной расслоенности расположены в интервалах 11–21 и 38–50 км, а уменьшенной расслоенности — 26–37 км. О расслоенности свидетельствуют и материалы ОГТ. Земная кора даже смежных блоков неоднородна по латерали во всей своей толще, мощность которой также может существенно изменяться. Наиболее ярким примером этого является соседство Кировоградского и Голованевского блоков, где перепад глубин до раздела Мохо достигает 25 км, а различия в скорости V_p на одинаковых глубинах превышают 0,20–0,30 км/с [20]. Наиболее полные результаты сейсмических исследований В. Б. Соллогуб [21, 31] отразил на схеме глубинного строения литосферы (рис. 2).

При создании комплексных геолого-геофизических моделей глубинных и приповерхностных структур значительное место занимает также гравитационное моделирование, поскольку наиболее тесно с вещественным составом пород земной коры и верхней мантии связана плотность пород, а закономерности плотностных моделей разных типов структур и блоков используются при различных тектонических и геодинамических построениях [11, 12, 23]. На первом этапе таких исследований использовались упрощенные модели литосферы, при которых консолидированная земная кора аппроксимировалась одним, двумя или тремя слоями с постоянными значениями плотности [5]. Однако уже первые исследования в Украине с опорой на современные сейсмические материалы показали, что при гравитационном моделировании следует изучать градиентно-слоистую среду [5, 11, 16]. Естественно, что нельзя осредненные значения плотности на поверхности кристаллического фундамента принимать за средние для всей коры, хотя такие модели имеются [2, 3].

Обычно выделяемый при анализе гравитационного поля региональный фон объясняется глубинными плотностными неоднородностями [3, 5]. Однако опыт гравитационного моделирования и специальные теоретические исследования [12, 14] показали, что региональная составляющая практически не реагирует на многие особенности глубинного строения, а, в первую очередь, прямо коррелирует с приповерхностными плотностными неоднородностями. С глубинными особенностями разреза связь ее более сложная и часто обратная — глубинным разуплотнениям нередко соответствуют области повышенного, глубинным уплотнениям — области пониженного регионального фона. Причина такого явления — стремление к изостатическому уравниванию разноглубинных плотностных неоднородностей земной коры [3, 5, 11, 12, 21, 23].

Благодаря изостатической скомпенсированности разноглубинных объектов гравитационное поле имеет выположенный характер, что вызывает стремление объяснить поле совокупностью относительно неглубоко распространяющихся в земной коре объектов, что математически, как правило, удается достаточно успешно. При этом не только создается иллюзия однородности нижней части земной коры, но искажается строение и свойства ее верхней части [15, 16]. Поэтому представление о существовании приповерхностного "гравиактивного" слоя мощностью 7–20 км [3, 5] противоречит совокупности геолого-геофизической информации и его следует считать ошибочным. Например, снижение интенсивности поля над гранитоидами Кировоградского блока частично компенсируется увеличением интенсивности от мантийных образований в антиклинорной структуре раздела Мохо. Поэтому истинный дефицит масс верхней части блока, если не учитывать увеличение массы за счет подъема мантийных пород, будет занижен. В результате будет искажена структура верхней части коры и скрыта неоднородность глубинного строения.

Игнорирование закономерного стремления региональных структур к состоянию изостатического равновесия (что предопределяет погружение раздела Мохо под утяжеленными блоками земной коры и подъем его под облегченными блоками и что, как правило, находит четкое отражение в материалах ГСЗ) приводит к серьезным ошибкам при изучении глубинного строения [13]. Так, в работе [2] явно

ошибочно утверждается, что "базальтовый" слой в земной коре на юге Украины как таковой отсутствует даже в Черноморской впадине и что все аномалиеобразующие объекты расположены выше уровня 50 км. Взаимная компенсация влияния разнотелных объектов приводит к тому, что интенсивность приповерхностных неоднородностей компенсируется глубинными на 50–80 % [15]. А на моделях и реальных примерах было выяснено, что влияние обширной глубинной неоднородности формально можно заменить достаточно простой комбинацией менее глубинных объектов [14, 15].

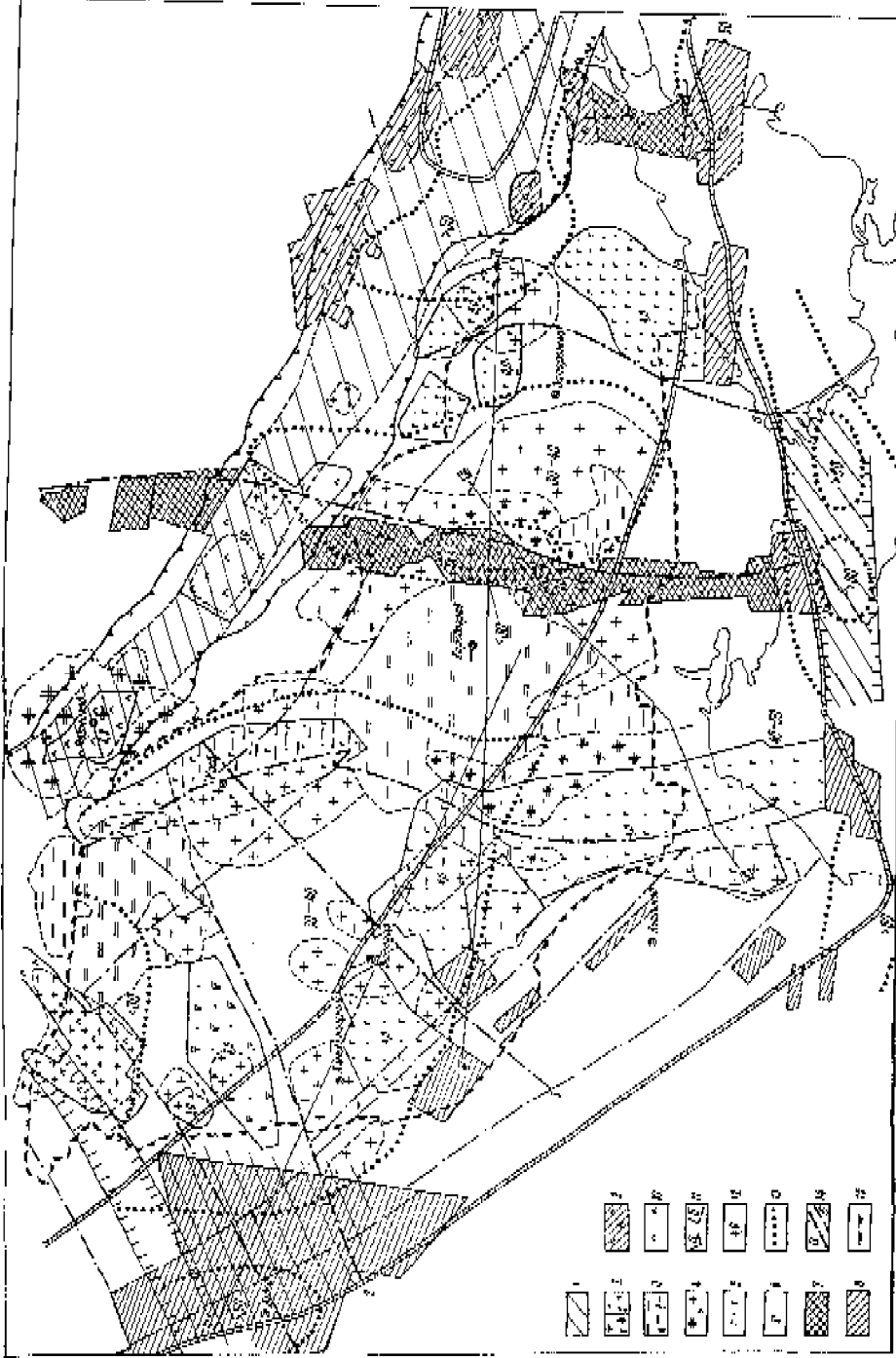
Обобщение и статистическая обработка 2180 образцов кристаллических пород из разных континентов, исследованных при высоких термодинамических условиях, характерных для соответствующих глубин земной коры и верхней мантии, свидетельствует, что есть достаточно четкая корреляционная зависимость $\rho = f(V_p)$ для кристаллических пород, имеющая определенную специфику в зависимости от состава и степени метаморфизма пород, а также некоторые различия в разных типах регионов [11, 12]. При этом было установлено, что при скорости $V_p \geq 8,0$ км/с ни в одном из образцов горных пород плотность не была $< 3,25 \cdot 10^3$ кг/м³. В общем же плотность верхней мантии вряд ли может быть $< 3,35 \cdot 10^3$ кг/м³ (с учетом *PT*-условий), наиболее приемлемое значение $3,40 \cdot 10^3$ кг/м³. Средняя плотность консолидированной земной коры составляет $(2,88–2,90) \cdot 10^3$ кг/м³ [12, 42]. Поэтому плотностные модели, в которых плотность верхней мантии $< 3,25 \cdot 10^3$ кг/м³, а средняя плотность консолидированной земной коры составляет $2,80 \cdot 10^3$ кг/м³ и менее, просто следует считать ошибочными [2].

С. С. Красовским [11, 12] разработана методика и технология гравитационного моделирования градиентно-слоистых трехмерных глубинных структур. Для ее создания были использованы: а) скоростные разрезы [8, 19–22]; б) корреляционные зависимости $\rho = f(V_p)$ для кристаллических пород, базирующиеся на экспериментах при *PT*-условиях глубинных структур с учетом поправок на геотектонические особенности регионов и специфику их вещественного состава [11, 12]; в) теоретические модели различных типов блоков [11, 12, 15]; г) оценка и учет изостатического уравнивания разных блоков [12, 14]; д) современное математическое обеспечение [32]; е) совокупность различной геолого-петролого-геофизической информации.

В Украине гравитационное моделирование выполнено вдоль профилей ГСЗ в масштабе 1 : 200 000 в трехмерном варианте с детальным учетом плотностных неоднородностей в полосе 70–100 км по обе стороны профилей. При этом тщательно моделировалась верхняя часть консолидированной коры, где скоростные характеристики отдельных блоков достаточно дифференцированы и имеются сведения о плотности пород по обнажениям и скважинам [8, 12, 15, 19, 20, 22, 40]. Следует отметить, что при изучении верхней части коры разрешающая способность гравитационного моделирования выше, чем метода ГСЗ [11, 12]. Глубже 10–15 км, где во многих блоках выделяется сейсмическая граница K_2 , а скоростная характеристика отличается меньшей дифференцированностью, модель земной коры при гравитационном моделировании представляется более генерализованной (рис. 1, б). Для тех профилей ГСЗ, по которым проведены МОВЗ-ОГТ, материалы последнего привлекаются для уточнения структурных построений. Особенностью расчета плотностных моделей на УЩ стало введение поправок к общей зависимости $\rho = f(V_p)$ для кристаллических пород [11, 12], что позволило приступить к прогнозу вещественного состава глубинных блоков. Наиболее тесно с вещественным составом связана плотность пород, а показателем большей или меньшей их основности и (или) степени метаморфизма является соответствие ρ и V_p в отдельных блоках их нормальному для кристаллических пород соотношению — $\rho = f(V_p)$ [11, 12, 23]. Это позволило разделить блоки земной коры на три типа: уплотненные, разуплотненные и нормальные.

Опираясь на сеть пересекающихся профилей ГСЗ и площадные гравиметровые съемки в последние годы для отдельных регионов УЩ сделан расчет объемных плотностных моделей земной коры. Результаты представлены в виде схем распределения плотности на различных глубинах, что позволило выявить и просле-

Рис. 3. Неоднородности литосферы Украины: 1-4 — плотностные (1 — уплотнение коры консолидированной земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена, Одесско-Джанкойско-го рифта и Львовского палеозойского прогиба; 2 — уплотнение коры УЩ (более (а) и менее (б) интенсивное); 3 — разуплотнение коры УЩ (более (а) и менее (б) интенсивное); 4 — уплотнение нижней части коры УЩ при разуплотнении ее верхней части); 5 — 8 — магнитные (5 — ядра древнейшей консолидации континентальной коры; 6 — то же, переработанные; 7 — древние архей-протерозойские шовные зоны; 8 — поздние и постпротерозойские шовные зоны); 9 — неоднородности в краевых частях ДДА; 10 — неоднородности, связанные с рифтами; 11 — контуры неоднородностей (а); то же, условно выделенные (б); 12 — намагниченность нижней части коры; 13 — геотермические аномалии теплового потока с указанием интервалов его значений, мкВт/м²; 14 — крупные глыбинные разломы, определяющие делимость УЩ на крупные блоки (а) и параллельные границе Восточно-Европейской платформы (б); 15 — граница Украинского щита. Обозначения условные, обозначения см. на рис. 2



дить изменения структурных планов на разных этажах земной коры [15, 36]. Такие трехмерные модели позволяют также строить схемы мощности "гранитного", "диоритового" и "базальтового" слоев [40]. Рассмотрено соответствие относительно однородных (в масштабе 1 : 500 000) в геологическом отношении участков УЩ типам строения земной коры. Сравнение проводилось на треугольной диаграмме мощности "гранитного — диоритового — базальтового слоев" [30]. Предварительное сопоставление показывает, что соотношение мощности слоев коры коррелируется с областями развития отдельных метаморфических комплексов и ареалами магматических комплексов глубинного происхождения.

Магнитное моделирование глубинных структур выполнено в двух модификациях с учетом распределения температуры в разрезе: однородное намагничение крупных блоков; градиентное изменение намагниченности с глубиной согласно с изменением скорости и плотности [17, 21, 23] по корреляционной методике, разработанной Г. И. Каратаевым и И. К. Пашкевич [10]. Нижней границей магнитоактивного слоя принимается либо раздел Мохо, либо изотермическая поверхность Кюри магнетита (около 600 °С), если она располагается выше Мохо (рис. 1, в). Выявленные положительные магнитные аномалии были отнесены к трем основным типам: древнейшие гранулитовые ядра (ядра древнейшей консолидации континентальной коры); ядра, подвергшиеся более древней переработке; шовные зоны, приуроченные к сочленениям блоков с разной мощностью и составом коры. Установлено закономерное уменьшение намагниченности с омоложением возраста становления коры. Распределение температуры получено на основе решения двумерного стационарного уравнения теплопроводности по вычисленным коровой и мантийной составляющим теплового потока [18]. Структура и состав коры находят отражение в плотности теплового потока и распределении радиогенных источников тепла по площади и глубине [19–23]. Земная кора четко делится на два слоя (рис. 1, г). Верхний слой мощностью 7–18 км отличается значительной неоднородностью, генерация тепла в нем дифференцирована и позволяет объяснить все колебания тепловых потоков в пределах древних структур; в нижнем — генерация тепла стабилизируется и составляет 0,10–0,50 мкВт/м³, уменьшаясь с глубиной.

Все эти материалы легли в основу схемы геофизических неоднородностей коры платформенной части Украины (рис. 3) [21, 23]. Эта схема является синтезом количественной и качественной интерпретации комплекса данных вследствие неравномерности сети профилей ГСЗ, а также неоднозначности решения обратных задач геофизики и недостаточности геолого-петролого-геофизической информации. Из плотностных неоднородностей на схеме показаны только области аномальных отклонений от стандартной зависимости $\rho = f(V_p)$ для кристаллических пород; глубинные магнитные неоднородности представлены в виде проекций возмущающих тел на земную поверхность. На базе данных о соотношении плотности и скорости продольных волн в различных типах кристаллических пород консолидированного фундамента было предложено выделить в земной коре три интервала: 1) $\rho < 2,75 \cdot 10^3$ кг/м³, $V_p < 6,30$ км/с; 2) $\rho = (2,75–2,90) \cdot 10^3$ кг/м³, $V_p = 6,30–6,80$ км/с; 3) $\rho > 2,90 \cdot 10^3$ кг/м³, $V_p > 6,80$ км/с. Петрологически первому диапазону отвечает смесь пород кислого и среднего состава; второму — смесь пород среднего и основного состава, включая гранодиориты, диориты, чарнокиты, многие гнейсы, сланцы, метаосновные породы и габброиды; третьему — интрузивные породы от основного до ультраосновного состава, а также метаморфические образования (гранулиты, амфиболиты). Таким образом, с учетом выбранных интервалов значений ρ и V_p земная кора условно разделена на три этажа без резких границ между ними — верхний, средний и нижний, которые весьма условно, в соответствии с имеющимися традициями, можно называть "гранитным", "диоритовым" и "базальтоидным" слоями, понимая всю условность такого "петрологического" деления.

Принцип преобладания в разрезе земной коры одного из выделенных этажей был положен в основу типизации блоков земной коры при составлении схемы глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 1 000 000 [37]. На УЩ в первом приближении выделены два наиболее крупных сегмента: западный и восточный, разделенные субмеридиональной Кировоградской зоной. Как показывает глубинная геофизика, значение этой зоны в докембрии Украины чрезвычайно велико. Это как бы древний "хребет" — "стержень", разделяющий щит на две геофизически и геологически различные части. В силу

наклонного положения разломов-ограничителей его контуры на разных глубинных уровнях смещаются в плане, сближаясь в центре блока. Кировоградский блок характеризуется самой низкой средней плотностью, высокой теплогенерацией и низкой намагниченностью. В южной части блока зафиксировано аномальное понижение плотности и в верхней мантии. Расположенные по обе стороны от этого блока Западно-Ингулецкая и Голованевская зоны отличаются резко повышенной мощностью коры, аномальной уплотненностью и высокой намагниченностью при низкой теплогенерации. В Голованевской зоне отсутствует гранитоидный этаж коры; в западной части зоны самая большая мощность коры (65 км), а восточная смещена ступенеобразным уступом с амплитудой >10 км.

В западной части УЩ развита древняя (архейская) гранулитовая кора с увеличенной мощностью и повышенной "базальтоидностью". Здесь отсутствует горизонт K_2 , земная кора аномально уплотнена и имеет пониженную теплогенерацию и повышенную намагниченность, здесь же сосредоточено основное количество глубинных магнитных неоднородностей. В северо-западной части щита выделен Вольно-Полесский рифтовый авлакоген, в котором при повышенных скоростях установлена аномально высокая плотность нижней части коры. В восточной части щита кора представлена зеленокаменными поясами Приднепровского блока, активизированным блоком Восточного Приазовья. Она характеризуется пониженной плотностью относительно скорости, пониженной намагниченностью, повышенной теплогенерацией и повышенной "гранитоидностью", почти повсеместным наличием горизонта K_2 и ортогональной системой разломов.

В пределах УЩ выделяются блоки гранитоидного типа коры со средней или уменьшенной мощностью, пониженной или дифференцированной плотностью и намагниченностью коры (Подольский, Белоцерковский, Фастовский, Винницкий, Кировоградский, Приазовский). Разуплотненной корой пониженной мощности обладают Приазовский и Коростенский блоки. В восточной части Подольского блока расположен массив уманских гранитов, но в целом блок отличается от гранитизированных структур повышенными плотностью и намагниченностью и пониженным тепловым потоком. В Приднепровском блоке выделяется западная часть, имеющая мощную земную кору повышенной плотности в нижней части при разуплотнении верхнего этажа. В центральной части блока при мощности коры порядка 40 км имеются локальные уплотнения, приуроченные к Верховцевской, Сурской, Чертомлыкской и другим структурам. Площадка М на глубине 28 км, как указывалось выше, не может рассматриваться как кровля сплошной верхней мантии, так как уровень гравитационного поля здесь такой же, как и в смежных блоках, и нет никаких оснований выделять в коре разуплотнения, компенсирующие подъем раздела Мохо [12, 20, 23]. В южной части блока верхняя часть коры разуплотнена, а в северо-восточной части выделяется Волчанская структура повышенной плотности.

В пределах УЩ прослежен ряд субмеридиональных зон с повышенной (до 50–65 км) мощностью коры базальтоидного типа при повышенной плотности и намагниченности пород, названные В. Б. Соллогубом [31] Одесско-Ядловской и Одесско-Винницкой, Криворожско-Крупецкой, Орехово-Павлоградской и связываемые им с древними геосинклиналями (по аналогии — под молодыми геосинклиналями увеличивается мощность коры). Однако гравитационное моделирование показало [12, 14, 19–23], что большая мощность коры — это следствие увеличения массы вышележащих пород, что может быть обусловлено как внешней нагрузкой в виде гор, так и уплотненными породами коры. А благодаря стремлению блоков к состоянию изостатического равновесия это в обоих случаях вызывает погружение их подошвы и тем самым опускание раздела Мохо.

Отдельно следует остановиться на выделении по геофизическим материалам разломов. В физических полях разломы могут отражаться при следующих условиях: а) если в зонах их проявления был привнос, вынос материала или произошло изменение состояния пород; б) вдоль разломов сместились блоки с различными физическими характеристиками пород. При этом аномальный эффект должен быть таковым, чтобы разрешающая способность применяемого геофизического метода позволяла его выявить. Выделенная в геофизической модели резкая граница на самом деле может быть отражением постепенного изменения свойств. Например, градиентно-слоистое нарастание ρ и V_p с глубиной представлено скачкообразной границей раздела Конрада. Разрывы и уступы в сейсмических границах, точки диф-

ракции, цепочки сейсмических площадок, линейные аномалии, ступени и градиентные зоны в полях, границы отдельных тел и другие нарушения также могут быть обусловлены разломами, но могут быть вызваны и иными факторами. Так, цепочки наклонных сейсмических границ в разрезе могут проявлять разломы, но могут быть связаны с переслаивающимися породами и т. д. Весьма условно к проявлению глубинных разломов следует приурочивать любые разрывы в разделе Мохо, учитывая фрагментарность отдельных площадок или их эшелонированность. Тем более проблематично однозначное соединение признаков разломов на разделе Мохо с их приповерхностными проявлениями. Поэтому выделение глубинных разломов — операция далеко не однозначная, а обоснованность построений тем выше, чем большее количество признаков по разным геофизическим критериям использовано. Таким образом, выделяемые глубинные разломы следует рассматривать не как установленный факт, а как более-менее уверенную интерпретационную конструкцию. Достоверность этих разломов тем выше, чем надежнее используемая при этом геолого-петролого-геофизическая информация.

На основании комплекса геолого-геофизических материалов в пределах УЩ и смежных регионов были выделены глубинные разломы различных типов [21, 31], представленные на рис. 2: 1) мантийные линеаменты *A, B и V*. Линеамент *A* разделяет сегменты с тонкой (<30 км) и мощной (>40 км) корой; линеамент *B* является юго-западной и южной границей Восточно-Европейской платформы; линеамент *V* отделяет ту часть УЩ, в которой развиты породы гранулитовой фации; 2) протяженные линеаменты *ГГ'', ДД'', ЕЕ''* пересекают всю толщу литосферы в северо-восточном направлении; 3) разломы, разграничивающие основные тектонические регионы Украины; 4) разломы, ограничивающие различные блоки УЩ; 5) внутриблоковые разломы; 6) наклонные разломные зоны, пересекающие всю консолидированную кору под углом от 70 до 40° и уходящие в верхнюю мантию.

Необходимо также остановиться на некоторых специфических подходах к изучению глубинного строения УЩ. Ю. П. Оровецкому с помощью разработанной им методики статистической фильтрации волновых полей и использования апостериорного геолого-геофизического материала удалось выделить крупные мантийные диапиры. В. В. Гордиенко активно разрабатывает полиморфно-адвекционную гипотезу глубинных процессов и на этой основе предлагает свою модель глубинного строения УЩ [4, 23]. К. Ф. Тяпкин разработал новую модель геоизостазии и применил ее для изучения разломных и складчатых структур докембрия [33].

Модель глубинного тектонического районирования Украинского щита. Тектоническое районирование УЩ, осуществленное Г. И. Каляевым в 1972 г. на основе структурно-формационного анализа [9], не потеряло своего значения до наших дней. В качестве главных структурных элементов он выделил протоплатформы и разделяющие их протогеосинклинали, разграниченные зонами глубинных разломов. К протоплатформам отнесены Волынский, Подольский, Кировоградский и Приазовский массивы, к протогеосинклиналям — Белоцерковско-Одесская (Одесско-Ядловская) [31], Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская, а также геосинклинальная система Большого Кривого Рога. Для протоплатформенных массивов наиболее характерны магматические формации повышенной щелочности, включая граниты рапакиви, и щелочные метасоматиты; для протогеосинклиналей — типичный для депрессий набор формаций, начиная со спилит-кератофировой до молассовой включительно. Р. Я. Белевцев [1] считает метаморфизм УЩ изобарическим. Роль переменной величины, создающей широкий спектр метаморфических фаций, по его мнению, играет температура. Температурный график метаморфизма, построенный вдоль IV геотраверса ГСЗ, имеет вид дифференцированной кривой, на которой крупные температурные максимумы пространственно коррелируют с протоплатформенными массивами.

Обобщая эти фундаментальные по своей значимости факты, приходим к выводу: магматические формации повышенной щелочности, образующие крупные гранитоидные интрузии на поверхности протоплатформ УЩ, сформировались в результате прогресса древней континентальной коры, который был большим, чем прогрев коры расположенных рядом протогеосинклиналей. Такая локализация высокой температуры связана с конвективным теплообменом, характерным для мощного глубинного магматизма. Возраст гранитообразования (~2,0 млрд лет) соответствует раннему протерозою. О природе самой древней (~3,2 млрд лет) струк-

туры геосинклинальной системы Большого Кривого Рога — Приднепровского блока УЩ — единого мнения нет. Различные представления, опубликованные в различных изданиях, здесь не комментируются; однако следует сказать, что подобная неопределенность во взглядах явно отражает сложность проблемы. Геофизические представления о глубинном строении УЩ базируются преимущественно на сейсмических материалах [31, 35], которые в основном подтверждают результаты структурно-формационного анализа. Новым в районировании оказалось выделение Винницкой протогеосинклинали, имеющей диагональное по отношению к ранее выделенным простирание [31], и Приднепровского палеосвода [27] на месте геосинклинальной системы Большого Кривого Рога [9] (рис. 4). Установлено, что раздел Мохо под протогеосинклиналями находится на большей глубине, чем под протоплатформами. Это свидетельствует не только о достоверности общей тектонической дифференциации УЩ, установленной на основе структурно-формационного анализа, но и подтверждает депрессионную природу протогеосинклиналей на всю мощность континентальной земной коры, заставляя задуматься о подкоровых причинах этого депрессионного погружения (рис. 5).

Использование методики статистической фильтрации волновых полей [24, 41] позволило впервые в практике сейсмических исследований выявить в основании протоплатформенных массивов трансоровые аномалии, которые своими корнями уходят в мантию (рис. 4). Наиболее детально в геофизическом отношении изучена Кировоградская трансоровая аномалия, принятая за тектонотип. Она слагает основание Кировоградской протоплатформы, которая представлена антиклинорием. Вдоль меридиональной оси антиклинория располагается Новоукраинский массив ультраметагенных гранитоидов [24, 41], субстанцией для которых послужили биотитовые гнейсы ингуло-ингулецкой серии. Метаморфизм здесь прогрессивный, зональный и изохимический. Степень его возрастает к центру Кировоградской протоплатформы; метаморфические границы секут геологические.

Гравитационное поле над протоплатформой представлено наибольшим на УЩ минимумом. Изучением его природы занимались многие исследователи. В их моделях четко прослеживается одна общая черта — прогиб изолиний плотности (иногда почти на трансоровые глубины) [3], что входит в противоречие с сейсмическими данными [31]. В работе [15] рассчитано гравитационное влияние новоукраинских гранитоидов. Установлено, что Кировоградский минимум может быть скомпенсирован при достижении гранитами мощности 23 км, в то время как, судя по сейсмическим данным, уже на глубине ~ 15 км должны залегать породы основного состава [24, 31]. Таким образом, было показано, что решение проблемы геологической интерпретации Кировоградского минимума силы тяжести "в лоб" оказалось несостоятельным. Наличие над Кировоградской трансоровой аномалией интрузивных гранитоидов свидетельствует о высокой плотности палеотеплового потока. Анализ материалов, представленных в работах [1, 9], и совместное нахождение мафических и ультрамафических пород дает основание предполагать существование на глубине значительного по объему магматического тела. Для проверки этого предположения в воронкообразную трансоровую аномалию была введена "единственно возможная" [34] модель строения крупной интрузии. Динамическая схема ее развития состоит в том, что при внедрении в земную кору перегретый магматический расплав на эндоконтакте переохлаждается и образует породы периферической фации быстрого остывания, в которой консервируется изначальный его состав. Эта область контролирует очертания магматической камеры. Низкая теплопроводность эндоконтактных пород, как и всех силикатов в целом, ведет к термостатированию расплава. Здесь в большом объеме, который обладает значительной тепловой инерцией, происходит фракционная дифференциация. В результате возникает конструкция с отчетливо выраженной вертикальной изменчивостью состава. Поверхность каждого дифференциата в гравитационном поле Земли располагается горизонтально и дисконформно к породам периферической фации.

Эта общая петрологическая модель приведена в соответствии с сейсмической моделью [31] и просчитана на компьютере [24] по методике сейсмогравитационного моделирования [11, 12]. Результаты интерпретации оказались удовлетворительными (рис. 6). К специфике расчета следует отнести увеличение плотности пород периферической фации до $3,30 \text{ г/м}^3$, что генетически обеспечивает локаль-

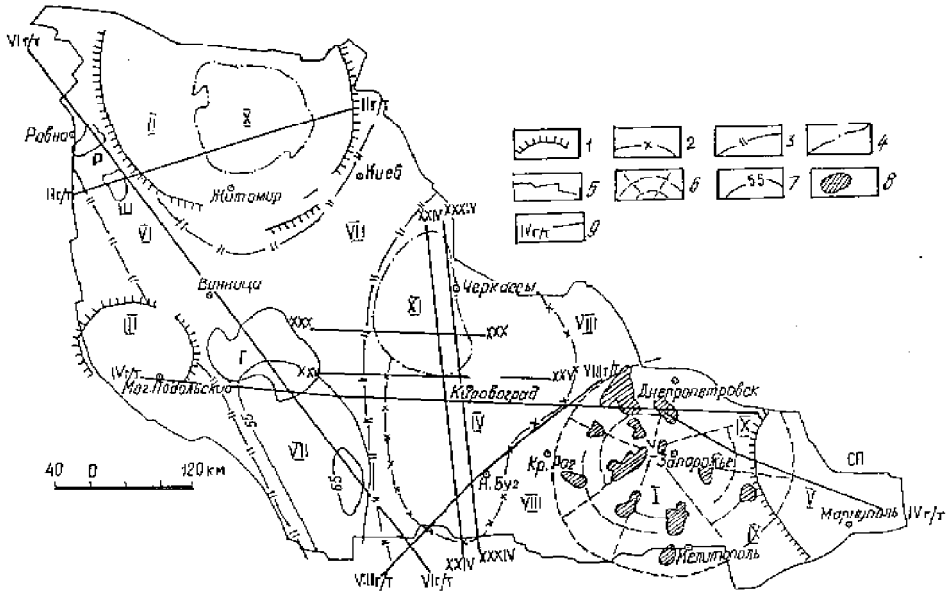


Рис. 4. Схема глубинного тектонического районирования Украинского щита. Структуры (римские цифры): I — Приднепровский палеосвод; II–V — протоплатформы (II — Волынская, III — Подольская, IV — Кировоградская, V — Приазовская); VI–IX — компенсационные депрессии (VI — Винницкая, VII — Одесско-Ядловская, VIII — Криворожско-Кременчугская, IX — Орехово-Павлоградская); анортозит-рапакивигранитные массивы: X — Коростенский; XI — Корсунь-Новомиргородский; криптоинтрузии основного состава: P — Ровенская; Ш — Шепетовская; Г — Гайсинская. Границы: 1 — по данным дистанционных методов; 2 — Кировоградского мантийного диапира; 3 — Винницкой и Одесско-Ядловской впадин; 4 — анортозит-рапакивигранитных массивов; 5 — Украинского щита; 6 — Приднепровский палеосвод; 7 — Кривоозерская мантийная депрессия; 8 — зеленокаменные структуры; 9 — профили ГСЗ

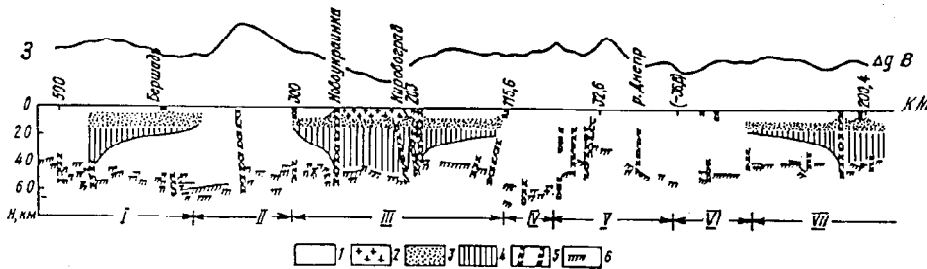


Рис. 5. Схема размещения мантийных диапиров вдоль геотраверса IV (римские цифры): I — Подольский; III — Кировоградский; V — Приднепровский палеосвод; VII — Приазовский; компенсационные впадины: II — Одесско-Ядловская; IV — Криворожско-Кременчугская; VI — Орехово-Павлоградская; 1 — земная кора; 2 — новоукраинские гранитоиды; 3 — апикальные серпентиниты; 4 — мантийные диапиры; 5 — глубинные разломы; 6 — раздел Мохо

ные положительные гравитационные аномалии, ограничивающие региональный Кировоградский минимум силы тяжести. Это также однозначно характеризует породы периферической фации как ультрабазиты и определяет изначальный состав магматического расплава мегаинтрузий. Выпадает из этого ряда апикальная часть мегаинтрузии, располагающаяся на глубине 8–14 км. По сейсмическим данным здесь находится инверсионный слой, в котором скорость продольных волн уменьшается от 6,3 до 6,0 км/с, что отождествляется с наличием на этих глубинах серпентинитов. Ультрасноновый состав мантийных диапиров подтверждается наличием алмазных кимберлитов в пределах Приазовской и Кировоградской протоплатформ [25]. Скоростной интервал 6,3–7,2 км/с определяет породы основного состава, к которым отнесены дифференциаты (сверху вниз): анортозиты, габбро, нориты, гипербазитовые кумулаты с соответствующей плотностью (рис. 6). В целом для разреза характерно градиентное изменение плотности, что подразумевает на-

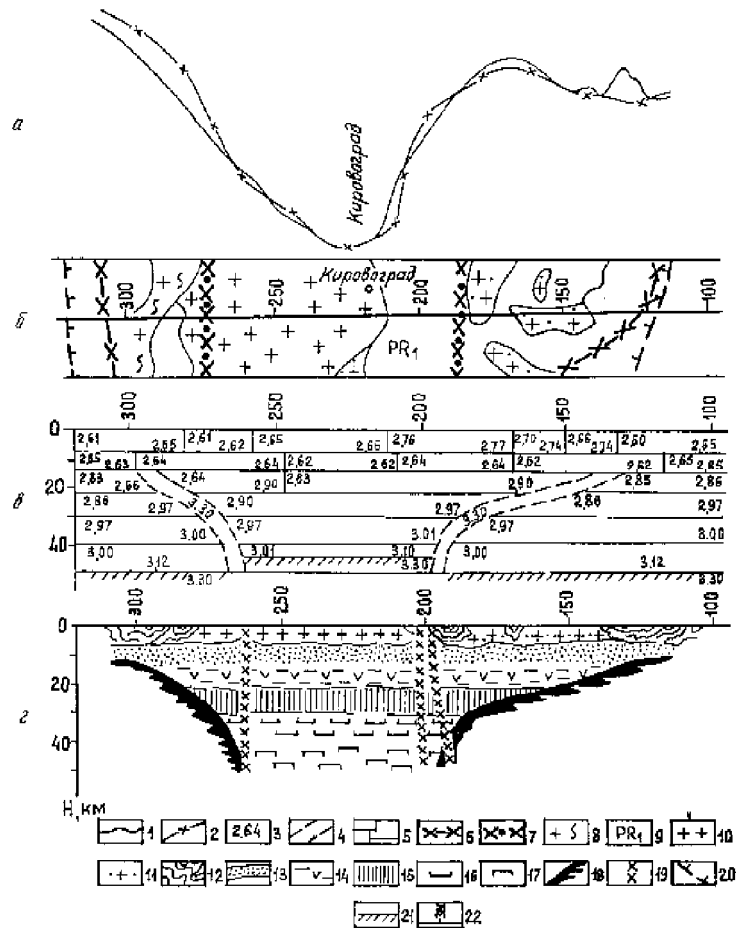


Рис. 6. Глубинное строение Кировоградского мантийного диапира (сейсмогравитационное моделирование): а — аномальные кривые силы тяжести (1 — естественная, 2 — рассчитанная); б — фрагмент геологической карты; в — плотностная модель (3 — плотность, г/см³; 4–7 — границы (4 — высокоплотностных пород; 5 — локальных плотностных тел; 6, 7 — апикальной части и абиссолита Кировоградского мантийного диапира соответственно); 8 — гнейсы, граниты; 9 — возраст пород); г — петрологическая модель (10 — новоукраинские гранитоиды; 11 — долинские и другие гранитоиды; 12 — складчатость; 13 — серпентиниты; 14 — анортозиты; 15 — габбро; 16 — нориты; 17 — гипербазитовые кумулаты; 18 — гипербазиты периферической фации; 19 — глубинные разломы, по геофизическим данным; 20 — то же, по геологическим данным; 21 — раздел Мохо; 22 — пикеты)

личие разностей, переходных между основными дифференциатами. Автоматически решена проблема распространения новоукраинских гранитоидов. Они ограничены кровлей апикальных серпентинитов на глубине 8 км, располагаются над основанием мегаинтрузии, где предполагаются наибольшие запасы тепла (рис. 6), и вследствие этого могут быть отнесены к палингенным образованиям.

Таким образом, тесная взаимная увязанность тектонических, палеотемпературных, петрологических данных, а также результатов сейсмического и гравитационного моделирования позволяет отождествить трансоровые аномалии протоплатформенных массивов УЩ с соразмерными им мантийными мегаинтрузиями изначально ультраосновного состава и на этом основании именовать их мантийными диапирами [24, 41]. Объемы мантийных диапиров составляют первые сотни тысяч километров кубических. Перемещение в земную кору таких значительных магматических масс вызвало формирование над ними крупных антиформ протоплатформенных массивов, которые становились источником кластогенного материала. В мантийной астеносфере это внедрение вызвало эквивалентный дефицит расплава, возмещение которого компенсировалось обрушением литосферы. В результате между мантийными диапирами сформировались синформы рифтинг-

протогеосинклиналей [24, 41], что отражается сейчас как в формационном разрезе, так и в погружении под ними основания земной коры — раздела Мохо (рис.5). В создавшейся глубинной обстановке протоплатформенные массивы генетически связываются с мантийными диапирами, основной причиной их кратонизации, а рифтинг-протогеосинклинали являются производными структурными формами — подвижными областями компенсационных депрессий.

Особое положение в структуре УЩ занимает Приднепровский палеосвод [27]. Это крупное древнее поднятие — самая южная провинция трансрегионального проторифтогенного гранит-зеленокаменного пояса Восточной Европы, который протягивается в виде меридиональной полосы от Баренцева моря через Черное, переходя вдоль 36° в. д. на Африканский континент, где вливается в Восточно-Африканскую рифтовую систему [24, 26, 27, 41]. В локализованных гранит-зеленокаменных провинциях пояса, отождествляемых с мантийными плюмами, установлено сводовое залегание раздела Мохо [24, 26, 41]. Пространственная линейность плюмов вызвана расположением их вдоль архейского экватора, где центробежные, ротационного происхождения силы, максимальны [41]. Приднепровский палеосвод ограничен морфоструктурой центрального типа. Архейские породы слагают дозелено-, зелено- и послезеленокаменные структурно-метаморфические группы. Дозеленокаменная группа включает аульскую серию и новопавловский (3,65 млрд лет) комплекс, эндербитизация которого произошла 3,4 млрд лет назад. Протолиловый циркон из этих образований (возраст 3,7 млрд лет) указывает на существование более древней мафической коры. В новопавловском комплексе преобладают мафические породы. К этой группе относятся также днепропетровские и слагородские гранитоиды. Первые слагают основную "ткань" региона (возраст 3,3 млрд лет), вторые — эпизодичны [6, 38, 39]. Зеленокаменная группа — это вулканогенно-осадочный комплекс конкско-верховцевской серии, которая после значительного перерыва в осадконакоплении (0,1 млрд лет), связанного с подъемом территории, залегает на дозеленокаменном основании. Возраст ее вулканизма — 3,2 млрд лет [6, 38, 39]. В ней выделены салический и мафический формационные ряды [7, 27]. В первом разрез начинается метадацит-андезит-толеитовой формацией, что придает ему антидромную направленность, во втором — метакоматиит-толеитовой, которая указывает на гомодромную последовательность вулканитов. Наличие гомодромности по периферии Приднепровского палеосвода свидетельствует о большей проницаемости древней земной коры для мантийных расплавов, в то время как антидромность центральной его части означает начальный коровый магматизм [7, 27]. Это может быть связано с конвективной и кондуктивной схемами теплопереноса соответственно. Общий для обеих формаций толеитовый фон дает основание говорить о чрезвычайной температурной активизации недр, что сопровождалось значительным приращением объема и сыграло, как представляется, основную роль в сводообразовании и выведении территории в дозеленокаменное время из области осадконакопления. К послезеленокаменной группе относятся сурские, саксаганские, демуринские и мокромосковские, а также токовские гранитоиды; их возраст 3,0–2,9; 3,3–2,8; 3,0–2,8; 2,7–2,6 млрд лет соответственно [6, 28, 38, 39]. Подробная плотностная характеристика перечисленных образований приведена в работе [27].

Сейсмическими методами в Приднепровском палеосводе на общем сводовом фоне раздела Мохо под зеленокаменными структурами установлено утонение земной коры до 29–33 км, тогда как на остальной его территории она >45 км. Такое неглубокое и локализованное залегание сильных отражающих площадок нельзя отождествлять с основанием земной коры [11, 12]. Они должны быть более молодыми, коррелировать по возрасту с конкско-верховцевской серией и генетически принадлежать к магматическим выступам над температурно активизированной астенообластью. Сейсмическая скорость 8,1–8,3 км/с однозначно характеризует их как гипербазиты, что косвенно подтверждается наличием ультраосновных коматиитов в разрезе зеленокаменных структур. Подошва зеленокаменных структур повсеместно образует узкие глубокие впадины, напоминающие трещины отрыва, которые формируются при сводообразовании сверху вниз. На глубине эти трещины, по-видимому, достигали магматических выступов, что характеризует их как магмоподводящие каналы. Образовавшиеся тектонические трюги заполнялись эффузивами, пирокластами и осадками, которые последующими движениями были интенсивно дислоцированы.

При сейсмогравитационном моделировании Приднепровского палеосвода [27]

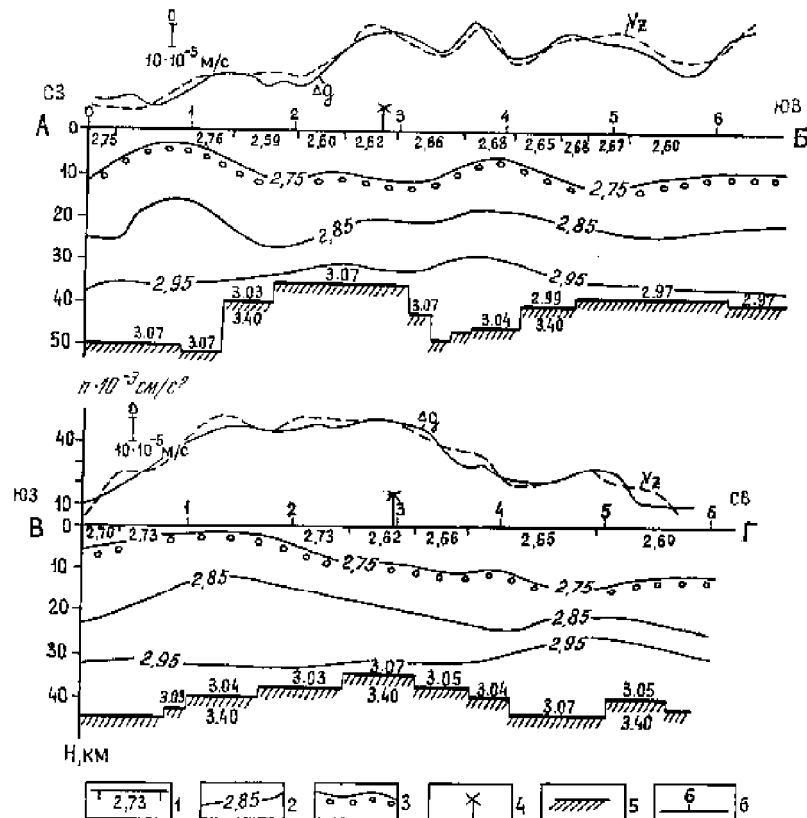


Рис. 7. Расчетные профили сейсмогравитационного моделирования: 1 — плотность пород, определенная экспериментально, г/см³; 2 — изоденсы, г/см³; 3 — "кровля" гранулитовой фации; 4 — точка взаимного пересечения профилей; 5 — раздел Мохо; 6 — пикеты на профилях; кривые силы тяжести: Δg — естественная, V_z — расчетная

использовались скоростные разрезы по профилям ГСЗ. Значение плотности по поверхности определялось по петрофизическим данным, а глубинных областей — путем корреляционной зависимости $\rho = f(U)$ [11]. С целью получения общих представлений о глубинном строении региона предпринято моделирование распространения плотности вдоль взаимопересекающихся профилей А—Б и В—Г, минуящих зеленокаменные структуры. Удовлетворительная минимизация расчетных (V_z) кривых с естественным полем силы тяжести (Δg), а также жесткая увязанность их интенсивности в точке пересечения дает основание считать оптимальными модельные результаты (рис. 7). Основание земной коры на профиле А—Б располагается в интервале 50,0—36,0 км. Плотность вдоль этой поверхности изменяется от 3,03 до 3,07 г/см³. Какой-либо закономерности в ее распределении не установлено, поэтому уместно допустить последующие изменения начального спектра пород. Наименьшая глубина раздела Мохо между ПК 2 и 3 находится под центральной частью палеосвода. В общем же эта поверхность образует сложно построенный свод. Для анализа вещественной трансформации земной коры по ее мощности выбраны изоплотностные уровни 2,95; 2,85 и 2,75 г/см³. Изоденса 2,95 г/см³ над самым глубоким участком раздела Мохо (ПК 0—1) залегает спокойно, несколько повышаясь к центральной части свода. На его юго-восточном склоне, в области второго углубления раздела Мохо (ПК 3—4), она образует антиклинальный перегиб и далее залегает субгоризонтально. Изоденса 2,85 г/см³ отражает ощутимые антиклинальные перегибы над обоими погружениями раздела Мохо. Аналогично поведение изоденсы 2,75 г/см³: наиболее близко к поверхности она подходит в районе ПК 1 и 4. В первом случае здесь располагаются Демури́нский и Пятихатский гранит-гнейсовые купола, а во втором — Камышевахский. На профиле В—Г также моделируется свод по разделу

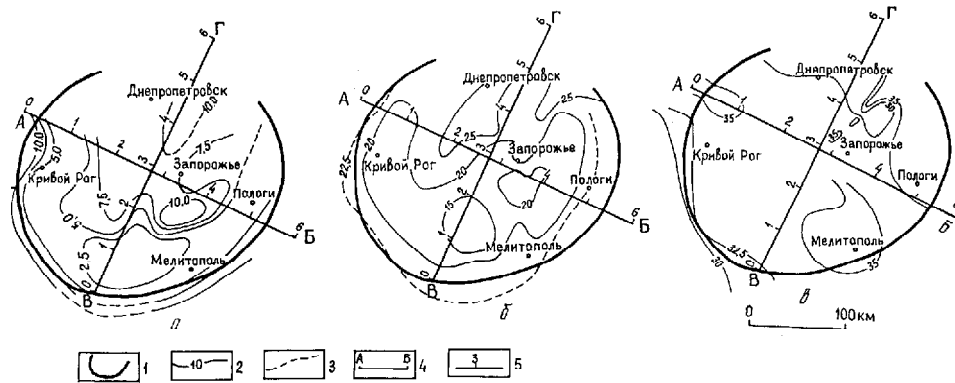


Рис. 8. Пространственное распределение изоденс внутри Приднепровского палеосвода, г/см³: а — 2,75; б — 2,85; в — 2,95; 1 — внешнее кольцо Приднепровского свода, по дистанционным данным; 2 — распределение изоденс по глубине, км; 3 — предполагаемое распределение изоденс; 4 — расчетные профили; 5 — пикеты на расчетных профилях

Мохо, однако здесь его строение менее сложное и более симметричное: в центральной части он залегает на глубине 36 км (ПК 3), что коррелирует с профилем А—Б; на склонах — 46 км (ПК 0—1; 4—5). Абсолютный перепад значений плотности и поведение вдоль раздела Мохо такое же, как на профиле А—Б, что можно объяснить теми же причинами. Изоденсы 2,95 и 2,85 г/см³ имеют качественно аналогичные предыдущим конфигурации. Однако изоденса 2,75 г/см³ в северо-восточной части вместо антиклинального перегиба над разделом Мохо, как это было на профиле А—Б, уходит на глубину 15 км, образуя впадину (рис. 7). Геологические данные указывают, что в месте наибольшего воздымания изоденсы 2,75 г/см³ (ПК 1) располагается Константиновский гранит-гнейсовый массив. Далее на северо-восток (ПК 3), где находится Запорожский гранит-гнейсовый купол, какой-либо аномальности в изоденсах не обнаружено. Петрофизически это объясняется исключительно изоплотностной характеристикой пород. Сделанное заключение обязывает рассматривать возраст метаморфогенных пород Запорожского купола как дозеленокаменный. Под ПК 4 изоденса 2,75 г/см³ образует небольшой антиклинальный перегиб. На его траверсе, в 25 км к западу, находится Днепропетровский гранит-гнейсовый купол.

Площадное моделирование (рис. 8) выявило залегание изоденсы 2,95 г/см³ по периферии Приднепровского палеосвода на глубине 30–35 км. Наибольшая глубина изоденсы 2,85 г/см³ (до 25 км) наблюдается в северной, а наименьшая (до 15 км) — в южной частях палеосвода. Изоденса 2,75 г/см³ на севере структуры залегает на глубине 10 км, а на юге — поднимается до 2,5 км. Общее поведение двух последних изоплотностных поверхностей указывает на их погружение к северу под углом около 10°.

Результаты гравитационного моделирования в этом и других районах УЩ свидетельствуют о хорошей изостатической уравновешенности различных геологических структур [12]. Корреляция магнитных аномалий с расчетными и наблюдаемыми данными гравитационного поля Приднепровского палеосвода не установлена [27]. В этом случае на намагниченность пород, по-видимому, повлиял процесс метасоматоза. Он затронул преимущественно темноцветную их часть с образованием вторичных высокомагнитных ферримагнетиков [24, 41], существенно не изменив при этом общую плотность. В дозеленокаменное время на месте будущего Приднепровского свода существовала древняя земная кора (возраст 3,9 млрд лет). На ней в составе аульской серии сформировался новопавловский комплекс (3,65 млрд лет назад). Его преимущественно мафит-ультрамафитовые породы свидетельствуют об очень высокой степени плавления мантийного субстрата. Соответствующее приращение объема вызвало сводообразование. Отмеченная активизация, видимо, была связана с возникновением в "новопавловское" время Приднепровского мантийного плюма — самого южного в ряду плюмов Восточно-Европейского "горячего пояса" [41]. Все это, вероятно, послужило главной предпосылкой к образованию Приднепровского палеосвода. Мантийный тепловой импульс, распространяясь кондуктивно вверх, привел к эндер-

битизации новопавловского комплекса (3,4 млрд лет назад). Та же причина могла привести к формированию более поздних (3,3 млрд лет) гранитоидов днепропетровского ультраметагенного комплекса. Следующая стадия развития Приднепровского палеосвода начинается длительным (до 0,1 млрд лет) перерывом в осадконакоплении [6]. Это связывается с очередной ("конкской") его активизацией. Она вызвала второе, после "новопавловского", поднятие территории. Рифтинг, возникший на фоне сводообразования, сопровождался образованием крупных расколов в виде тектонических трогов. Пароксизм сводообразования был достигнут 3,2 млрд лет назад. Разломы стали транслитосферными. По ним из астенообласти устремился высокотемпературный расплав, формируя в верхней части земной коры группу зеленокаменных пород, а в нижней — магматические выступы над астенообластью. Их температурное воздействие на кору привело к образованию сурских гранитоидов (3,0–2,9 млрд лет). Послезеленокаменная стадия развития связана с "конкским" тепловым импульсом. Распространяясь кондуктивно вверх, он стал причиной формирования саксаганских, демуринских, мокромосковских и токовских гранитоидов (3,0–2,6 млрд лет).

Тектоника Приднепровского палеосвода наряду с куполовидной глубинной складчатостью (рис. 7) характеризуется разломно-складчатой дислоцированностью зеленокаменных трогов. "Перекачивание" магматических расплавов из астенообласти привело к убыли материала в ней. Компенсируя эту убыль, мегасвод оседал: на смену растягивающим приходили сжимающие напряжения. За счет этого в образованиях, заполняющих тектонические трогов, сформировалась сложнотектоническая складчатость, связанная с числом магматических фаз. В раннем протерозое плюм-активизация сместилась к северу. Активизировался Верхневолжский мантийный плюм, что привело в итоге к формированию Восточно-Европейской платформы [41] и развитию мантийного диапиризма на УЩ.

Заключение. Таким образом, за последние десятилетия наши сведения о глубинном строении УЩ не только существенно расширились, но кое в чем даже изменились. Построенные комплексные геолого-геофизические модели глубинных структур позволяют сделать вывод, что тектоносфера и ее составная часть — земная кора, запечатлели в себе многократную тектоно-магматическую и метаморфическую переработку и являются самоорганизующейся системой, стремящейся к энтропии и изостатической уравниваемости. Дальнейшее изучение глубинного строения должно производиться путем построения комплексных геолого-геофизических моделей в соответствии с совокупностью геолого-петролого-геофизической информации, по крайней мере не противореча ей.

1. *Белевцев Р. Я.* Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1982. — 152 с.
2. *Бурьян Н. Р., Байсарович М. Н., Бровкина Т. И., Пащковская Л. Н.* Физико-геологическая модель земной коры и верхней мантии юга Украины // Геол. журн. — 1993. — № 3. — С. 69–77.
3. *Голыздра Г. Я.* Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. — М.: Недра, 1988. — 215 с.
4. *Гордиенко В. В.* Глубинные процессы в тектоносфере Земли / НАН Украины, Ин-т геофизики им. С. И. Субботина. — Препр. — Киев, 1998. — 85 с.
5. *Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли / Отв. ред. С. И. Субботин.* — Киев: Наук. думка, 1979. — 248 с.
6. *Еситчук К. Е.* Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. — Киев: Наук. думка, 1988. — 284 с.
7. *Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений / Е. М. Лазько, А. А. Сиворонов, М. А. Ярошук и др.* — Киев: Наук. думка, 1990. — 172 с.
8. *Льченко Т. В., Красовский С. С., Купрієнко П. Я.* Сейсмогравітаційна модель земної кори Українського щита і Скіфської плити вздовж лінії Саки—Вінниця—Ровно // Допов. АН України. Сер. Б. — 1989. — № 10. — С. 11–15.
9. *Каляев Г. Г., Крутиховська З. О., Жуков Г. В. та ін.* Тектоніка Українського щита. — Київ: Наук. думка, 1972. — 300 с.
10. *Каратаев Г. И., Пащкевич И. К.* Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. — Киев: Наук. думка, 1986. — 168 с.
11. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. — Киев: Наук. думка, 1981. — 264 с.
12. *Красовский С. С.* Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. — Киев: Наук. думка, 1989. — 248 с.

13. Красовский С. С. Так есть ли "базальтовый" слой в земной коре Украины // Геофиз. журн. — 1997. — **19**, № 4. — С. 76–81.
14. Красовский С. С., Красовский А. С. Региональный фон в задачах гравиметрии // Там же. — 1999. — **21**, № 5. — С. 9–18.
15. Красовский С. С., Куприенко П. Я., Красовский А. С. Объемное гравитационное моделирование глубинных структур литосферы Украины // Проблемы теории и практики геологической интерпретации потенциальных полей. — Воронеж: Квадрат, 1998. — С. 80–91.
16. Красовский С. С., Старостенко В. И. Об опыте моделирования гравитационного поля (по данным глубинного сейсмического зондирования) // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. — Киев: Наук. думка, 1971. — С. 143–146.
17. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1982. — 216 с.
18. Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. — Киев: Наук. думка, 1978. — 140 с.
19. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотравесы I, II, V / Отв. ред. В. Б. Соллогуб. — Киев: Наук. думка, 1988. — 165 с.
20. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотравесы IV, VI, VIII / Отв. ред. В. Б. Соллогуб. — Киев: Наук. думка, 1988. — 172 с.
21. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа / Отв. ред. В. Б. Соллогуб. — Киев: Наук. думка, 1989. — 188 с.
22. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотравесы III, VII, IX / Отв. ред. С. С. Красовский. — Киев: Наук. думка, 1993. — 160 с.
23. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований / Отв. ред. А. В. Чекунов. — Киев: Наук. думка, 1993. — 259 с.
24. Оровецкий Ю. П. Мантийный диапиризм. — Киев: Наук. думка, 1990. — 182 с.
25. Оровецкий Ю. П., Гурский Д. С., Коболев В. П. и др. Проблема эндогенного алмазообразования на Украинском щите // Геофиз. журн. — 2000. — **22**, № 2. — С. 27–35.
26. Оровецкий Ю. П., Каложная Л. Т., Чекунов А. В. Пространственно-генетическая связь золотого оруденения с глубинным строением Украинского щита // Там же. — 1994. — **16**, № 5. — С. 3–10.
27. Оровецкий Ю. П., Красовский С. С., Каложная Л. Т., Куприенко П. Я. Строение и эволюция земной коры Приднепровского палеосвода Украинского щита // Там же. — 1996. — **18**, № 5. — С. 46–53; 1997. — **19**, № 4. — С. 61–69.
28. Орс В. И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. — Киев: Наук. думка, 1988. — 204 с.
29. Павленкова Н. И., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины // Геофиз. сб. — 1974. — Вып. 62. — С. 16–29.
30. Свешников К. И., Красовский С. С., Куприенко П. Я., Красовский А. С. Соотношение приповерхностного и глубинного строения земной коры Украинского щита: новые аспекты синтеза геологических и геофизических данных // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы совещ. — М.: Геос, 1998. — Т. II. — С. 161–163.
31. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
32. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравитации. — Киев: Наук. думка, 1978. — 228 с.
33. Тяпкин К. Ф. Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. — Киев: Наук. думка, 1986. — 168 с.
34. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970. — 552 с.
35. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. — Киев: Наук. думка, 1972. — 176 с.
36. Чекунов А. В., Красовский С. С., Оровецкий Ю. П. и др. Структурные и азимутальные несогласия на разных этапах земной коры Украинского щита // Докл. НАН Украины. — 1995. — № 8. — С. 94–100.
37. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Пашкевич И. К. и др. Схема глубинного строения литосферы юго-западной части ВЕП. — 1 : 1 000 000. — Киев: Госкомгеологии Украины, 1992. — 6 л.
38. Шербак Н. П. Проблемы выделения дозеленокаменных ассоциаций архея // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 5–14.
39. Шербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Бибикова Е. В. и др. Ранняя кора Украинского щита (состав и возраст) // Там же. — С. 122–151.
40. Krasovsky S. S., Kuprienko P. Ya., Ponomarova T. I. et al. 3D gravity model of the Earth's crust of the north-western part of the Ukrainian Shield // Геофиз. журн. — 1998. — **20**, № 4. — С. 88–91.
41. Orovetsky Yu. P. Mantle plumes. — New Delhi - Calcutta: Oxford & IBN Publishing co. PVT. LTD, 1999. — 245 p.
42. Ringwood A. E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. — Mc. Graw - Hill Book Company, 1975. — 618 p.

Ин-т геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев

Поступила 19.01.2000

РЕЗЮМЕ. Узагальнено матеріали по вивченню глибинної будови Українського щита, які отримані комплексом геофізичних методів. Проведено глибинне тектонічне районування щита: виділено протоплатформні масиви з мантийними діапірами в основі та компенсаційні депресії, що їх розділяють. Особливе місце в структурі Українського щита займає Придніпровське палеосклепіння з мантийним плюмом у підвалинах.

SUMMARY. Data concerning deep structure of the Ukrainian Shield obtained by a set of geophysical methods are generalized in the paper. Deep tectonic zonation of the Ukrainian Shield is carried out: protoplatform massifs with mantle diapirs in the basement and compensative depressions which separate these massifs are identified. The Dnieper paleoarch with a mantle plume in the basement occupies a particular place in the Ukrainian Shield structure.

УДК 551.24:551.71/.72(477)

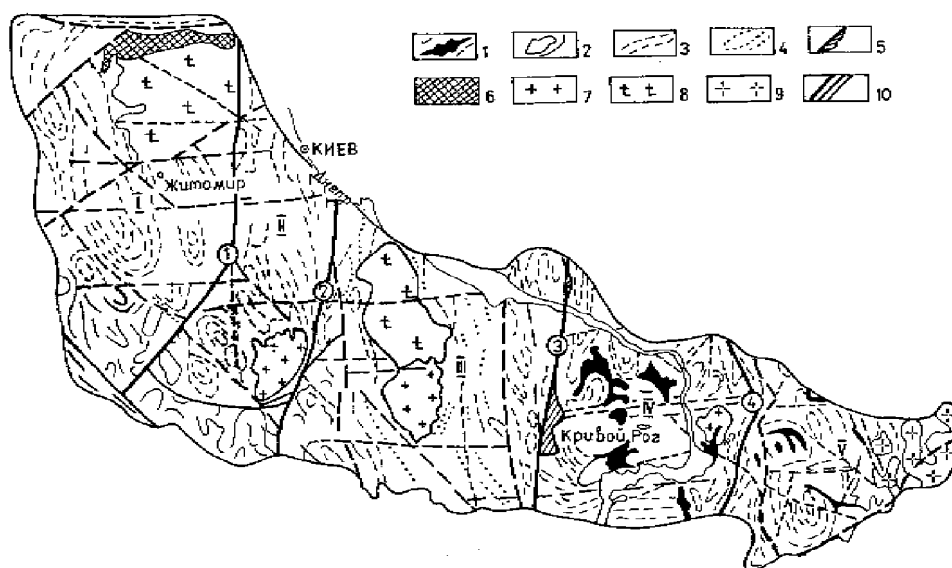
Е. Б. Глевасский, Г. И. Каляев**Тектоника докембрия Украинского щита**

Охарактеризованы тектонические различия пяти литосферных мегаблоков Украинского щита. С позиций концепции тектоники плит определены геодинамические обстановки (островодужные, активных континентальных окраин, столкновения), время формирования и переработки коры мегаблоков, их объединения. Реконструированы фрагменты палеотектонических элементов щита: архейской вулканической дуги (Приднепровский мегаблок); протерозойских вулканоплутонических поясов и магматических дуг (Полесский пояс в пределах Волынского блока, Приазовский и Белоцерковско-Одесский мегаблоки); задуговых бассейнов (Кировоградский и частично Волыно-Подольский мегаблоки); коллизионных швов (Орехово-Павлоградская и Криворожско-Кременчугская зоны) и др. С учетом анализа опубликованных палеомагнитных данных намечена история геологического развития щита в докембрии и палеозое.

Рассмотрим тектонику Украинского щита на основе концепции тектоники литосферных плит, доминирующей ныне в мировой геологической науке. Привлечение последней к изучению ранней истории земной коры началось, как известно, сравнительно недавно. В становлении этого направления авторы приняли активное участие [2, 3, 6, 8–12, 14 и др.]. Украинский щит при этом оказался едва ли не первой крупной докембрийской структурой Восточно-Европейского кратона, для которой были выполнены реконструкции геодинамических обстановок раннего докембрия, способствовавшие становлению новых представлений об истории формирования платформ в целом и месте в ней Украинского щита.

Литосферные мегаблоки — основные структурные элементы Украинского щита.

В строении Украинского щита традиционно выделяется пять мегаблоков: Волыно-Подольский, Белоцерковско-Одесский, Кировоградский, Приднепровский и Приазовский (рисунок). Они уходят корнями в верхнюю мантию, а сутуры их ограничивающие, возможно достигают астеносферного слоя. Поэтому их можно расценивать как структурные элементы литосферы. Мегаблоки продолжают далеко за пределы щита в смежные с ним впадины фундамента и следующие за ними выступы. Так, структуры Приднепровского и Приазовского мегаблоков уверенно прослеживаются в Воронежском выступе. Их общая протяженность достигает 1000 км. Поскольку речь идет о литосферных мегаблоках, объединенных в раннем протерозое, в их сочленениях довольно резко дисгармонируют структурные узоры, формационные типы и фации метаморфизма. Каждый мегаблок, за исключением Приднепровского, имеет относительно выдержанную, индивидуальную мощность земной коры. В Кировоградском мегаблоке она в среднем составляет 45–48, а в Приазовском — ~ 40 км. Западнее, в Среднем Побужье, вдоль Братской синклинали (на краю Кировоградского мегаблока) мощность коры возрастает до 60 км. В Волыно-Подольском мегаблоке мощность земной коры довольно выдержана — ~ 45 км. После объединения мегаблоков их сутурные зоны унаследовали положение бывших зон поглощения. В раннем протерозое в них формировались региональные системы надвигов, которые выражаются ступенчатыми смещениями раздела Мохо на границах мегаблоков. Эти смещения, наблюдаемые на вертикальных проекциях, возникли в результате воздействия различных факторов: первичного несоответствия мощности континентальной коры стыковавшихся литосферных мегаблоков; различного перемещения по сутурным надвигам и, как следствие, различного тектонического режима на послеколлизионных этапах развития отдельных мегаблоков. Наиболее древней стабилизацией отличается Приднепровский мегаблок, в ко-



Тектоническая схема Украинского щита. Мегаблоки (римские цифры на схеме): I — Вольно-Подольский; II — Белоцерковско-Одесский; III — Кировоградский; IV — Приднепровский; V — Приазовский. Разломы, разделяющие мегаблоки (цифры в кружках): 1 — Немировский; 2 — Тальновский; 3 — Криворожско-Кременчугский; 4 — Орехово-Павлоградский. Гнейсо-мигматитовые комплексы: 1 — гранит-зеленокаменные архейские; 2 — гранулит-чарнокитоидные архей-протерозойские; 3 — нерасчлененные архей-протерозойские; 4 — раннепротерозойские. Характерные структурно-формационные зоны: 5 — Криворожско-Кременчугская; 6 — Овручская. Крупные массивы: 7 — гранитов; 8 — рапакиви, габбро-лабрадоритов; 9 — граносиенитов. 10 — Разломы разных порядков

тором обнаружена минимальная на щите мощность земной коры — 28–30 км и максимальная в краевых зонах скучивания земной коры — ~55 км (в Криворожской и Орехово-Павлоградской зонах). Максимальный размах рельефа поверхности Мохо фиксируется именно в Приднепровском мегаблоке. В валообразном Пятихатском поднятии гранитоидов отмечается максимальная для мегаблока мощность земной коры. По геофизическим данным [19, 20], положение поверхности астеносферы под Украинским щитом достигает максимальной глубины (175–200 км).

Рассматривая совокупность мегаблоков щита, нельзя не увидеть их необыкновенное разнообразие — своего рода пеструю смесь — "коллаж". Они несомненно консолидированы в разное время, резко различаются по набору формационных типов, их метаморфизму и отчасти по типу складчатости. Среди них выделяется Приднепровский мегаблок ранней консолидации. Руководящими формациями в нем являются ультрамафит-базальтоидная, железисто-кремнистая базальтоидная, порфиroidная и гранодиорит-плагιοгранитная; геологические формации метаморфизованы, как правило, в условиях низкотемпературных фаций — зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой. Причем, в зеленокаменных поясах нарастание метаморфизма происходит в направлении смежных с ними гранит-гнейсовых куполов. Здесь метаморфизм возрастает до амфиболитовой фации, что объясняется активным воздействием гранитоидов и глубиной эрозионного среза. К мегаблокам с элементами консолидации разного возраста (от >3 до 1,6 млрд лет) относятся Вольно-Подольский, Белоцерковско-Одесский и Приазовский. Для южной части первых двух мегаблоков характерны гранулитовые ассоциации; для собственно Вольнского блока — формации гранитов рапакиви и основных пород, а также овручских кварцито-песчаников (1,6 млрд лет). В Приазовском мегаблоке руководящими формациями являются щелочные (~ 1,8 млрд лет). Приведенные возрастные данные представляются достаточно убедительными [28, 30]. Кировоградский мегаблок также консолидирован довольно поздно (~1,75 млрд лет). Руководящие формационные типы в этом блоке: субщелочные калиевые граниты и граниты рапакиви, габбро-лабрадориты.

Внутреннее строение мегаблоков также различное. Структура Приднепровского и Кировоградского мегаблоков — антиклинорная. В первом антиклинорная структура была сформирована на первых стадиях складчатости, а затем значительно искажена и деформирована в результате образования гранит-гнейсовых куполов. Однако реликты некогда антиклинорной структуры с дивергентной симметрией, парами складчатых форм и положением осевой зоны можно проследить в районе Сурской и Томаковской структур. В Кировоградском мегаблоке антиклинорная структура выражена достаточно определенно в виде конвергентно симметричной складчатости, в которой участвуют центральное осевое поднятие и синклинальные формы. Первое представлено Корсунь-Новомиргородским массивом гранитов рапакиви и основных пород и расположенным южнее Новоукраинским массивом трахитоидных гранитов. Осевое поднятие окаймлено с обеих сторон куполовидными или моноклинално залегающими телами кировоградских гранитов. Еще далее по обе стороны от осевого поднятия находятся Братская и Ингульская синклинали.

Внутреннее строение остальных мегаблоков значительно менее упорядочено. В Волыно-Подольском мегаблоке резко различаются его составные части — Волынский и Подольский блоки, разделенные широтным глубинным разломом. В первом структурный узор выражен в виде крупного концентра с массивом коростенских гранитов рапакиви и основных пород в центральной части блока. В свою очередь, их словно облекают тела гранитов и гнейсовые моноклинали. О. Б. Гинтов [1] усматривает в необычном структурном "узоре" Волынского блока реликтовую тектоническую форму ранней континентальной коры, унаследованную едва ли не от лунной ее стадии. Однако это привлекательное сравнение с формами лунного рельефа не подтверждено изотопными датами. Все породы, участвующие в строении этого "концентра", значительно моложе раннедокембрийских. Овручский синклинорий с дисгармонирующим простираем в этом структурном плане еще моложе — ~ 1,6 млрд лет. Это относительно пологая складчатая форма словно наложилась на предшествующую интенсивную складчатость. Южная часть Подольского блока сложена гранулитами. Чарнокитоиды образуют здесь своеобразные куполовидные складчатые формы.

Общий план складчатости Белоцерковско-Одесского мегаблока еще менее упорядочен. Для Среднего Побужья и Хашевато-Завальевской зоны весьма характерны "стада" куполов, сложенных гранитами и облекающими их метаморфическими породами бугской серии. В северной части мегаблока с куполовидными складками соседствуют линейные формы небольших размеров. Совсем невелики прихотливой формы синклинали и моноклинали, вмещающие железисто-кремнистые формации. Размеры этих структурных форм измеряются первыми километрами.

На западной окраине Приазовского мегаблока, в Орехово-Павлоградской зоне, доминируют линейные складки, свойственные гнейсовым толщам. Эти формы сжаты и подчинены контурам Приднепровского мегаблока. В пределах основной территории мегаблока, расположенной восточнее, преобладают крупные, нередко глубоко эродированные, гранитоидные купола и окаймляющие их синформы и моноклинали. Довольно хорошо выражены облекающие синформы глубоко эродированных древнейших зеленокаменных поясов Западного Приазовья — Сорокинского, Гайчурского и др. [4].

Особое внимание привлекают к себе Западно-Ингулецкая зона в восточной части Кировоградского мегаблока и Орехово-Павлоградская зона в западной части Приазовского мегаблока. Обе эти зоны являются промежуточными, или буферными. Исторически они являются коллизионными зонами и отличаются интенсивной обычно линейной складчатостью, например линейно вытянутые складки вдоль Ингулецкого и Омельнического гранитоидных валов в Западно-Ингулецкой зоне. Для последней также характерна складчатость малых куполовидных форм, сопровождаемых многочисленными разрывами в виде надвигов и сдвигов. Она связана с наличием здесь многочисленных гранитных "куполов". Вне их развития породы залегают сравнительно полого.

Наконец, нельзя не отметить и некоторые весьма оригинальные взгляды на природу тектонических форм, свойственных раннему докембрию. По мне-

нию А. В. Чекунова [27], в центре Кировоградского мегаблока существует поднятие астеносферного слоя, названное им Кировоградским астенолитом. Именно этим, по его мнению, объясняется упорядоченность структуры Кировоградского мегаблока и ее происхождение. Отметим, что это оригинальное представление согласуется со взглядами, ныне развиваемыми японскими геологами, о решающей роли "плюмтектоники" в формировании структур земной коры. В. Е. Хаин [24] полагает, что "плюмтектоника" призвана как бы сменить тектонику плит в качестве более обширной и всеохватывающей современной тектонической теории.

Авторы данной статьи не склонны преувеличивать значение плюмтектоники в рассматриваемом тектоносферном уровне даже для раннего докембрия. Ниже приведены палеотектонические реконструкции различных структурных зон Украинского щита. Следует признать, что особенности эволюции некоторых мегаблоков щита недостаточно выяснены, так как отсутствуют необходимые геохронологические и другие данные для ее восстановления.

Особенности складчатых форм и разрывных дислокаций. Складчатые формы фундамента описаны в многочисленных публикациях, в частности в работах Н. П. Семенов, Г. В. Тохтуева, Я. Н. Белевцева и многих др., в том числе и авторов. В связи с этим остановимся только на некоторых особенностях пликативных и дизъюнктивных структур, свойственных кристаллическому фундаменту. К приведенной выше сжатой характеристике узоров складчатости мегаблоков добавим, что складчатые формы обычно отражают свойства среды, в которой возникли. Они характеризуют высокую степень подвижности сминаемого материала, приводящую к его течению и нагнетанию, т. е. складчатости глубинного типа. Эти явления особенно наглядно выступают в анизотропной среде железистых кварцитов и гнейсовых толщ. Малые складчатые формы и ассоциирующие с ними будиажные и трещинные структуры весьма тщательно изучены украинскими геологами. Примером этих классических исследований служат широко известные публикации, освещающие строение рудных полей Криворожского бассейна. Они явились результатом многолетнего подземного картирования, выполненного Н. П. Семенов, Г. В. Тохтуевым, их коллегами и рудничными геологами.

Для докембрийских пород фундамента особенно характерны малые складки (первые метры и десятки метров) с вертикально поставленными шарнирами. Эта складчатость возникла синхронно с формированием крупных региональных складчатых форм. Причиной ее образования послужило неравномерное размещение и восприятие стрессовых усилий в сминаемых породах. В итоге возникли послойные течения материала и нагнетание его в направлениях, перпендикулярных ориентировке главного стресса. Такую складчатость можно наблюдать в любом карьере Криворожского бассейна. Среди крупных складчатых форм фундамента доминируют гранит-гнейсовые купола, валы и межкупольные синформы. Однако надо иметь в виду, что эти своеобразные складчатые формы во многих случаях вторичны. Вначале вследствие коллизии литосферных мегаблоков и блоков последующих рангов возникали линейные протяженные формы складчатости. Впоследствии они были искажены "вздутиями" гранитоидов. Последние возникали в процессе магматического замещения осадочных и вулканогенных формаций. Это приводило к инверсии плотности, нарушению устойчивого равновесия среды и "всплыванию" магматических тел, к химическому и механическому воздействию их на окружающие формации. Хорошим примером этих явлений могут служить гранит-зеленокаменные области, в частности Приднепровская. Вначале здесь образовались протяженные зеленокаменные зоны, такие как Кобелякско-Верховцевско-Софиевско-Чертомлыкская или же Конкско-Белозерская, затем сформировались гранитные тела, расчленившие линейные пояса на отдельные купола и корытообразные синформы типа Чертомлыкской или Белозерской. Протяженные гранит-гнейсовые валы, такие как Омельникский, Ингулецкий и Пятихатский, обусловили линейность смежных с ними синформ. Опустим характеристику отдельных складчатых форм, ранее детально описанных [15, 23].

Важнейшими разломами на Украинском щите являются Немировский, Тальновский (Бугско-Мироновский), Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлог-

радский. Каждый из них представляет собой систему глубинных разломов. Они достигают верхней мантии и разделяют мегаблоки щита. Каждый разлом фиксируется в виде перепадов в сейсмических поверхностях, в частности в поверхности Мохо. Они возникли в основном в раннем протерозое, реализовались в условиях сжатия в виде поддвигов и надвигов, взбросов и сдвигов. Из перечисленных разломов наиболее важны сравнительно хорошо изученные Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский. Эти крупнейшие разломные зоны щита являются типичными сутурами, возникшими в коллизионных геодинамических обстановках. В виду этого ниже они рассмотрены отдельно.

Немировская и Тальновская зоны разломов еще нуждаются в дополнительном изучении. Недостаточно ясна их геодинамическая позиция, как и гипотетичны палеотектонические реконструкции разделяемых ими мегаблоков. В северной части Немировского разлома находится Звиздаль-Залесская гигантская дайка, сложенная габбро-диабазами. Она пересекает Коростенский массив гранитов рапакиви возрастом около 1,75 млрд лет. Южнее Немировская зона представлена серией сдвигов, расположенных кулисообразно, и выражена катаклазитами. Последние хорошо прослеживаются в обнажениях по р. Юж. Буг и вскрыты скважинами. Тальновская зона разломов также содержит дайки диабазов и многочисленные мощные тела тектонитов. Описание этих глубинных разломов содержится в работе [23].

Характеризуя основные типы тектонических разрывных нарушений, нельзя не отметить тектоно-метасоматические зоны, весьма распространенные в Кировоградском, Волинском и отчасти в Приазовском мегаблоках. Эти зоны представлены метасоматитами и тектонитами. Они, как правило, находятся в эндо- и экзоконтактах массивов субшелочных гранитов кировоградского, новоукраинского и других комплексов. Среди метасоматитов резко преобладают альбититы. Тектониты представлены микробрекчиями, катаклазитами и милонитами. Их формирование сопровождалось широко проявленным диафторезом. Протяженность тектоно-метасоматических зон — десятки километров. Обычно они залегают согласно с вмещающими гранитами, гнейсами или другими породами и прослежены на глубины от сотен метров до 3 км. Тектоно-метасоматические зоны возникали на заключительных стадиях формирования гранитных тел. На постмагматической гидротермальной стадии в краевых зонах остывающих гранитных массивов возникали проницаемые трещинные зоны, в которые устремлялись остаточные растворы. Так формировались метасоматические тела во внешних и апикальных зонах массивов. К ним приурочены многочисленные урановые месторождения и рудопроявления Украинского щита.

Палеотектонические реконструкции. Насколько позволяют рамки данной статьи, рассмотрим реконструкцию геологического прошлого территории Украинского щита: коллизионных сутур — Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зон; архейского рифтогенного бассейна Славутич и архейской островной дуги; раннепротерозойской активной континентальной окраины на востоке и раннедокембрийской аккреционной островодужной системы в западной части щита и, наконец, венд-палеозойского плато.

Криворожско-Кременчугская сутура представляет собой серию надвигов и взбросов, протягивающуюся между Кировоградским и Приднепровским мегаблоками. Нарушения прослеживаются в субмеридиональном направлении, ограничивая крупнейшие структуры на стыке мегаблоков: Криворожский и Галещинский синклиории, Ингулецкий вал и др. Система нарушений с помощью геофизических методов прослеживается в фундаменте севернее и южнее границ щита: до Рьльских магнитных аномалий КМА, аномалий Херсонских и Степного Крыма. Общая протяженность сутуры ~1000 км. Система глубинных Криворожско-Кременчугских надвигов пространственно приурочена к бывшей здесь задолго до ее образования архейской зоне поглощения. Вероятно коллизионная зона протерозойских надвигов в континентальной коре унаследовала положение архейской зоны субдукции. Подробнее историческая роль Криворожско-Кременчугской сутуры освещена в работе [12].

В последние годы новые важные данные по глубинным криворожским разломам получены при бурении сверхглубокой скважины. Она пересекла сложную зону

разрывов, представленную серией чешуйчатых надвигов, по которой западное крыло и ядро Криворожского синклиория перемещено на 5 км к востоку и вверх. Вблизи земной поверхности сбрасыватели весьма крутые — $\sim 70^\circ$, а с глубиной, судя по сейсмическим данным, выполаживаются до 40° . Сверхглубокая скважина вскрыла на удивление мощные зоны тектонитов и, пожалуй, позволила получить реальные представления о вещественном составе этих гигантских дизъюнктивных зон. Они выражены в виде зон катаклазитов и милонитов, мощность которых достигает сотен метров. Внешне — это темно-зеленые породы сланцеватого строения, распадающиеся на мелкочешуйчатые пластинки. Преобразование исходных пород, представленных обычно плагиогранитами и реже гранодиоритами, происходило в процессе их раздавливания и растирания. Порфирокласты в катаклазитах сложены плагиоклазами или минеральным агрегатом исходного гранита. В некоторых милонитах реликтовые структуры едва просматриваются; плагиоклазы превращены в сосюрит; биотит — в мелкочешуйчатый хлорит с выделением игольчатого сагениита. Иногда они представляют собой землистые рыхлые разности. Эти данные, полученные при сверхглубоком бурении, позволяют предполагать такой же характер тектонитов и в других пока недостаточно изученных сутурах.

Орехово-Павлоградская сутура объединяет Приднепровский и Приазовский мегаблоки. Эта ограниченная разломами дугообразная полоса субмеридионально пересекает Украинский щит на протяжении 200 км и прослежена на смежных территориях. Правильность этой дуги нарушена в центральной части, против Гайчурского выступа Приазовского мегаблока, вдающегося в "тело" Приднепровского. Как раз на этом звене полосы установлена ее минимальная ширина — до 10 км. К северу и югу мощность полосы увеличивается (до 40 км на юге), а разломы, оперяющие главный шов, образуют веерообразные системы, отклоняющиеся к северо- и юго-востоку от основного шва. Внутреннее строение полосы определяют линейная складчатость, чешуи-блоки и обилие разломов разных порядков. Главнейшая особенность ее, как зоны сдавленных и будинированных блоков и складок, была отмечена Н. П. Семененко еще в начальный период изучения. Отличительная черта Орехово-Павлоградской полосы — широкий размах возраста слагающих ее пород: от палеоархея (новопавловский комплекс) до верхов палеопротерозоя (малотерсянский комплекс); интенсивный, но неравномерно проявленный и разноформационный ультраметаморфизм и магматизм. Значителен и диапазон интенсивности метаморфизма: от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. На севере структуры установлены (данные В. А. Шпильчака) дистенсодержащие парагенезисы, позволяющие предполагать и кианит-силлиманитовую фациальную серию метаморфитов.

Перечисленные особенности полосы обусловлены, во-первых, совмещением в ее пределах разнородных тектонических элементов, принадлежащих Приднепровскому (Новогорожский, Новопавловский (?), Северо-Терсянский и другие блоки) и Приазовскому мегаблокам, а во-вторых, необычной тектонической напряженностью структуры. Эта зона объединяет чередующиеся выступы смежных мегаблоков, ограниченные Орехово-Павлоградским и Западно-Приазовским разломами, а возможно и шире (на юге, вероятно, до Корсакского разлома). Как же объясняет геологическое строение Орехово-Павлоградской полосы геодинамическая трактовка истории ее развития как границы поглощения океанической коры, несущей "пассивный" Приднепровский мегаблок, и одновременно шва, объединившего столкнувшиеся фрагменты микроконтинентов? Предложенная модель трактует эту зону как область скупивания отложений континентальных склонов и океанической коры, зажатых между конвергировавшими литосферными мегаблоками. Поэтому естественно предположить, что характер и интенсивность деформаций в зоне стыковки литосферных мегаблоков зависят от их конфигурации. Как известно, модели коллизии предполагают наиболее раннюю и интенсивную складчатость вдоль выступов сочленяющихся литосферных масс. С этой точки зрения объяснима минимальная ширина Орехово-Павлоградской полосы против Гайчурского выступа Приазовского мегаблока. Здесь проявилось тектоническое раздавливание, наблюдаемое на Васиновском железорудном месторождении, железистые кварциты ко-

того часто представлены кросситсодержащими blastsмилонитами. Расположенный южнее подобный выступ Приднепровского мегаблока (Новопавловский) пережимает и расчленяет единую полосу протерозойской продуктивной толщи на изолированные линзы: Васиновскую и Западную Новоданиловскую. Показательны и особенности структуры мегаблоков, примыкающих к Орехово-Павлоградской полосе. Тектоническая делимость западной части Приазовского мегаблока такая же, как в модели преобразования "жесткого штампа" при взаимодействии его с "фиксированным препятствием". Роль штампа играл Гайчурский блок: к югу и северу от него, как и в модели, располагаются сдвинутые по сколам "треугольники" Корсакского и Волчанского блоков. Судя по 8-километровому уступу в поверхности Мохо [26] с поднятым восточным крылом, как правило, крутым падением толщ и сместителей, Приазовский мегаблок в северной части Орехово-Павлоградской полосы взброшен. Южнее предполагается надвигание западной Северотерсянской и Новогороховской пластин, отождествляемых с фрагментами Конкско-Белозерского зеленокаменного пояса Приднепровья, а также Новопавловского блока на восток. Неоднозначные соотношения мегаблоков в сuture, вероятно, обусловлены контурами фронтальных частей микроконтинентов и геодинамикой их объединения. По-видимому, против Гайчурского выступа Приазовского мегаблока в процессе коллизии происходили периодические вращения, сопровождающиеся срывами блоков, неоднократным смятием и разлинзованием протерозойских толщ и их фундамента и формированием упомянутых выше веерообразных дизъюнктивов скальвания. Не исключено, что гранулиты Новопавловского блока, примыкающие к этому выступу с юга, выдвинуты из глубинной части пододвигавшегося под Приазовский Приднепровского мегаблока в результате таких движений. Ведь по данным ГСЗ [18], горизонт K_2 Приднепровья, соответствующий (?) кровле гранитизированных основных гранулитов, восточнее Орехово-Павлоградского разлома прерывается и соединяется с залегающим выше (ступень 5 км) аналогичным горизонтом Приазовского мегаблока серий крутых площадок. Возможно этот участок и отвечает узкой пластине Приднепровского мегаблока, выдвинутой в обстановке коллизии.

Остановимся на обосновании главнейших следствий предложенной модели:

1. Орехово-Павлоградская полоса разделяет области, развивавшиеся в архее и протерозое (до столкновения) автономно. Об этом свидетельствуют резкие различия в строении не только протерозойских, но и архейских структурных этажей мегаблоков. Так, приазовские зеленокаменные пояса отличаются от приднепровских не только структурой и составом, но и более древним (мезоархейским) возрастом [4, 30, 31]. Конфигурация сутурной зоны — сочленение ее звеньев под углами около 120° — может служить косвенным подтверждением в трактовке рифтогенной природы, по крайней мере, одной из границ объединенных мегаблоков. Кстати к такой границе в Приазовском мегаблоке приурочен Мелитопольский массив сиенитов возрастом 2,82 млрд лет (данные Г. В. Артеменко). Кроме того, пластины и чешуи метаморфизованных базит-ультрабазитов, характерные для Орехово-Павлоградской полосы (Восточный Новоданиловский, Васильковский и другие участки), возможно фиксируют реликты коры палеоокеана, разделявшего микроконтиненты.

2. "Пассивная роль" Приднепровского мегаблока в протерозое обусловила его небольшой по сравнению с Приазовским мегаблоком эрозийный срез. Об этом свидетельствует хорошая сохранность зеленокаменных поясов, слабая степень метаморфизма супракрустальных образований (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации), а также уцелевшие древнейшие породы в Новопавловском блоке (3,65 млрд лет [28]). Моделью столкновения объяснимы и отличительные особенности строения восточной полосы Приднепровского мегаблока, граничащей с сутурной зоной. Зеленокаменным структурам этой области — Белозерской, Конкской, Дерезоватской — свойствен линейный (в центре мегаблока структуры брахикальны) характер сжатых однокрылых складок, сочленяющихся вдоль надвигов. Об относительной приподнятости этой части мегаблока свидетельствуют и установленные только здесь гранулиты.

3. Неравнозначность структурных соотношений межмегаблоковой Орехово-Павлоградской полосы также объяснима этой моделью. Ее несогласие отчетливо

проявлено лишь на западе, где она "срезает" гранит-зеленокаменные структуры Приднепровья. Со стороны Приазовского мегаблока несогласие не столь очевидно. Напротив, установлена общность состава и строения наиболее широко распространенных толщ, относимых к Орехово-Павлоградской полосе, а в собственно Приазовском мегаблоке — к так называемой центральноприазовской серии. Это обусловлено формированием упомянутых толщ в пределах одного палеотектонического элемента — палеосклона Приазовского фрагмента микроконтинента, объединенного в обстановке коллизии с Приднепровским. Такие соотношения подтверждаются и материалами ГСЗ [18], в частности увеличенной мощностью коры в сутурной зоне (>50 км, по сравнению с 35–40 км в смежных мегаблоках), а также смещением границы Мохо с приподнятым приазовским крылом. Важно также подчеркнуть, что протерозойские толщи сохранились в основном в сутурной зоне и прилегающих частях Приазовского мегаблока.

4. Завершающий этап формирования сутурной зоны фиксируется позднейшими щелочными магматитами Малотерсянского массива (~2,1 млрд лет), приуроченными к Орехово-Павлоградскому разлому [31]. На Воронежском выступе непосредственным продолжением Орехово-Павлоградской полосы считается Белгородский синклиниорий. Продолжение этой сутурной зоны в КМА разделяет Сумской мегаблок (продолжение Приднепровского) и остальную восточную часть Воронежского массива — аналог Приазовского мегаблока.

Архейский рифтогенный бассейн Славутич отождествляется с гранит-зеленокаменной областью Приднепровского мегаблока. Два обстоятельства позволяют думать, что в начале архея она представляла собой рифтогенный спрединговый бассейн. Во-первых, нижняя свита конкской серии и значительная часть ее верхней свиты являются ассоциацией ультрамафит-базальтоидных формаций. Несомненно они представляют собой океаническую кору того времени. Ее толеитовые базальты, составляющие ~70 % мощности разреза, и характерная подушечная отдельность позволяют отождествлять их с современными базальтовыми лавами. Сопоставление петрохимии толеитов архея и толеитов современных океанов, выполненное нами [14], показало, что они совершенно подобны, если не считать, что в архейских базальтах несколько выше содержание железа. Архейские базальтоиды практически не отличаются от пиллоу-лав, изливающихся в подводных условиях осевых зон срединно-океанических хребтов или Красноморского рифта.

Второе обстоятельство еще более подчеркивает отмеченную аналогию, поскольку поверхность Мохо в Приднепровском мегаблоке, в его осевой Сурской части, залегает на минимальной на широте глубине — 28–30 км. Рельеф поверхности Мохо образует "хребет", вероятно, в какой-то мере унаследованный от архейского прошлого. Трудно найти какое-либо другое рациональное объяснение этому удивительному подобию. Структурно-формационные зоны мегаблока тоже расположены симметрично. В широтных направлениях от осевой зоны заметно возрастает мощность земной коры, а во внешних зонах мегаблока расположены краевые раннепротерозойские (?) структуры. Архейский спрединговый бассейн, названный здесь морем Славутич, простирался в район КМА и за ее пределы, где известны ультрамафит-базальтовые формации зеленокаменных поясов [33]. Ширина Приднепровского мегаблока ~200 км. Она значительно возрастет, если выполнить палинспастические реконструкции, но пределы моря Славутич в широтном направлении тоже неизвестны. Для нас важно подчеркнуть, что по всей вероятности, этот бассейн в какой-то мере был подобен задуговым или краевым бассейнам западной окраины Тихого океана, где они также являются спрединговыми с полосовыми магнитными аномалиями.

Архейская островная дуга реконструируется в пределах того же Приднепровского мегаблока. Поскольку формационные типы в значительной мере указывают на геодинамические обстановки, в которых они возникли, обратимся к разрезу зеленокаменных поясов. Ультрамафитовая ассоциация перекрыта порфиroidной формацией. Она состоит в основном из хлоритовых и серицитовых сланцев с характерными вкрапленниками плагиоклаза или кварца. Петрохимически это измененные динамометаморфизмом риолиты, андезиты, кварцевые кератофиры и дру-

гие вулканыты. В совокупности они составляют известково-щелочную эффузивную серию. Верхняя порфириодная формация венчает архейский разрез в Сурской и Чертомлыкской структурах того же Приднепровского мегаблока, где достигает мощности 3–4 км. Возникает вопрос, как могут совмещаться в одной структуре земной коры совершенно различные геодинамические обстановки — рифтогенная и островодужная. Ведь кислые и средние эффузивы чужды океанической коре, они отсутствуют в ней. Правда, отвечающие этим обстановкам формации разделены во времени. Можно даже попытаться определить интервал времени, разделяющий упомянутые формационные типы и отвечающие им тектонические режимы. Островодужные вулканыты являются комагматами плагиогранитоидов сурского и днепропетровского комплексов возрастом ~ 3,1 млрд лет. Соответственно, ультраосновные и основные вулканыты нижней свиты конкской серии должны быть древнее гранитоидов [28–30]. Естественно напрашивается вывод, что в архейской структуре Приднепровского мегаблока произошла смена геодинамической обстановки — рифтогенная прекратилась, осталась в прошлом и сменилась островодужной. Возможна ли такая кардинальная трансформация и не являются ли случайными исходные данные, на которые она опирается? Каким образом уцелели в современной континентальной коре ее архейские минимальная и максимальная мощности и рельеф поверхности Мохо?

Следует заметить, что структура Приднепровского мегаблока весьма "консервативна", почти вся его территория, за исключением узких краевых зон, содержит структурные элементы лишь раннего архейского возраста. Их двухсторонняя симметрия не может быть случайной. Минимальная мощность земной коры отвечает именно срединной части мегаблока, в которой фиксируются крупные гравитационные аномалии, и не может быть случайной максимальная мощность земной коры (зоны ее сгущивания, тоже расположенные симметрично) под Пятихатским валом и на восточной окраине мегаблока, представляющей, вероятно, корни располагавшихся здесь горных возвышенностей. Денудация их привела к образованию мощных моласс в Криворожском и Галещинском синклиниях. По-видимому, смена тектонического режима произошла после прекращения раннеархейского рифтинга, выразилась в гранитообразовании, связанном с возникшей субдукцией под островную дугу. При этом образовались и новые зоны рифтогенеза в стороне от новоявленной дуги. Земная кора Приднепровского мегаблока нарастала именно в связи с формированием островной дуги — образованием слоя гранитоидов, отложением толщи вулканогенных пород и возможным опусканием поверхности Мохо. Нет оснований думать, что эти явления роста земной коры ведут к полному уничтожению реликтовых поверхностей горизонта Мохо. Кстати в современных островных дугах мощность коры относительно невелика. В Маскаренской дуге она составляет 18, а в дуге Хон-сю — ~30 км.

Рассмотрим другие данные, характеризующие строение архейской островной дуги в фундаменте Украинского щита и прилегающих территориях Восточно-Европейской платформы. Внимание исследователей всегда привлекало к себе несогласие в простирании структур Криворожья и КМА. Экстраполяция субмеридиональных направлений первых словно упиралась в северо-западное простирание структур КМА. В литературе существует немало попыток объяснить причины этого несоответствия, рассмотрение которых здесь опускается.

Мы полагаем, присоединяясь к мнению А. А. Щипанского [33], что гранит-зеленокаменные структуры и ассоциирующие с ними гранит-гнейсовые купола Украинского щита продолжают в Воронежском выступе. По нашему мнению, они образуют крупную палеотектоническую структуру — островную дугу, запечатленную в фундаменте юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Это позволяет по-новому взглянуть на ее историю. Реконструируемая архейская дуга обращена выпуклостью на восток. Так же изогнуты в плане ее внутренние структурно-формационные зоны. Субмеридиональные структуры Приднепровского мегаблока в северном направлении (в районе г. Павлоград и севернее) постепенно приобретают северо-западное простирание, судя по простиранию осей магнитных аномалий. Встречные переходы простирания наблюдаются в южной части Сумс-

кого блока. Следовательно, зеленокаменные структуры Украинского щита и Воронежского выступа взаимопереходят друг в друга вследствие того, что они дугообразно изогнуты. Синформы Приднепровья и КМА содержат в целом одни и те же ультрамафит-базальтоидные и порфиroidные формации. Самое удивительное, пожалуй, состоит в том, что среди них выделяется зона известково-щелочного вулканизма, присущая срединным зонам островных дуг, образующая вулканическую дугу. Этот факт приобретает важнейшее поисковое значение. К порфиroidным формациям, занимающим срединную зону Приднепровского мегаблока (Сурская, Чертомлыкская и отчасти Верховцевская зеленокаменные структуры), приурочены наиболее значимые месторождения и рудопроявления золота. Подобные явления наблюдаются и в других древних кратонах, в их зеленокаменных поясах. Более подробно металлогения архейской островной дуги освещалась ранее [4, 11–13]. Протяженность архейской островной дуги — ~ 800; ширина — 170–200 км. Ее фронтальный активный край — восточный. Постепенно океаническая кора по обе стороны дуги поглотилась, и в конечном итоге она испытала коллизию со смежными литосферными мегаблоками.

Севернее в створе рассматриваемой дуги — в Карелии и на Кольском полуострове находятся зеленокаменные пояса Балтийского щита. Можно предположить, что в фундаменте Восточно-Европейской платформы от г. Херсон до крайних магнитных аномалий на Кольском полуострове в архее простиралась гигантская гирлянда островных дуг, в какой-то мере напоминающая островодужную гирлянду на западной окраине Тихого океана.

Активная континентальная окраина андийского типа — так определяется геодинамическая обстановка формирования Приазовского мегаблока в палеопротерозое. Чем обосновано это утверждение? Прежде всего характерными различиями в раннепротерозойской истории развития смежных Приднепровского и Приазовского литосферных мегаблоков. Давно известно, что Приднепровский мегаблок сформировался в основном в архее и, кроме западной окраины, его формации не претерпели заметных преобразований в протерозое. Даже позднейшие калиевые граниты этого мегаблока имеют возраст ~ 2,8 млрд лет [28, 30]. В то же время изотопные датировки метаморфитов и гранитоидов Приазовского мегаблока колеблются в интервале >3,3–1,75 млрд лет [28, 31]. Это свидетельствует о том, что архейская континентальная кора Приазовья интенсивно преобразована в протерозое, т. е. активность сравниваемых мегаблоков в рассматриваемый период времени резко различалась. Отправной точкой в реконструкции названной геодинамической обстановки послужила латеральная зональность раннепротерозойского магматизма, подробно рассмотренная в ряде работ [2–4, 6, 14] и заключающаяся в последовательной смене с запада на восток вещественного состава, геохимических и металлогенических особенностей, а также возраста гранитоидных комплексов (обиточненского, анадольского, хлебодаровского и др.) в интервале, по-видимому, не уже 2,4–2,0 млрд лет.

Эта магматическая полярность, подобная андийской [7], определяет направление поддвига океанической литосферы под Приазовский литосферный мегаблок — фрагмент Курско-Приазовского микроконтинента, реконструкцию его палеотектонических элементов (осадочная терраса, плутонический пояс, тыловая зона растяжения и др.) и идентификацию меняющихся геодинамических обстановок: активной континентальной окраины на коллизионную. Эта концепция подтверждается и "независимыми" данными — закономерностями размещения протерозойских железисто-кремнистых формаций, характерными структурными особенностями фронтальной (уже рассмотренной при характеристике Орехово-Павлоградской сутуры) и тыловых частей мегаблока. Последние также отличаются от соответствующих частей Приднепровского мегаблока значительно большим эрозионным срезом, проявившимся в широком развитии гранулитов, плохой сохранности зеленокаменных поясов [4], а также особенностях строения гранитоидных куполов (Обиточненского, Мангушского и др.), обладающих центриклинальными падениями, свидетельствующими о разрушении их верхней части.

Среди палеотектонических элементов Приазовского мегаблока удовлетвори-

тельно сохранился лишь окраинный вулканоплутонический пояс с шириной, близкой к тектонотипической — ~170 км. Магматизм его из-за глубокого эрозионного среза — главным образом плутонический. Формации осадочной террасы — существенно седиментогенные протерозойские толщи — установлены только на западе мегаблока и в сутуре. В последней, кроме того, известны реликты мафит-ультрамафитов, наиболее крупные из которых (например, Восточный Новоданиловский участок) отождествляются с фрагментами офиолитов — уцелевшими чешуями поглощенной океанической коры.

Латеральная магматическая зональность андийского типа кроме Приазовского мегаблока проявлена и в протерозойских гранитоидах Воронежского кристаллического массива. Причем, только этим общность Приазовья и восточной части Воронежского массива не исчерпывается. Убедительны также аналогии в составе и возрасте архейских (> 3,3 млрд лет) зеленокаменных поясов, протерозойских толщ Калачско-Эртильского синклиория и Ростовского выступа — восточного продолжения Приазовского мегаблока, и наконец, в геологической позиции карбонатов, располагающихся над раннепротерозойской зоной субдукции. Эти данные позволяют объединять Приазовский мегаблок и восточную часть КМА в единый эпипротерозойский микроконтинент — Курско-Приазовский, развивавшийся в протерозое как активная континентальная окраина.

Аккреционная островодужная система западной части щита состоит из трех мегаблоков — Вольно-Подольского, Белоцерковско-Одесского (Белоцерковско-Среднебугского) и Кировоградского. Эта обширная область объединяет гранулит-чарнокитоидные комплексы в ее юго-западной части, отвечающие в целом утолщенной (~50–60 км) коре, метафлишюиды тетеревской и ингуло-ингулецкой серий и субсинхронный (~2,1–2 млрд лет) магматизм многочисленных гранитоидных комплексов. Причем к рубежу ~2,1 млрд лет — времени формирования позднеорогенных Новоукраинского и Букинского массивов — континентальная кора рассматриваемого региона была в основном сформирована и объединена с Приднепровским мегаблоком. Плитотектонические модели западной части щита уже предлагались [2, 3, 14]. Они были основаны на реконструкции энсиалической вулканической дуги и задугового прогиба. Можно предположить два варианта таких реконструкций. В первом с фрагментом магматической дуги отождествляется Бугско-Подольский гранулит-базит-чарнокитоидный пояс [2, 3, 14], а во втором — Белоцерковско-Среднебугский мегаблок. В северной своей части он, по-видимому, отвечает глубоко эродированной и преобразованной гранит-зеленокаменной области. К югу вещественный состав пород мегаблока изменяется и через область развития событий переходит в гранулит-чарнокитоидные ассоциации днестровско-бугского комплекса. Связано это, как отмечал И. Б. Щербаков [32], со ступенчатым увеличением эрозионного среза мегаблока с севера на юг. Такая же тенденция отмечается и в смежных мегаблоках. На западе тетеревские метафлишюиды сменяются скиалитами высокометаморфизованных метапелитов в бердичевских гранитах, а на востоке чечелевские гнейсы — пироксенсодержащими гнейсами рощаховской свиты. В обоих мегаблоках метафлишюиды подстилаются гранулит-базит-чарнокитоидными ассоциациями, трактуемыми как гранитизированные офиолиты, принадлежащие соответственно днестровско-бугской и бугской сериям.

Таким образом, в первом варианте реконструкций перечисленные метафлишюиды формируют один задуговый бассейн, а во втором он распадается на два — Тетеревский и Ингульский, первый из которых можно трактовать и как преддуговой. Геохронологическими данными [21, 22, 29, 30] наиболее полно охарактеризованы этапы формирования и преобразования гранулит-чарнокитоидных комплексов рассматриваемого региона. Выделяется до пяти таких этапов, млрд лет: 3,6–3,4; 3,1; 2,8–2,6; 2,4–2,3; 2,1 — ~2,0. Возраст метафлишюидов предполагается палеопротерозойским (данные Л. М. Степанюка и Д. Н. Щербака). Первые три этапа (3,6–2,8 млрд лет) соответствуют времени формирования цоколя магматической дуги и синхронны с интервалом формирования коры Приднепровского мегаблока, а следующие (вероятно с 2,7–2,6 млрд лет) отвечают последовательным периодам закрытия, раскрытия и снова закрытия бассейнов по обе стороны Белоцерковско-

Среднебугской дуги — территории нынешнего Кировоградского мегаблока и области развития бердичевских гранитов и тетеревской серии. Поскольку максимум протерозойских преобразований архейской коры фиксируется на западе территории, можно полагать, что поглощение океанической литосферы происходило в основном под Белоцерковско-Среднебугскую магматическую дугу. С этих позиций Голованевско-Ядлово-Трактомировскую полосу можно рассматривать как сутуру, а отмеченные выше преобразования в Западноингулецко-Криворожской полосе как коллизионные. Шовное положение Немировского разлома менее очевидно, хотя к нему приурочена рубцовая (по мнению В. А. Рябенко) Кочеровская синклиналь, а возможно, также связаны (надвинутые?) "инородные" пластины толщ Володарских и Белоцерковских магнитных аномалий.

Формирование Полесского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, захватившего только северо-западный край Волыно-Подольского мегаблока, произошло несколько позднее (~ 2,0–1,9 млрд лет). Его вулканоплутонические ассоциации (клевовская серия, осницкий комплекс) как бы накладываются на уже сформированную аккреционную область западной части щита. Конструктивные процессы на рассматриваемой территории и щите в целом ~ 1,8 млрд лет назад сменились деструктивными. Об этом свидетельствует заложение Овручского палеорифта и, вероятно, внедрение габбро-лабрадорит-рапакиви-гранитных плутонов. Цепь подобных плутонов, включая щелочные массивы Восточного Приазовья, прослеживается вдоль края Днепровско-Донецкого авлакогена на всем его протяжении. Вероятно, время их формирования соответствует началу заложения авлакогена либо южного края Восточно-Европейской платформы. Кстати в рифее вдоль юго-западного края этой платформы, примерно в 200 км северо-восточнее линии Тейссейра-Торнквиста и параллельно ей, предполагается крупномасштабный Подольский сдвиг, сместивший южное продолжение Западноингулецко-Криворожской полосы в положение Фрунзовско-Одесских магнитных аномалий [5]. Происхождение этого сдвига связывается с континентальным эквивалентом трансформного разлома, образовавшегося в позднем протерозое при раскрытии Прототетиса (?). Наконец, не исключено, что и полоса глубоко эродированных блоков, окаймляющая с юго-запада аккреционную островодужную систему западной части щита, сформировалась также в рифее. С юго-запада она ограничена рифейским Подольским сдвигом, а с северо-востока линеamentом "Д" В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова, отделяющим область утолщенной коры и отсутствия горизонта K_2 от остальной части щита. Об этом косвенно свидетельствует и Геохронологическая карта распространения слюд разного возраста, составленная Н. П. Семененко и Н. П. Щербаком [32, с. 234], на которой только на рассматриваемой территории отмечаются датировки исключительно в интервале 1,7–1,2 млрд лет (калий-аргоновый метод).

Венд-палеозойское плато на Украинском щите выделяется вполне определенно. Обычно считают, что Украинский щит как элемент рельефа и структуры фундамента Восточно-Европейской платформы возник в палеозое, поскольку таков возраст впадин и разломов, его ограничивающих. Однако имеются основания полагать, что в качестве горстового поднятия он существовал уже в раннем протерозое. Ведь мощность железорудной свиты криворожской серии заметно увеличивается (в полтора раза) в направлении Днепровско-Донецкой впадины — в Галещинском синклинории.

Существование Украинского щита в рифее и венде как области сноса материала не вызывает сомнений. На южном и западном склонах щита важнейшую роль в разрезе венды играют обломочные отложения — продукты его денудации. На щите отсутствуют кембрий-силурийские отложения, возможно, в связи с тем, что уже тогда он представлял собой существенное поднятие и не заливался, по крайней мере, раннепалеозойскими морями. В южном борту Днепровско-Донецкой впадины на докембрийском кристаллическом основании залегают среднедевонские груботерригенные образования. В среднем палеозое (главным образом в карбоне) начали формироваться глубоко проникающие линейные зоны выветривания и окисления типа Криворожской, которые наследовали разломные зоны. В них

обнаружены растительные остатки и споры каменноугольного возраста, вмывые в докембрийские рыхлые и трещиноватые породы. Это свидетельствует о том, что в карбоне здесь была суша. Споры проникают на глубины до 2000 м. Они найдены едва ли не во всех железорудных районах: в Кривом Роге, КМА, Белозерском месторождении и в железистых породах на южном склоне щита под вендскими отложениями. Споры каменноугольного возраста найдены и в рыхлых мартитовых рудах. Эти споры, словно "визитные карточки" палеозоя свидетельствуют об условиях и времени преобразования богатых железных руд. Это были процессы интенсивного выветривания, окисления и обогащения железом исходных железистых кварцитов.

Как известно, в Донбассе, примыкающем к Украинскому щиту, представлены наиболее полные разрезы карбона. Мощность его средней свиты достигает 10 тыс. м, что свидетельствует о длительной и интенсивной денудации соседней суши. В пластах каменного угля обнаружена великолепно сохранившаяся древесина, которая в комплексе с вмывыми спорами этого же возраста свидетельствует о существовании растительности и на соседнем Украинском щите. По разрезу карбона достаточно определенно реконструируется палеогеографическая среда того времени: теплое приливное море, берега покрытые тропической растительностью, эстуарии в устьях рек, где откладывались аллювиальные осадки. Судя по разрезам, эти ландшафты чередовались много раз, сменяя друг друга. В разрезах резко преобладают кварцито-песчаники, алевролиты и аргиллиты — бывшие аллювиальные пески и песчано-глинистые отложения. Их могли приносить только крупные реки, прорезавшие щит и формировавшие осадки в дельтах, на территории нынешнего Донбасса. Именно в юго-восточном направлении растет мощность бывших аллювиальных отложений.

Остатки флоры каменноугольного возраста свидетельствуют о том, что Украинский щит, будучи частью Восточно-Европейской платформы, находился в то время в тропических широтах. Это отлично согласуется с изложенными ниже палеомагнитными данными.

Дрейф микроконтинентов ВЕП, по палеомагнитным данным. Фундамент Восточно-Европейской платформы, по данным [34 и др.], включает три главных сегмента или микроконтинента — Сарматия, которой соответствуют современные Украинский щит и Воронежский выступ, Фенноскандию и Волго-Уралию с автономной историей развития в архее и раннем протерозое. Они разделены Вольно-Центральнорусским и Пачелмским авлакогенами — мезо- и неопротерозойскими рифтовыми системами, наследующими палеопротерозойские коллизионные швы. С. В. Богданова считает [34], что объединение Сарматии с Волго-Уралией произошло ~ 2,0–1,9 млрд лет назад, т. е. позднее коллизии Сумско-Приднепровского и Курско-Приазовского микроконтинентов внутри Сарматии (~ 2,1–2,0), а с Фенноскандией — еще позднее (1,86–1,85 млрд лет назад). На Украинском щите присоединение к нему белорусской части Фенноскандии фиксируется клесовскими и осницкими магматитами, формирующими Полесский вулcano-плутонический пояс, но собственно коллизионная зона находится за его пределами.

С позиций изложенного выше интересно проанализировать результаты палеомагнитных исследований по Украинскому и Балтийскому щитам [16, 17, 35, 36 и др.]. Впервые вывод о том, что в раннем докембрии оба щита развивались автономно, был сделан украинскими палеомагнитологами еще в 1987 г., что, собственно, было одной из причин пристального внимания к палеотектоническим реконструкциям фундамента Восточно-Европейской платформы. Координаты виртуальных палеомагнитных полюсов для пород Фенноскандии возрастом 2,4–1,78 млрд лет свидетельствуют о ее довольно стабильном положении на 40–20° с. ш. Украинский щит в этот период был более подвижным, находился в приэкваториальных широтах как Северного (2,0–1,9 млрд лет), так и Южного (1,8–1,7 млрд лет) полушарий и по своей ориентировке и положению существенно отличался от современного положения относительно Фенноскандии. Координаты палеополюса для интервала 2,0–1,9 млрд лет назад определены по монцитам и гранодиоритам Букинского массива ($\Phi = 47^\circ$ с. ш.; $\Lambda = 155^\circ$ в. д.); для 1,8–1,7 млрд лет — по габброидам и анорто-

зитам Коростенского плутона ($\Phi = 22-28^\circ$ с. ш.; $\Lambda = 175^\circ$ в. д.), а также лабрадоритам Корсунь-Новомиргородского плутона ($\Phi = 16-24^\circ$ с. ш.; $\Lambda = 171^\circ$ в. д.). Близость координат палеомагнитных полюсов щита, определенных по пироксенитам Октябрьского массива в Восточном Приазовье и по породам Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов [16, 17], может служить взаимным подтверждением геологических и палеомагнитных данных о существовании к рубежу $\sim 1,8$ млрд лет единого Украинского щита, хотя вращение отдельных блоков его исключать нельзя. К сожалению, палеомагнитные данные по породам более ранних периодов развития щита, которыми можно было бы полнее охарактеризовать различия в положении его западных и восточных литосферных мегаблоков хотя бы в раннем протерозое, пока недостаточно достоверны.

Таким образом, изложенное выше показывает, что в интервале 2,0–1,8 млрд лет Украинский щит в составе Сарматии испытал существенный дрейф в более низкие широты и к 1,774 млрд лет назад находился на экваторе. Сарматия находилась в приэкваториальной области до 1,720 млрд лет назад, а возможно, и позднее — $\sim 1,3$ млрд лет (?), но уже в составе Восточно-Европейского кратона. Считается, что в среднем и позднем рифее кратон находился у южного полюса, а позднее, в венде (данные по вулканитам волынской серии венда [36] для западного склона щита), также в высоких южных широтах, постепенно смещаясь к северу в приэкваториальные области, где Восточно-Европейская платформа располагалась в силуре — карбоне [25].

1. Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на раннем этапе ее развития. — Киев: Наук. думка, 1978. — 164 с.
2. Глевасский Е. Б. Палеотектоника и история развития Украинского щита с неомобилистских позиций // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1983. — С. 44–48.
3. Глевасский Е. Б. Реконструкция активной континентальной окраины восточной части Украинского щита в протерозое // Геологическая история территории СССР и тектоника плит. — М.: Наука, 1989. — С. 32–42.
4. Глевасский Е. Б. Зеленокаменные пояса и перспективы поисков золотого оруденения в Приазовье // Минерал. журн. — 1996. — 18, № 4. — С. 72–88.
5. Глевасский Е. Б. Высокоамплитудное смещение Криворожской полосы в рифее и его металлогенические следствия // Аспекты минерагении Украины. — Киев, 1998. — С. 117–124.
6. Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектонотипы железисто-кремнистых формаций докембрия // Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Тектоника. — Киев: Наук. думка, 1988. — С. 20–32.
7. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм, металлогения. — М.: Недра, 1976. — 231 с.
8. Каляев Г. И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит // Геол. журн. — 1976. — 36, вып. 1. — С. 29–41.
9. Каляев Г. И. Ранний докембрий и тектоника плит // Проблемы тектоники раннего докембрия. — Л.: Наука, 1980. — С. 169–179.
10. Каляев Г. И. Особенности тектоники плит в раннем докембрии // Геологическая история СССР и тектоника плит. — М.: Наука, 1989. — С. 19–25.
11. Каляев Г. И. Палеотектонические реконструкции и металлогения золотоносной гранит-зеленокаменной области Украинского щита // Минерал. журн. — 1995. — 17, № 6. — С. 67–78.
12. Каляев Г. И. Строение Криворожского железорудного бассейна с учетом данных сверхглубокого бурения // Там же. — 1997. — 19, № 2. — С. 60–67.
13. Каляев Г. И. Реликты золотоносной архейской островной дуги в фундаменте Украинского щита // Аспекты минерагении Украины. — Киев, 1998. — С. 82–94.
14. Каляев Г. И., Глевасский Е. Б., Димитров Г. Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. — Киев: Наук. думка, 1984. — 237 с.
15. Каляев Г. И., Крутиховская З. А., Рябенко В. А. и др. Тектоника раннего докембрия Украинского щита // Региональная тектоника СССР. — Л.: Наука, 1980. — С. 18–32.
16. Михайлова Н. П., Глевасская А. М. Намагниченность основных и ультраосновных пород Украинского щита и ее использование в геологии. — Киев: Наук. думка, 1965. — 182 с.
17. Михайлова Н. П., Кравченко С. Н., Глевасская А. М. Палеомагнетизм анортозитов. — Киев: Наук. думка, 1994. — 212 с.
18. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
19. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И. Строение литосферы вдоль геотраверса V на основании комплекса геологических и геофизических данных // Геофиз. журн. — 1985. — 7, № 4. — С. 3–18.
20. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных сейсмических исследований // Геол. журн. — 1972. — 32, вып. 4. — С. 3–11.
21. Степанюк Л. М. Кристаллогенезис и возраст циркона из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Минерал. журн. — 1996. — 18, № 4. — С. 10–19.
22. Степанюк Л. М., Бартицкий С. М., Довбуш Т. І. Послідовність формування гранітоїдів Побужжя // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. допов. Всеукр. міжвідом. наради. — К., 1998. — С. 94–96.

23. *Тектоника* Українського щита / Під ред. Л. Г. Ткачука. — К.: Наук. думка, 1972. — 239 с.
24. Хаши В. Е. От тектоники плит к глобальной геодинамике // *Природа*. — 1995. — № 1. — С. 42–50.
25. Храмов А. Н. Глобальная палеогеография эпох раннего и среднего палеозоя по результатам палеомагнитных исследований // *Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии*. — Л.: ВНИГРИ, 1981. — С. 113–132.
26. Чекунов А. В. Орехово-Павлоградский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в альпийском геосинклинальном поясе // *Геофиз. сб. АН УССР*. — 1966. — Вып. 18. — С. 46–57.
27. Чекунов А. В. Кировоградский протоастинолит // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* — 1988. — № 2. — С. 29–33.
28. Шербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
29. Шербак Н. П., Артеменко Г. В., Степанюк Л. М. Стратиграфия архея Украинского щита // *Геология і стратиграфія докембрію Українського щита: Тези допов. Всеукр. міжвід. наради (Київ, квт. 1998 р.)*. — К., 1988. — С. 52–54.
30. Шербак Н. П., Бартицкий Е. Н. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // *Геохимия и рудообразование*. — 1995. — № 21. — С. 3–24.
31. Шербак Н. П., Загитко В. Н., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита // *Там же*. — С. 112–129.
32. Шербаков И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 279 с.
33. Щипанский А. А. Гранито-гнейсовые купола в структуре раннего докембрия Курской магнитной аномалии // *Геотектоника*. — 1987. — № 6. — С. 339–352.
34. Bogdanova S. Precambrian Assembly of East-European Craton // *Геофиз. журн.* — 1997. — № 1. — С. 114.
35. Elming S. A., Mikhailova N. P., Kravchenko S. N. The Consolidation of the East-European Craton: a Palaeomagnetic Analysis of Proterozoic Rocks from the Ukrainian Shield and Tectonic Reconstructions Versus Fennoscandia // *Там же*. — 1998. — № 4. — С. 71–74.
36. Glevasskaya A., Kravchenko S., Mikhailova N. Venddian geomagnetic poles of East-European platform (EEP) based on paleomagnetic studies of West-Ukrainian sections // *JAGA Abstract books. Sec. 1.11.* — Upsala, 1997. — P. 59.

Гос. науч. центр радиогеохимии окружающей среды НАН Украины, Киев

Поступила 12.01.2000

РЕЗЮМЕ. Охарактеризовано тектонічні відміни п'яти літосферних мегаблоків Українського щита. З позицій концепції тектоники плит з'ясовано геодинамічні обстановки (острівних дуг, активних континентальних окраїн, зіткнення), час формування та перебудови кори мегаблоків, їх об'єднання. Реконструйовано фрагменти палеотектонічних елементів щита: архейської вулканічної дуги (Придніпровський мегаблок), протерозойських вулкано-плутонічних поясів і магматичних дуг (Поліський пояс в межах Волинського блоку, Приазовський та Білоцерківсько-Одеський мегаблоки), задугові басейни (Кировоградський мегаблок та частково Волино-Подільський); колізійні шви (Орехово-Павлоградська та Криворізько-Кременчугська зони) та ін. З урахуванням аналізу опублікованих палеомагнітних даних намічено історію геологічного розвитку щита в докембрії та палеозої.

SUMMARY. Tectonic differences are described for five lithospheric megablocks of the Ukrainian Shield. The geodynamic situation (island arcs, active continental margins, collisions), the period of formation and generation of the crust of megablocks, their joining are explained from the view of platform tectonics. Fragments of paleotectonic elements of the Shield are reconstructed: the archean volcanic arc (the Dnieper megablock); proterozoic volcanic-plutonic belts and magmatic arcs (Polessian belt within the limits of the Volyn block, Priazovian and Belotserkovian-Odessa megablocks); out-of-arc basins (the Kirovograd megablock); collision seams (Orekhov-Pavlograd and Krivoy-Rog-Kremenchug zones) and so on. History of geological evolution of the Shield in the Precambrian and Paleozoic is outlined on the basis of analysis of paleomagnetic data.

УДК 551.21+551.24.035 (477.4)

О. Б. Гинтов**Некоторые вопросы строения и магматизма
Украинского щита с позиций тектонофизики**

Рассмотрен процесс формирования складчатых и разрывных структур докембрийского фундамента как следствие сдвиговых (в широком смысле) перемещений блоков земной коры и стресс-метаморфизма. Показано, что во многих районах докембрийской складчатости деформируемые толщи никогда не залегали горизонтально. На Украинском щите выделено три группы областей: участки первичной гранитизированной коры; зоны их стресс-метаморфической переработки; приразломные трюги, заполненные вулканогенно-осадочными образованиями. К геологическому картированию этих областей необходимы совершенно разные методические подходы.

Опыт многолетних тектонофизических исследований, выполненных автором и его коллегами в пределах Украинского щита (УЩ), позволяет утверждать, что многие стереотипы, закрепившиеся в представлениях о структуре и истории развития этого интереснейшего региона и находящие отражение в материалах геологосъемочных работ, должны быть пересмотрены. Автор не оригинален в этом утверждении — ряд исследователей (О. И. Слензак, К. Ф. Тяпкин, А. И. Черденченко, В. С. Заика-Новацкий, В. М. Вендиктов и др.) говорили об этом уже давно, однако новые идеи, не оформленные в единую непротиворечивую концепцию, которая нашла бы признание у официальных организаций и была внесена в инструкции по геологической съемке, не могут "пробиться" на государственные геологические карты. Одна из причин медленного внедрения новых представлений в интерпретацию материалов геологической съемки заключается в описательном характере структурногеологических наблюдений, которые всегда можно оспорить. Петрографические, минералогические, петроструктурные исследования более точны, но из-за чрезвычайно сложной, многообразной и многофазной природы метаморфических и метасоматических процессов также трактуются с разных, иногда противоположных позиций. В этом плане необходимо подчеркнуть различие между структурногеологическим и тектонофизическим методами, ибо это различие не всегда признается.

И структурная геология, и тектонофизика занимаются изучением деформаций земной коры, литосферы и Земли в целом. Однако в структурной геологии понятие деформации отождествляется с понятием структурообразования и подменяется им. Геолога-структурщика интересует в первую очередь какая геологическая структура возникла и существовала в данном месте — антиклиналь, синклиналь, разлом, меланж, сутура, зона Беньоффа, островная дуга, торрейн и др. Он стремится закартировать ее и описать. Признавая важность такого подхода, необходимо все же отметить, что он способствует бесконечному "терминотворчеству" в геологии, отчего познание истины только отдалается. В тектонофизике понятие деформации трактуется в более строгом механическом смысле: это изменение формы и внутренней структуры тела под действием внешних сил путем перемещения его элементов друг относительно друга. Здесь главное — это характер, амплитуда и *РТ*-условия перемещения горных масс, а следствие — изгиб, сдвиг, хрупкая и пластическая деформация, пластическое и катакластическое течение, параметры смещения, тензор напряжений, вектор подвижки и т. д. Исследования ведутся путем точных измерений деформаций горных пород на микро- и мезоуровнях с последую-

© О. Б. Гинтов, 2000

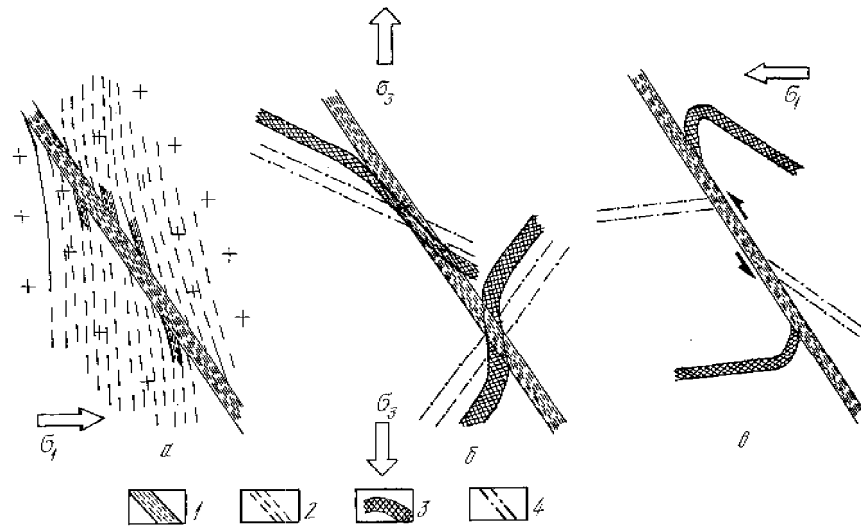


Рис. 1. Генетические типы приразломных складок в докембрийском фундаменте: *a* — структуры подворота, возникшие в результате перекристаллизации гранитоидов; *b* — то же, образованные древними маркерами; *v* — складки волочения; 1 — blastsомилониты и милониты сместителя; 2 — динамометаморфическая полосчатость; 3 — древние маркеры (пачки вулканогенно-осадочных пород, дайки и др.); 4 — первоначальное положение маркера

щим решением прямой и обратной задач тектонофизики. На конечном этапе полученная информация для удобства восприятия облекается в нормальную геологическую форму. Результаты изучения напряженно-деформированного состояния докембрийских горных массивов в пространственно-временном аспекте позволяют рассмотреть, по крайней мере, три важные проблемы геологического строения УЩ: складчатая структура докембрийского фундамента; разломы как зоны проявления стресс-метаморфизма; периодизация тектоно-магматических процессов в докембрии.

Складчатая структура докембрийского фундамента. Для кристаллического фундамента УЩ складчатые структуры типа синклинориев, антиклинориев, нормальных синклиналей и антиклиналей не являются определяющими, если не рассматривать вулканогенно-осадочные образования позднего протерозоя. За исключением куполовидной складчатости, развитой в пределах архейских непереработанных или слабо переработанных последующими деформационными процессами блоках первичной гранитизированной коры, преобладающая масса структур щита — это однокрылые и однозамковые складки, а также флексуры и моноклинали с крутопадающими, субвертикальными шарнирами. Они формировались не при общем смятии, прогибании и выпучивании пластов, а при дифференциальных перемещениях горных массивов в условиях квазипластичности или хрупкопластичности. Перемещения были субгоризонтальными, субвертикальными или косыми по субвертикальным, наклонным или субгоризонтальным сместителям. При этом линейно-плоскостные неоднородности горных массивов — пласты, дайки, жилы, полосчатые текстуры, расположенные вблизи сместителя, — деформировались под воздействием механизма волочения или подворота, образуя складчатый рисунок. Подобные складки объединяются в несколько генетических типов [7], среди которых следует различать *s*-образно подвернутые структуры сжатия, *s*- и *η*-образно подвернутые древние маркеры (линейные элементы), а также складки волочения двух типов — с четко и слабо выраженными (открытые складки) замками (рис. 1).

Первый тип складок, имеющих вид подворотных дуг (рис. 1, *a*), образуется под воздействием сжимающих напряжений в результате перекристаллизации пород гранитоидного ряда. Они, как и сместители, сложены blastsомилонитами, мигматитами, гнейсовидными гранитами. Перекристаллизация вблизи сместителя идет преимущественно под влиянием касательных напряжений, а на удалении — сжимающих. В результате простирание таких структур плавно меняется от параллельного

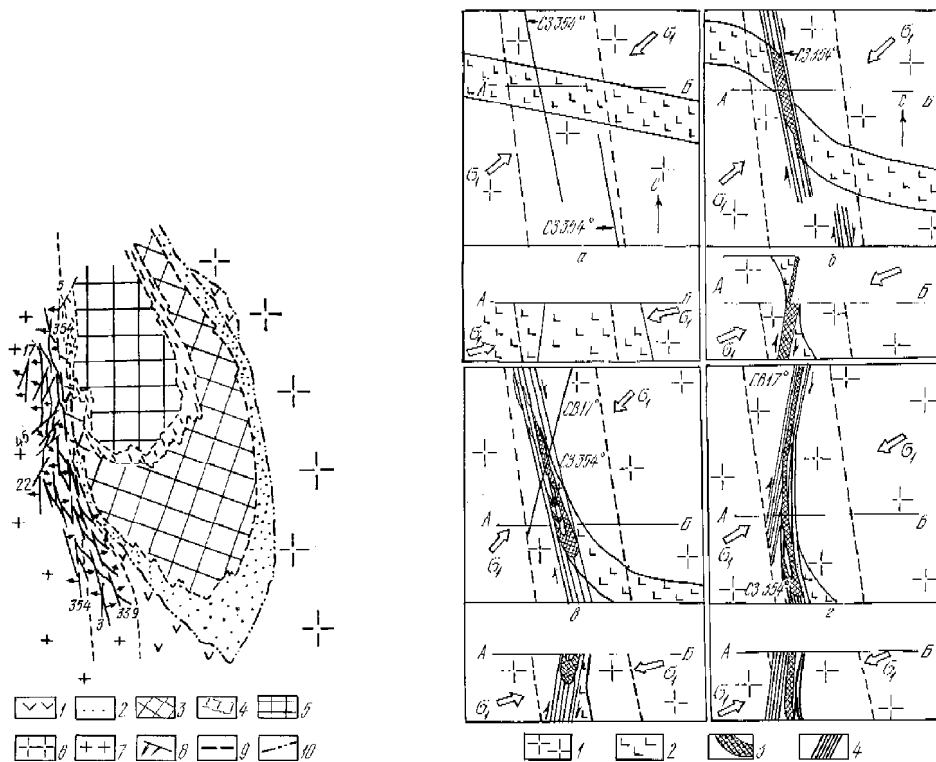


Рис. 2. Структурный план южного замыкания Лихмановской складки волочения: 1 — метаботиты конкско-верховцевской серии; 2–5 — криворожская серия (2 — скелеватская свита; 3–5 — саксаганская свита; 3 — нижняя железорудная подсвита; 4 — средняя сланцевая подсвита; 5 — верхняя железорудная подсвита); 6 — гранитоиды днепропетровского комплекса; 7 — то же кировоградско-житомирского комплекса; 8 — сколы различных этапов разломообразования (цифра — азимут простирания скола, стрелка — направление падения); 9 — восточная граница зоны скальвания 354°; 10 — стратиграфическое несогласие

Рис. 3. Принципиальная схема этапности формирования Лихмановско-Высокопольской структуры (пояснения в тексте): 1 — гранитоиды кировоградско-житомирского и днепропетровского комплексов; 2 — базит-ультрабазиты Высокопольской полосы; 3 — железисто-кремнистые породы; 4 — милониты и бластомилониты зон разломов

сместителю вблизи него до перпендикулярного оси максимального сжатия (σ_1) — на удалении. Второй тип приразломных складок формируется в супракрустальных породах, дайках и полосах более древних тектонитов, которые в конкретном поле напряжений могут образовывать структуры как прямого (s), так и обратного (η) подворота, в зависимости от положения относительно главных осей напряжений и плоскости сместителя (рис. 1, б). Если первые два типа структур возникают на начальной и средней стадии процесса формирования сдвиговой зоны, когда перемещение вещества при пластической деформации происходит в основном вдоль оси σ_1 (при сжатии) или σ_3 (при растяжении), то складки волочения формируются после преодоления предела прочности, когда вещество начинает перемещаться вдоль оси зоны — оси максимальных касательных напряжений (τ_{max}). При этом складки волочения образуются с четко или слабо выраженным замком, в зависимости от первоначального положения сминаемых в складки пачек пород (под острым или тупым углом к сместителю, если отсчитывать по ходу движения крыла, содержащего пачку). В последнем случае их не всегда можно отличить от s -образно подвернутых маркеров (рис. 1, в).

Складки волочения, s - и η -образного подворота широко развиты во всех районах щита. Поскольку в большей своей части щит — закрытый район, то ведущую роль в картировании складчатой структуры играют геофизические методы, особенно магнитометрия в комплексе с бурением, а индикатором такой структуры служат высокомагнитные породы типа железистых кварцитов и скарнов, пироксе-

новых гнейсов и кристаллосланцев и др. В обнажениях видны лишь мелкие складки — от сантиметров до первых метров в поперечнике. Кстати, подобные складчатые структуры часто формируются и в пределах архейских блоков первичной коры, однако сильное увлечение представлениями о повсеместном развитии в архее куполовидной складчатости (которого не избежал и автор) в 1960-х—1970-х гг. привело к тому, что многие структуры подворота и открытые складки волочения принимались за фрагменты куполов. Характерные примеры складок, сформированных породами железистой формации и магнетитсодержащими кристаллосланцами [6, 7, 9], приведены на рис. 2–5. Несколько детальнее остановимся на Лихмановской структуре Криворожско-Кременчугской зоны, поскольку эта складка считалась синклиналью со срезанным западным крылом.

Тектонофизические исследования позволили объяснить [9] возникновение южного замыкания Лихмановской структуры в результате волочения. Это дало возможность перейти от констатации факта воздействия на строение складки сдвиговой зоны к количественной оценке этого воздействия. При этом формирование Лихмановской структуры рассматривается вместе с Высокопольской полосой метаультрабазитов конкско-верховцевской серии, с которой они образуют единый структурный ансамбль (такие структурные ансамбли являются примечательной особенностью Криворожско-Кременчугской зоны). В непосредственном контакте с западным крылом замыкания Лихмановской структуры вскрывается толща бластомилонитов по гранитам кировоградско-житомирского комплекса видимой мощностью 50 м с основным простиранием сколов 354° , падающих на запад под углом 82° (рис. 2). При решении обратной задачи установлено, что эта зона скальвания является правым взбросо-сдвигом с отношением вертикальной и горизонтальной составляющих перемещения $\sim 2:3$. Мощность пород западного крыла складки, представленных аркозо-филлитовым горизонтом, на контакте с зоной скальвания уменьшается (3–5 м против 70 м в восточном крыле). Сами породы практически полностью милонитизированы, что является важным признаком волочения при образовании складки. Шарнир складки падает по азимуту 340° под углом $45\text{--}50^\circ$ и не выполаживается на глубине.

Ряд особенностей Лихмановской структуры, в частности простирание ее протяженной северной моноклинали по азимуту 17° и структурное отличие южного замыкания от вмещающих метаультрабазитов Высокопольской дуги, объясняются многоэтапностью деформационных процессов и различным первоначальным положением деформируемых разновозрастных образований. Этапы формирования единой Лихмановско-Высокопольской структуры волочения показаны на рис. 3. Из него следует, что метаультрабазиты Высокопольской полосы существовали еще до возникновения зон скальвания 354° (искровский этап деформации); при этом они слагали тело близширотной ориентировки. Породы криворожской серии появились позднее и образовали крутопадающие приразломные тела или полосы северо-западной ориентировки. Только такое соотношение пород и их структурная позиция могут объяснить совместное нахождение их в единых структурах, типа Лихмановско-Высокопольской, Желтореченской и др., и различное поведение в процессе перемещений по одной и той же зоне скальвания. Если бы залегание пород железорудной формации Лихмановской полосы было субгоризонтальным или пологонаклонным, то при взбросо-сдвиговом перемещении по крутопадающему разлому формировалась синклиналь или флексура с преобладанием пологопадающих шарниров.

Приведенные примеры показывают, что на современной поверхности кристаллического фундамента в основном запечатлена складчатая структура, сформированная субгоризонтальными и косыми сдвигами по субвертикальным сместителям. Субвертикальные движения по таким сместителям видны хуже, так как первоначальная линейная в плане форма сминаемых в складки полосчатых комплексов остается линейной. Структуры, формируемые сдвигами по субгоризонтальным сместителям, как и субвертикальными движениями, видны только на глубинных разрезах. Поэтому иногда создается впечатление, что горизонтальные сдвиги по крутопадающим разломам в тектоническом процессе доминируют, хотя это не всегда

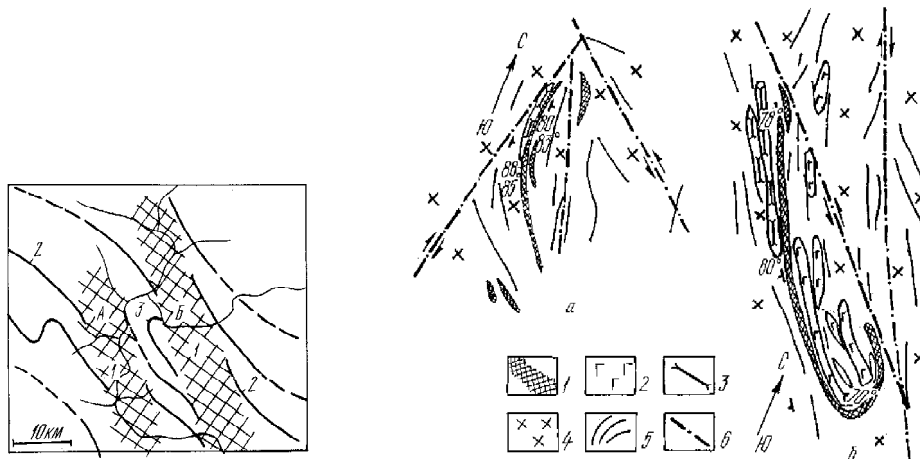


Рис. 4. Характер складчатости в Первомайской зоне правостороннего сдвига (цифры и буквы на схеме): 1 — зоны скальвания (А — Синюхинобродская, В — Ольшанская); 2 — структуры s-образного подворота; 3 — складки волочения

Рис. 5. Складки волочения, образованные железистыми кварцитами (Среднее Побужье): а — Новоселовская; б — Секретарская; 1 — железистые кварциты; 2 — метабазиты; 3 — пироксеновые кристаллосланцы; 4 — граниты и мигматиты; 5 — простираание полосчатости; 6 — осевые линии сдвиговых нарушений

так. При внимательном изучении сместителей, обычно представляющих собой зоны развития бластомилонитов, милонитов, динамометаморфической полосчатости и т. д., нередко можно наблюдать и пологопадающие их плоскости, свидетельствующие о надвиговых или сбросовых смещениях горных массивов. В центральной части щита такие сместители с соответствующими структурами подворота наблюдались автором южнее с. Грушевка по р. Юж. Буг, в Кировоградской зоне сдвига — между г. Бобринец и с. Живановка, в районе сел Завадовка, Покровское, Алексеевка.

Важно отметить, что в подавляющем большинстве случаев складчатость в породах УЩ формировалась на основе субвертикально слоистой среды, т. е. падение пластов, тел и полосчатых текстур было субвертикальным еще до образования складки. Правда, в отдельных случаях, когда движения блоков были субвертикальными или круто косыми, на примыкающих к сместителям погружающихся участках (трогах) могли накапливаться толщи осадочно-вулканогенных пород с субгоризонтальным залеганием слоистости. В этом случае складчатость могла формироваться по механизму, предложенному Дж. Муди и Дж. Хилл [15], и использованному К. Ф. Тяпкиным [20] при интерпретации характера складчатой структуры центральной части Криворожско-Кременчугской зоны (Саксаганская синклинали). Однако на общем фоне повсеместно развитой субвертикально полосчатой структуры кристаллического фундамента такой механизм представляется скорее локальным, чем типичным.

Широкое развитие крутопадающей полосчатости в кристаллическом фундаменте УЩ О. И. Слензак [18] объяснял горизонтальным сжатием земной коры, сопровождающимся процессами метаморфической дифференциации горных пород в твердом состоянии, именуемыми в настоящее время стресс-метаморфизмом. К этому следует добавить, что помимо одностороннего давления при стресс-метаморфизме огромную роль играют дифференциальные перемещения блоков фундамента с явлениями фрикции, пластические деформации пород и катакластическое течение в зонах сместителей. Мощным источником преобразования горных пород в зонах стресс-матаморфизма являются также метасоматические процессы.

Разломы как зоны проявления стресс-метаморфизма. В первую очередь, это мощнейшие зоны сдвига (сбросо- и взбросо-сдвига), разделяющие крупные блоки УЩ. К ним относятся Суцано-Пержанская, Тетеревская, Подольская, Немировская, Ободовская, Тальновская, Первомайская, Звенигородско-Братская, Кировоградская, Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская и другие зоны, имеющие

ции реализуется посредством образования элементарных и эшелонированных сколов (продольных L -сколов, косых R - и P -сколов, трещин отрыва T), приразломных складок подворота и волочения, объединяемых в зоны скалывания шириной 1–6 км. Зоны скалывания можно считать элементарными разломами, поскольку их элементы залегания определяются ориентацией в пространстве главных осей нормальных тектонических напряжений одного определенного этапа деформации. Каждому новому этапу деформации земной коры отвечает формирование нескольких или многих зон скалывания, большинство которых размещаются в уже существующих сдвиговых зонах. В результате любая из перечисленных выше крупнейших сдвиговых зон УЩ состоит из многих различно ориентированных зон скалывания, по которым можно определять количество и последовательность этапов деформации земной коры в конкретном регионе, например Тальновская сдвиговая зона УЩ (рис. 6). Детальнее строение и механизмы формирования сдвиговых зон рассмотрены в работе [7].

Деформация вещества коры в зонах скалывания выражается в преобразовании и структурировании горных пород под воздействием стресс-метаморфизма, метасоматоза, гидротерм и частичного плавления на локальных участках в полях напряжений, характерных для данного этапа деформации. В пределах УЩ они описаны О. И. Слензаком [18, 19], А. И. Чередниченко [24, 25], В. А. Казанским [12, 13], Т. В. Билибиной и др. [3], В. М. Вендиктовым [4], В. С. Заика-Новацким [11], М. А. и Э. А. Ярошукими [28], О. Б. Гинтовым и В. М. Исаем [7] и другими исследователями. Субстрат в зонах был представлен породами гранитоидного ряда либо гнейсами, кристаллосланцами, диоритами — в основном, продуктами гранитизации первичного вещества коры, которые в настоящее время развиты за пределами зон разломов и в виде небольших останцов между зонами скалывания. Новообразованные продукты деформации — это мигматиты ("мигматиты зон разломов", по В. А. Руднику) и рассланцованные граниты, гнейсы, кристаллосланцы, бластомилониты, милониты, псевдоконгломераты, псевдотахилиты и др., а также жилы альпийского типа.

Б. М. Чиков [26, 27], Е. И. Паталаха [16, 17], А. И. Лукиенко [14] по собственным полевым материалам, а также по результатам экспериментов и полевых наблюдений С. Х. Уайта, А. Г. Сальмана, И. Х. Бермана, С. Х. Кирби, М. С. Патерсона, Г. Симпсона, И. Л. Вильсона, Ю. С. Куцева, Н. С. Ениколопяна, А. В. Верещагина и других исследователей детально описали процессы структуро-, минерало- и породообразования в зонах разломов палеозой. Так, эксперимент по стресс-метаморфизму равномернозернистого пироксенита [27] показал, что при гидростатическом сжатии в 1 ГПа и температуре 25–670 °С в закрытой системе (без доступа воды) в зоне сдвига в течение 3 ч возникают линейная зона бластомилонита и новообразованные минералы — тальк, карбонат (кальцит или арагонит), плагиоклаз, серпентин, хлорит, антофиллит, кварц. Следовательно, если за короткий промежуток времени (в геологических масштабах — почти мгновение) под влиянием стресса в закрытой системе происходят ощутимые структурные и минеральные преобразования горной породы, то тем более объяснимы широкомасштабные процессы минерало- и породообразования в докембрийских зонах стресс-метаморфизма, учитывая их глубинность, временной фактор и открытый характер систем. К тому же, в зонах сдвига, как показывают эксперименты, температура может повышаться на несколько сотен градусов [27], а скорость химических реакций возрастает на несколько порядков [14].

Процессы стресс-метаморфического структурирования и минерального преобразования горных пород наблюдаются практически во всех крупных сдвиговых зонах УЩ. Примером может служить пересечение Константиновской зоны скалывания Первомайского разлома по р. Сухой Ташлык. Двигаясь вниз по течению реки, на отрезке 5 км можно наблюдать постепенный переход от нормальных Кировоградских порфиридных гранитов с хаотически расположенными порфиробластами (выше с. Трояны) к аналогичным гранитам, у которых порфиробласты вытянуты по азимуту 345°. Затем в гранитах появляется полосчатость (между селами Трояны и Добрянка) за счет вытянутости биотита, при сгущении которой порода приобретает вид мигматитов и гнейсов; далее появляются бластомилониты, милониты, вплоть до псевдотахилитов в осевой части зоны скалывания. Аналогич-

ную зональность можно наблюдать при пересечении Звенигородско-Братского разлома по рекам Мертвовод, Камышеватая, Каменнокостоватая, Черный Ташлык, Кильтень, Большая Высь, Шполка и др. В Криворожско-Кременчугском разломе эти соотношения видны в обнажениях по рекам Ингулец (между селами Искровка и Чкаловка), Саксагань и их притокам; в Немировском разломе — по р. Юж. Буг (между пгт Тывров и с. Соколец); в Тальновском — по рекам Уманка, Ятрань, Горный Тикич, Саница и др.

Кировоградский разлом, особенно его приосевые Центрально-Кировоградская и Клиновско-Верхнеингульская зоны скальвания, служат примером взаимосвязи процессов сдвиговой деформации и кремний-щелочного метасоматоза [1]. Тела и жилы кварц-олигоклазовых метасоматитов образовались здесь главным образом на клиновском этапе деформации (растяжения) около 1,7 млрд лет назад. Сильный кремний-щелочной метасоматоз характерен также для Сушано-Пержанской зоны разломов.

Широко распространено представление, что формирование милонитов и псевдотахилитов в зонах разломов относится к более позднему времени, чем пластическое деформирование и перекристаллизация горных пород, и происходит на небольших глубинах. Наш опыт показывает, что все процессы в зонах скальвания — и перекристаллизация, и мигматизация, и гнейсификация, формирование бластомилонитов, милонитов и псевдотахилитов — взаимосвязаны и происходят на одном этапе деформации [7]. Такие разные условия деформирования в одной зоне и в одно и то же время объясняются тем, что зоны скальвания, особенно их приосевые части, на конечной стадии деформации подвержены сильному дилатансионному разуплотнению (разрыхлению), в результате которого на этих участках, независимо от глубины, давление резко понижается и, соответственно, возникают условия хрупкого разрушения и подплавления горных пород [8].

Периодизация этапов развития УЩ и геологическое картирование. Как следует из изложенного выше, по латерали УЩ можно разделить на равноценные по площади районы двух типов: области гранитизированной в архее, раннем и среднем протерозое первичной коры вместе со среднепротерозойскими интрузивными массивами (плутонами); зоны позднеархейской — среднепротерозойской стресс-метаморфической переработки этих областей, именуемые зонами разломов или сдвигов. Кроме того, необходимо выделить достаточно редкие приразломные троговые зоны, заполненные горизонтальнослоистыми вулканогенно-осадочными образованиями, деформированными сдвиговыми же процессами (типа Саксаганской структуры).

Естественно, геологическое картирование каждого из этих районов требует своеобразного подхода и не может быть одинаковым. Если в районах первого типа картирование на основе стратификации метаморфических комплексов по принципу "выше — ниже" нередко проблематично, то в зонах стресс-метаморфической переработки коры оно вообще неприемлемо, ибо плоскостные текстуры горных пород здесь "не имеют ничего общего со слоистостью, и поэтому их стратификация в общепринятом смысле просто невозможна" [11]. Игнорирование этого факта нередко приводило к ошибкам, когда рассланцованные и гнейсифицированные граниты разломных зон относили к "свитам" типа сушанской в Сушано-Пержанской или синицовой в Тальновской зонах разломов. К ошибкам ложной стратификации приводит также интерпретация приразломных складок с субвертикальными шарнирами как синклиналей или антиклиналей с соответствующими выводами о возрастных соотношениях напластования. Примером могут служить железистые породы Побужья, которые образуют складки волочения, всегда имеют (и имели) субвертикальное падение, залегают в контакте с габброидами и амфиболитами и, возможно, вообще относятся к образованиям метасоматического генезиса.

Выделение обширных зон стресс-метаморфизма не оставляет места для участков, которые обычно именовались крупными синклиноориями. Например, район так называемого Братского синклинория занимают Братская и Липняжская зоны скальвания Звенигородско-Братского разлома, образованные мигматитами и бластомилонитами по гранитам кировоградско-житомирского комплекса, гранат-, амфибол- и пироксен-биотитовым гнейсам. Выделявшийся ранее Первомайско-Го-

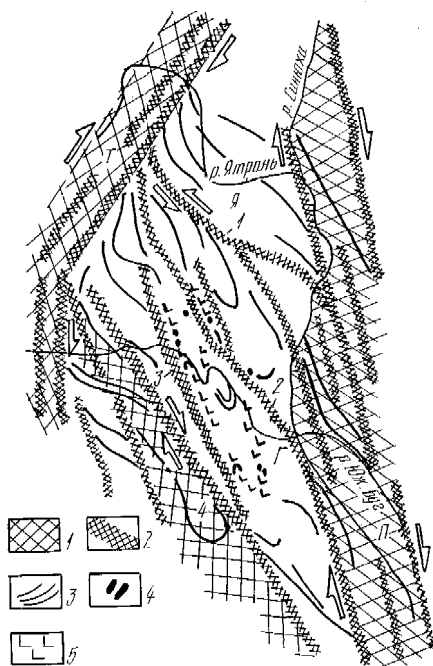


Рис. 7. Схема строения Голованевской (Г) структурной зоны и Ятранского (Я) блока (Среднее Побужье): 1 — региональные разломы, ограничивающие Голованевскую структурную зону (буквы на схеме: Т — Тальновский, П — Первомайский); 2 — разломы более высоких порядков (цифры на схеме: 1 — Емиловский, 2 — Долгопристанский, 3 — Молдовский, 4 — Вradiевский); 3 — складки волочения и структуры подворота; 4 — гипербазиты; 5 — амфиболиты, габбро-амфиболиты, габбро

лованевский "синклиорий" представляет собой Голованевскую структурную зону (блок), расположенную между Тальновским и Первомайским долгоживущими разломами первого порядка, а также Емиловским и Вradiевским разломами высших порядков, со сложной и длительной историей развития (рис. 7). На начальных этапах земная кора в пределах зоны испытывала восток-северо-восточное растяжение, во время которого по разломам северо-западной ориентировки происходил подъем протрузий основных и ультраосновных пород. Сжатие в том же направлении привело к формированию полосчатых комплексов, бластомилонитов, складчатости с

субвертикально падающими шарнирами и крыльями. После этого Голованевская зона испытывала деформации, обусловленные динамикой Первомайского и Тальновского разломов, о чем свидетельствуют зоны скалывания и многочисленные сколы соответствующей ориентировки.

Признание факта активного породо-, текстуро- и структурообразования в зонах стресс-метаморфизма и метасоматоза ставит под сомнение незыблемость точки зрения о повсеместной "первичности" метаморфических комплексов и "вторичности" гранитоидов. В некоторых случаях соотношения могут быть и обратными.

Таким образом, стратиграфический подход при периодизации геологических процессов в районах второго и, отчасти, первого типа не может быть основным. Скорее, здесь должен преобладать кинематический, т. е. деформационный, подход, опирающийся на надежные радиогеохронологические данные, к которому, помимо автора, склоняются такие исследователи, как К. Ф. Тяпкин [20–23], О. И. Слензак [18, 19], В. М. Венидиктов [4], П. С. Веремьев [5], В. С. Заика-Новацкий [11] и др. Почти каждый из названных авторов использует свою оригинальную методику, имеющую как несомненные достоинства, так и недостатки. Комплексное применение этих методов, увязка результатов позволит создать шкалу периодизации геологических процессов, более достоверную и детальную, чем существующая в настоящее время.

Тектонофизические методы, используемые для целей периодизации в пределах УЩ, опираются на структурно-парагенетическую модификацию, подробно описанную в работе [7]. В ее основе — иерархия деформационных процессов, устанавливаемая по структурным взаимоотношениям между разновозрастными зонами скалывания и отдельными сколами. Примеры таких взаимоотношений показаны на рис. 8. При пересечении более древние сколы деформируются более молодыми. Применение этой методики при изучении Кировоградской сдвиговой зоны дало возможность выделить двадцать этапов деформации, охватывающих период ~2 млрд лет, и определить место в шкале периодизации динамометаморфических, метасоматических процессов, а также золоторудогенеза [1]. Наиболее молодые этапы деформации, относящиеся к платформенной стадии развития щита, были установлены здесь по парагенезисам хрупких трещин, которые дают не менее богатую информацию о напряженно-деформированном состоянии горных пород, чем сколо-

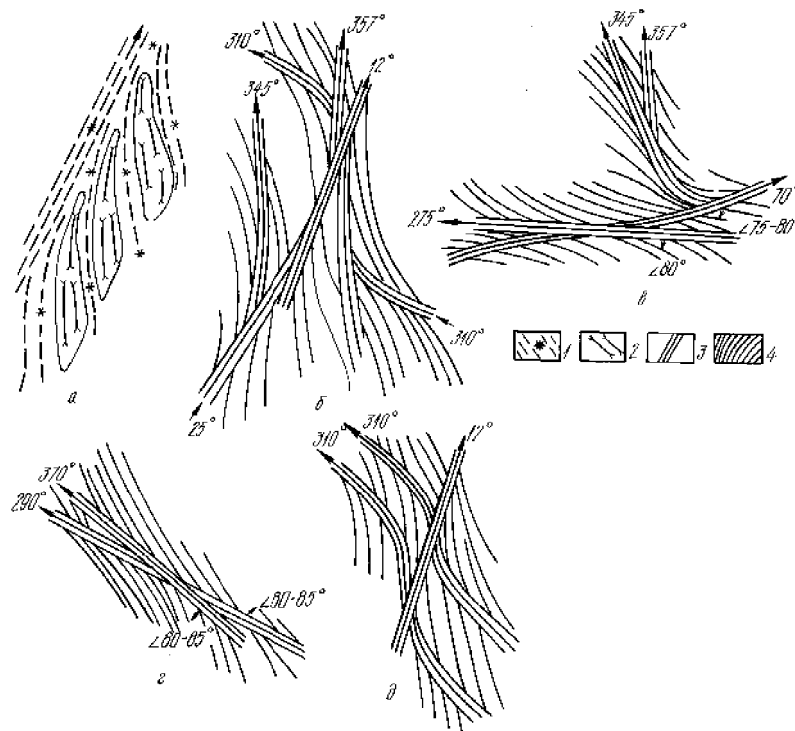


Рис. 8. Типичные взаимоотношения разновозрастных складов. Первомайская зона сдвига: *a* — левый берег р. Синюха, ниже устья р. Ятрань; *б* — устье ручья, впадающего в р. Юж. Буг, в 3 км севернее с. Александровка; *в* — правый берег б. Цыпурдеевская, с. Украинка; *г* — левый берег р. Юж. Буг, с. Константиновка; *д* — там же (у паромной переправы); 1 — blastомилониты по чарнокитам; 2 — пироксеновые гнейсы; 3 — склад, заполненный blastомилонитами и милонитами; 4 — динамометаморфическая полосчатость

вые структуры в зонах стресс-метаморфизма. Если для последних характерны в основном парагенезисы *L*- и *R*- складов, а также приразломных складок, то хрупкие и квазихрупкие трещины повсеместно образуют парагенезисы *L*-, *L'*-, *R*-, *R'*-, *P*- и *T*-структур. Возрастные соотношения трещин устанавливаются по характеру их заполнения, притертости, смещений.

Исследование хрупкой и квазихрупкой трещиноватости позволяет расширить геохронологическую шкалу деформаций УЩ до таких молодых эпох тектогенеза, как киммерийская и альпийская, а также эффективно изучать деформации молодых интрузивных массивов, как это видно на примере Корсунь-Новомиргородского плутона [2]. Было установлено, что плутон сформировался в два этапа (корсунский и городищенский) с очень небольшим перерывом, судя по радиогеохронологическим данным, ~1,75 млрд лет назад [10]. Во время остывания плутона возникли две генерации трещин, различные в рапакививидных гранитах и габбро-анортозитах и представленные *L*-, *L'*-, *R*-, *R'*- и *T*-структурами. Оба этапа характеризовались субширотным горизонтальным растяжением земной коры с азимутами ориентации осей растяжения 277–97 и 78–258° соответственно. Этап деформации рапакививидных гранитов был первым, габбро-анортозитов — вторым, поскольку система трещин выявленных в гранитах, содержит (в небольшом количестве) парагенезисы трещин, установленные в габбро-анортозитах. Обратных соотношений не наблюдается. Анализ углов скалывания показал, что квазихрупкая трещиноватость плутона возникла на глубинах 3–8 км при температуре остывания от 350 до 120 °С.

Не менее важную информацию по периодизации геологических процессов дает изучение хрупкой трещиноватости в стратифицированных толщах пород докембрия, не подверженных интенсивному влиянию стресс-метаморфизма, в частности в породах рифея и венда, кварцитах и сланцах овручской и белокозовичской

серий. Здесь возможно применение и кинематической модификации тектонофизических методов с использованием векторов подвижек на зеркалах скольжения.

1. Аронский А. А., Гинтов О. Б., Гордиенко В. В. и др. Напряженно-деформированное состояние и этапы геодинамического развития Клиновско-Верхнеингульской тектонометасоматической зоны УЩ, перспективной на золото // Геофиз. журн. — 1997. — 19, № 5. — С. 50–62.
2. Беличенко П. В., Гинтов О. Б. Напряженное состояние и деформации земной коры Украинского щита в период становления Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и рапакиви (по тектонофизическим данным) // Там же. — 1996. — 17, № 2. — С. 59–69.
3. Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Казанский В. И., Шмидт А. О. Дислокационный метаморфизм пород центральной части Украинского щита // Сов. геология. — 1974. — № 1. — С. 68–77.
4. Вендиктов В. М. Полициклическое развитие гранулитовой фации. — Киев: Наук. думка, 1986. — 267 с.
5. Веремьев П. С. Структурообразование периода формирования архейских гранулитов Украинского щита // Геол. журн. — 1993. — № 4. — С. 35–40.
6. Гинтов О. Б., Єтін В. А., Ісай В. М. Нові дані про особливості формування складчастої структури магнетитових родовищ Середнього Побужжя // Допов. АН УРСР. Сер. Б. — 1985. — № 4. — С. 14–17.
7. Гинтов О. Б., Ісай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. — Киев: Наук. думка, 1988. — 228 с.
8. Гинтов О. Б., Ісай В. М., Ісай Л. В. Дилатансионное разуплотнение кристаллических пород в центральной части Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1987. — № 12. — С. 18–21.
9. Гинтов О. Б., Ісай В. М., Коваленко В. Н. Тектонофизические данные о механизме формирования складок первого порядка Криворожского бассейна на примере Лихмановской структуры // Геол. журн. — 1990. — № 5. — С. 115–123.
10. Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность: Справ. / Под ред. Н. П. Щербака. — Киев: Наук. думка, 1993. — 232 с.
11. Заика-Новицкий В. С. Структурный анализ и разработка стратиграфической схемы Украинского щита // Геол. журн. — 1986. — 46, № 3. — С. 6–10.
12. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. — М.: Недра, 1972. — 240 с.
13. Казанский В. И., Кузнецов А. В., Прохоров К. В. Древние тектониты Кировоградской зоны разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1970. — № 12. — С. 3–14.
14. Лукиенко А. И. Тектонофашии складчатых сооружений (на примере палеозойд Казахстана): Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. — Киев, 1993. — 45 с.
15. Муди Дж. Д., Хилл Дж. М. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. — М.: Изд-во иностр. лит., 1960. — С. 265–333.
16. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. — Алма-Ата: Гылым, 1981. — 216 с.
17. Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Коробкин В. В. Тектонофашии Казахстана: Пояснительная записка к Тектонофашиальной карте Казахстана м-ба 1:1500 000. — Алма-Ата: Гылым, 1986. — 122 с.
18. Слензак О. І. Про структуру Українського докембрію (на прикладі південно-західної частини Українського кристалічного щита). — К.: Наук. думка, 1965. — 139 с.
19. Слензак О. І. Локальные структуры зон напряжений докембрия. — Киев: Наук. думка, 1984. — 104 с.
20. Тяпкин К. Ф. Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре // Геол. журн. — 1974. — 34, вып. 4. — С. 3–17.
21. Тяпкин К. Ф. О роли ротационных сил при формировании тектонических структур земной коры // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1974. — № 9. — С. 999–1002.
22. Тяпкин К. Ф. Современные проблемы изучения докембрийской складчатости // Геол. журн. — 1989. — № 5. — С. 1–13.
23. Тяпкин К. Ф. О перспективе создания современной геотектонической концепции // Допов. НАН України. — 1995. — № 3. — С. 68–71.
24. Чередищенко А. И. Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. — Киев: Наук. думка, 1964. — 184 с.
25. Чередищенко О. І. Пластичність гірських порід і деякі питання тектоніки // Тектоніка і стратиграфія. — 1972. — Вип. 1. — С. 26–33.
26. Чиков Б. М. Типы структурно-породных комплексов и принципы геологического картирования линейно-амментных зон динамометаморфизма // Геология и геофизика. — 1988. — № 1. — С. 18–26.
27. Чиков Б. М., Каргаполов С. А., Ушаков Г. Д. Экспериментальное стресс-преобразование пироксенита // Там же. — 1989. — № 6. — С. 75–79.
28. Ярошук М. А., Ярошук Э. А. Диафториты юго-западной части Украинского щита и их рудоносность // Геология руд. месторождений. — 1989. — № 3. — С. 74–81.

Ин-т геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев

Поступила 31.01.2000

РЕЗЮМЕ. Розглянуто процес формування складчастих і розривних структур докембрійського фундаменту як наслідок здвигових (у широкому розумінні) перемішень блоків земної кори та стрес-метаморфізму. Показано, що в багатьох районах докембрійської складчатості деформовані товщі ніколи не залягали горизонтально. На Українському щиті виділено три групи областей: ділянки первинно гранітизованої кори; зони їх стрес-метаморфічної переробки; прирозломні трюги, які заповнені вулканогенно-осадовими утвореннями. Для геологічного картування цих областей необхідні зовсім різні методичні підходи.

SUMMARY. The process of formation of folded and disruption structures of the Precambrian basement is analyzed as a result of shear (in a wide sense) displacements of the Earth's crust blocks and stress-metamorphism. It is shown that in many regions of the Precambrian folding the rock masses under strain never lay horizontally. Within the Ukrainian Shield three groups of regions are identified: areas of the primary granitized crust; zones of their stress-metamorphic development; near-fracture troughs filled with volcanogenic-sedimentary formations. Geological mapping of these regions demands absolutely different methodical approaches.

УДК 551.71 (477)

**В. П. Кирилюк, А. М. Лысак, А. А. Сиворонов,
К. И. Свешников, А. Б. Бобров****Роль формационных исследований в
решении некоторых актуальных проблем геологии
Украинского щита**

Показана роль геолого-формационных исследований в решении проблем стратиграфии, магматизма, тектонического районирования и металлогении докембрия Украинского щита.

Формационное расчленение и картографирование Украинского щита (УЩ) позволяют по-новому решать некоторые актуальные проблемы геологии региона, которые до настоящего времени остаются противоречивыми. Плановые геолого-формационные исследования УЩ проводятся с начала 1960-х гг. и долгое время проходили в условиях конкуренции разных направлений — генетического, парагенетического, фациального, "элиминации" метаморфизма и др. Подобное состояние продолжалось до начала составления формационных карт, когда стало очевидным, что геолого-формационное картирование, как и другие его виды, возможно лишь на основе изображения реально существующих геологических тел, выделенных по определяющим признакам. Такими признаками для геологических формаций, в том числе развитых на щитах, являются парагенезисы слагающих их пород, характеризующие состав и внутреннюю структуру — конституцию формаций. В настоящее время в результате геологосъемочных работ составлены карты геологических формаций ряда территорий УЩ м-ба 1 : 50 000, 1 : 100 000 и 1 : 200 000, а также две самостоятельные геолого-формационные карты щита в целом м-ба 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 [2]. Эти карты послужили основой для геохимических, металлогенических и некоторых других карт УЩ и прилегающих территорий. Издание указанных выше карт свидетельствует о том, что выделение геологических формаций на территории УЩ, т. е. его геолого-формационное расчленение в основном закончено. Однако широкое использование результатов этого расчленения тормозится из-за отсутствия ясных представлений об общих целях и конкретных задачах геолого-формационных исследований.

В ранних работах основоположников парагенетического направления формационных исследований Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова было показано, что формационный анализ не является самоцелью, а призван решать как важные теоретические, так и практические задачи. Одной из фундаментальных проблем является определение общих закономерностей строения и эволюции земной коры, возможное только на геолого-формационной основе. В полной мере это относится и к раннедокембрийской земной коре, обнажающейся на щитах. Кроме того, формационные исследования, в отличие от других существующих методов, призваны решать практически все сложные проблемы геологии и металлогении отдельных регионов. Основой представлений о геологическом строении любого региона справедливо считается его стратиграфия.

Формации и стратиграфия. Проблема стратиграфического расчленения и корреляции нижнедокембрийских образований УЩ несмотря на многолетние усилия многих научных и производственных коллективов до последнего времени, к сожалению, остается далеко не исчерпанной и порождает постоянные дискуссии. Предопределяют такое положение не только объективные причины, связанные с известным своеобразием самого объекта исследований, но и субъективные. В настоящее время большинство специалистов признают необходимость комплексного применения разных

© В. П. Кирилюк, А. М. Лысак, А. А. Сиворонов, К. И. Свешников, А. Б. Бобров, 2000

методов (геолого-геофизических, структурно-формационных, петрологических, изотопно-геохимических и др.) при изучении УЩ. В некоторых случаях используется весь комплекс указанных выше методов, но чаще разные исследователи или коллективы предпочитают отдельные (как правило, ими развиваемые) методы. При этом нередко не учитывается то обстоятельство, что комплексность предполагает не арифметическое сложение методических приемов, а определенную последовательность или одновременность их применения.

Роль формаций в традиционных стратиграфических исследованиях докембрия (особенно в пределах одного щита) представляется на первый взгляд достаточно ограниченной в связи с особенностями его расчленения. Основу составляют наиболее крупные стратиграфические подразделения на уровне метаморфических комплексов, отвечающих акротемам. Сложность их выделения заключается в следующем: они (особенно наиболее древние) часто сопровождаются преобладающими гранитоидами и мигматитами. Контакты между разными формационными комплексами чисто тектонические; нередко эти комплексы разделены интрузивными массивами. На некоторых участках между метаморфическими комплексами, непосредственно соприкасающимися, можно проследить постепенные переходы, возникшие за счет структурно-метаморфического согласования. В таких условиях выделение комплексов и установление их относительной последовательности проводится на основании ряда признаков, среди которых одним из ведущих является породный состав, а не формации. Такой подход позволяет предположить, что наиболее древними на УЩ являются гранулитовые комплексы, далее — амфиболитовые, зеленосланцевые и существенно метатерригенные.

В одной структуре более глубокометаморфизованные образования всегда более древние. Ранее, на основании данных изотопного датирования, ошибочно считали, что зеленокаменные комплексы более древние (архейские), чем амфиболит-гнейсовые толщи. При стратиграфическом расчленении комплексов ведущую роль должны играть геологические формации. Выделение их возможно само по себе, а стратиграфическая последовательность устанавливается в сочетании со структурными особенностями.

При изучении нижнего докембрия первостепенное значение, на наш взгляд, имеют полевые структурно-формационные исследования на породно-парагенетической основе. Именно они позволяют выделять парагенетически связанные ассоциации разного ранга (парагенерации, формации, формационные ряды и др.), устанавливать закономерности вертикального и латерального упорядочения сложенных ими тел и относительные соотношения между ними, выявлять особенности размещения полезных ископаемых и др. Геолого-геофизические исследования необходимы при картировании этих парагенезисов на той или иной площади и расшифровке сложенных ими ансамблей тектонических форм. Умелое сочетание разных методов весьма эффективно при геолого- и поисково-съемочных работах на разных участках УЩ. Практикуемый еще метод петрографического картирования не позволяет определить закономерности внутреннего упорядочения разрезов, выделить устойчивые породные сочетания (парагенезисы) разного ранга, картировать их, установить закономерности пространственного взаиморасположения породных парагенезисов разного типа и картировать эти закономерности. В результате большинство составленных даже в последние годы геологических карт разного масштаба остаются нередко бесструктурными. Без надежно расшифрованной геологической структуры района исследований невозможно составить качественную стратиграфическую основу. На площадях развития нижнего докембрия необходимо проводить все исследования на породно-парагенетической основе для его расчленения и картирования. Эмпирически установленные закономерности вертикального и латерального упорядочения разрезов конкретных районов пока остаются наиболее надежной основой при обособлении в них подразделений разного ранга и их картировании на менее изученных площадях.

Использование этих приемов позволило в составе нижнего докембрия УЩ выделить ряд структурно-вещественных (формационных) комплексов. Они представляют собой крупные геологические тела, отличающиеся определенным составом, внутренней упорядоченностью и характерными структурными признаками. Это чарнокит-гранулитовый, плагиогранит-амфиболитовый, тоналит-зеленокаменный, гранитоидно-метатерригенный и плутонический структурно-формационные комплексы [2]. Они встречаются в разных геологических районах (мегаблоках) УЩ, включают наложенную и плутоническую составляющие, которые сложены рядом формаций и парагенераций. Межрайонные корреляции разрезов до последнего времени традиционно осуществляются на основе изотопно-геохимического изучения пород и минералов. При этом однотипные структурно-формационные комплексы и их подразделения, представляющие собой вещественное и формационное отражение определенных условий формирования, очень часто оказываются размещенными на разных возрастных уровнях (например, росинско-тикичская и аульс-

кая серии) или разные комплексы попадают в одну возрастную группу (днепровско-бугская и аульская серии). Неадекватность многих изотопных датировок, полученных ранее, постоянно приводила и приводит к пересмотру корреляционных стратиграфических схем и, соответственно, устарению составленных геологических карт. Создается ощущение неуверенности в правильности тех или иных построений и определенной безвыходности создавшегося положения. Очевидно, стратиграфический подход к изучению нижнего докембрия в его традиционном виде исчерпал себя. Более однозначной и надежной следует считать, на наш взгляд, корреляцию пространственно разобщенных подразделений по их структурно-вещественным признакам, отражающим условия образования. Это позволит снять многие дискуссионные вопросы и достичь взаимопонимания среди исследователей, а также надолго сохранить уже принятые построения. Несовпадение возрастных датировок однотипных в структурно-вещественном (формационном) отношении комплексов и их составляющих, возможно, в одних случаях означает отсутствие синхронности проявления в нижнем докембрии одинаковых условий, а в других — ненадежность датировок возраста. Но в случае поступлений новых данных это не влечет за собой коренного пересмотра сделанных ранее построений.

Формационные исследования, проведенные в Западном Приазовье, позволили впервые выявить и закартировать не только новые зеленокаменные структуры (Новогоровскую), но, используя структурно-вещественные критерии, обосновать принадлежность ряда ранее известных структур (Косивцевской, Павловской) к этой категории. Во всех этих структурах разрез стратифицированной части тоналит-зеленокаменного структурно-формационного комплекса представлен тремя нижними (КТ-1; КТ-2 и КТ-3) парагенерациями метакоматиит-толеитовой, сланцево-джеспилит-толеитовой и метариодацитовой формаций.

Корреляция разрезов зеленокаменных структур Среднеприднепровской гранит- и Приазовской гранулит-зеленокаменной областей показала, что их разрезы различаются лишь полнотой формационного ряда и мощностью отдельных формаций (и парагенераций в их составе). Кроме этого, некоторые различия касаются характера метаморфических преобразований в структурах обоих регионов. Однако сопоставление не генерализованных, а локальных разрезов конкретных хвостобразных ответвлений Приднепровских и Приазовских структур свидетельствует о практически полной их идентичности. Отмечаемые колебания мощности и литофациальных соотношений породных типов в парагенезисах разрезов сопоставляемых структур полностью адекватны диапазонам вариации этих параметров в пределах каждой из отдельно взятых структур. Об их структурно-вещественной общности свидетельствует не только характерный формационный набор, стабильная стратиграфическая позиция формаций в разрезе, но и наличие таких ранее неизвестных петротипов как метакоматииты, метатолеиты, лито- и кристаллокластические туфолиты основного состава, кислые метавулканииты.

В этой связи очень важно проанализировать сложившуюся ситуацию с учетом изотопного датирования возраста зеленокаменных структур УЩ. Существующее мнение о наличии, по крайней мере, двух возрастных генераций зеленокаменных структур основано на возрасте кварцевых диоритов первой фазы Добропольского массива (3320–3317 млн лет), интрузирующих вулканогенный разрез Косивцевской структуры [1]. По мнению Н. П. Щербака и Г. В. Артеменко [1, 3], этот факт свидетельствует о значительно более древнем возрасте разреза Косивцевской структуры, нежели разрезов остальных Приднепровских и Приазовских структур, верхняя возрастная граница которых датируется временем формирования метариодацит-плагиогранитной вулcano-плутонической ассоциации (ВПА) и укладывается в диапазон 3170–2950 млн лет [1]. Отсутствие датировок вулканиитов метакоматиит-толеитовой формации (сурская свита) свидетельствует о том, что они во всех регионах своего распространения на УЩ могут быть древнее 3320 млн лет. Данные Г. В. Артеменко [1] о том, что в составе сурской свиты Верховцевской и Чертомлыкской структур уран-свинцовым методом датированы кислые вулканииты (3168 млн лет по метадацитам [1, 3]) ошибочны, поскольку это — составные части распространенной там метариодацит-плагиогранитной ВПА. Кислые же метавулканииты в составе сурской свиты (метакоматиит-толеитовая формация) достоверно не установлены. Таким образом, возрастной диапазон 3170–2950 млн лет характеризует период формирования в Приднепровье кислых магматитов метариодацит-плагиогранитной ВПА. Возраст предшествующих формаций зеленокаменных поясов на сегодняшний день не установлен и это — одна из основных проблем геохронологии тоналит-зеленокаменных структурно-формационных комплексов.

Формации и магматизм. Наиболее актуальны и относительно слабо изучены, с нашей точки зрения, проблемы формационного анализа плутонических и вулcano-плутонических комплексов северной и центральной частей УЩ. Первый участок — крайняя север-

ная часть Волынского мегаблока (в геологической литературе более известна как Суцано-Пержанская зона) и прилегающая к ней территория. Сюда включают ряд магматических и метасоматических образований (тела щелочных пород, пержанские, хачинские и другие граниты, вулканиты), геологическая позиция которых, принадлежность к определенным комплексам и формациям, а также соотношения их между собой изучены очень слабо. Кроме того, именно эта территория в пределах УЩ одна из наиболее перспективных для поисков редкометалльного оруденения. Поэтому мы считаем, что данную территорию следовало бы изучить с наиболее широким применением формационных методов. Второй участок — северная часть Кировоградского блока. В пределах последнего широко развиты магматические и ультраметаморфические гранитоиды, которые традиционно объединяют в кировоградский комплекс. Особенно широко они развиты вдоль северной границы Ингуло-Ингулецкого прогиба, где породы ингуло-ингулецкой серии, исходя из существующих на сегодняшний день геологических карт, как бы постепенно "растворяются" в сплошном поле гранитоидов.

Исследования Кировоградского блока показали, что расчленить гранитоиды кировоградского комплекса традиционными геолого-петрографическими методами не удастся. Доказательством этого служат многочисленные геологические карты, составленные в разное время по разным участкам Кировоградского блока, на которых показаны разнообразные гранитоиды, однако геологическое положение и характер сложенных ими тел остаются неопределенными. В то же время, исследование тех же гранитоидов с применением формационного анализа и последующим привлечением геохимических, минералогических, петрографических методов, проведенные сотрудниками Львовского, Киевского и Одесского университетов, позволили выделить ряд подразделений (формаций), существенно различающихся между собой геологическим положением, минералого-геохимическими особенностями и геофизическими условиями образования. Очевидно, что лишь применение формационной методики позволит понять строение северной части блока, оценить ее потенциальную металлонность. Кроме того, есть еще один практический аспект применения формационного анализа. На сегодняшний день в пределах УЩ разными исследователями проведен большой объем работ по изучению гранитоидов формационными методами. В то же время тела основного состава этими методами целенаправленно изучались только в пределах зеленокаменных структур Приднепровья (А. А. Сиворонов, А. Б. Бобров и др.) и лишь частично в пределах Волынского блока (В. П. Бухарев). Такое положение объясняется главным образом тем, что тела основного (ультраосновного) состава встречаются в пределах щита несравненно реже и имеют, как правило, значительно меньшие размеры, чем тела гранитоидов. Поэтому фактического материала по этим образованиям накоплено значительно меньше, чем по гранитоидам. Тем не менее, новые фактические данные, находки кимберлитов и связанные с этим перспективы поисков алмазов делают целесообразным проведение анализа и обобщения всего имеющегося материала по основным и ультраосновным телам УЩ на формационной основе. Такое обобщение важно не только для выяснения формационной принадлежности тех или иных уже известных тел, но и для выявления главных тектонических структур, с которыми было связано становление тех или иных формаций, и более целенаправленных поисков новых тел (в частности, кимберлитового и лампроитового состава).

Формации и тектоническое районирование. Н. С. Шатский неоднократно отмечал, что геологические формации — это прежде всего тектонические категории, отражающие тектонические условия их формирования. Любые формации, в том числе раннедокембрийские, являются (учитывая данные об общей форме и размерах слагаемых ими структур) важным инструментом сравнительного тектонического и историко-геологического анализа. В связи с тем, что большинство раннедокембрийских комплексов представляют собой лишь фрагменты глубоко денудированных и ограниченных разломами структур, их сравнительное формационное изучение становится ведущим методом в изучении геотектонической природы комплексов и щитов в целом. Одним из важнейших результатов сравнительного формационного изучения метаморфических образований УЩ является обоснование формационного несоответствия разнофациальных метаморфических комплексов и, напротив, достаточно уверенной корреляции на формационной основе метаморфических комплексов, близких по степени и характеру метаморфизма. В наиболее полном глубинном разрезе гранулитового комплекса на УЩ выделяется семь супракрустальных формаций: кинцитиговая, гиперстеновая гнейс-кристаллосланцевая, лейкогранулитовая, высокоглиноземисто-кварцитовая, мрамор-кальцифировая, кондалитовая и эвлизитовая (ритмично-слоистая глиноземисто-базитовая). Аналогов таких формаций, даже с учетом разницы в степени метаморфизма, в составе менее метаморфизованных комплексов нет. Однако отдельные формации и некоторые их сочетания встречаются

ся в составе других гранулитовых выходов — на территории так называемого Братского синклинория (выступа), в пределах Славгородской глыбы и в Приазовье. Характерные формации гранулитовых комплексов (в частности, гиперстеновая гнейс-кристаллосланцевая и лейкогранулитовая) распознаются на участках их интенсивного диафтореза, например, в бассейне р. Сось и на отдельных территориях Приазовья.

В отличие от гранулитовых, монофациальные комплексы амфиболитовой фации, к которым на УЩ относятся росинско-тикичская и аульская серии, характеризуются весьма ограниченным породным составом и, соответственно, однородным формационным составом. Росинско-тикичская серия представлена одной гнейс-кристаллосланцево-амфиболитовой формацией, а аульская — двумя родственными по составу кристаллосланцево-гнейсовой и кристаллосланцево-амфиболитовой формациями.

Некоторые исследователи УЩ и других щитов сопоставляют между собой (с явным или неявным указанием на одновозрастность) амфиболит-гнейсовые комплексы и образования гиперстеновой гнейс-кристаллосланцевой формации гранулитовой фации, относя их к так называемым "серым гнейсам". По вещественному составу их можно отнести к числу бимодальных и тримодальных ассоциаций, скорее всего, вулканогенного происхождения. Однако следует напомнить, что на всех территориях широкого распространения гиперстеновой гнейс-кристаллосланцевой формации она всегда находится в ассоциации с другими формациями гранулитовых комплексов, в то время как все известные выходы амфиболит-гнейсовых комплексов однородны в формационном отношении. К этому следует добавить, что на двух достаточно представительных и хорошо изученных участках соприкосновения гранулитовых и амфиболит-гнейсовых комплексов (юг Алдано-Станового щита и западная часть УЩ) сейчас почти все геологи-практики на основании имеющихся данных признают более молодым возраст стратифицированного амфиболит-гнейсового комплекса по сравнению с гранулитовым. Так же принципиально различны по своему составу полиформационные метавулканогенные комплексы, в разрезе которых выделяют метадацит-андезит-толеитовую, метакоматиит-толеитовую, джеспилит-метатолеитовую, метакоматиитовую и метариолит-дацитовую формации, отсутствующие в составе высокотемпературных комплексов и хорошо сопоставимые в разобщенных зеленокаменных структурах как по наборам, так и по относительному вертикальному и латеральному взаиморасположению некоторых из них. Ранее на основе геохронологических данных эти образования считались "древними зеленокаменными ядрами континентов", однако теперь относительно более молодой возраст зеленокаменных комплексов по сравнению с гранулитовым и амфиболит-гнейсовым комплексами как на УЩ, так и на других щитах, ни у кого не вызывает сомнений.

Еще более молодыми и также различными в формационном отношении являются гнейс-сланцевые зонально метаморфизованные в диапазоне эпидот-амфиболитовой — амфиболитовой и (возможно) даже гранулитовой фаций исходные существенно терригенные тетеревский и ингуло-ингулецкий комплексы. Слагающие их метапелит-сланцевая, метапсаммит-карбонатная, метаконгломератовая и другие формации в своем первичном реставрированном виде по составу и строению отдаленно напоминают миогеосинклинальные аспидную, граувакковую, известняковую и молассовую формации, однако совершенно несопоставимы с ними по площади как современного, так и предполагаемого палеоструктурного распространения.

Фациальным и возрастным аналогом гнейс-сланцевых комплексов, скорее всего, являются несколько своеобразные в формационном отношении и еще более ограниченно распространенные криворожская и белозерская серии. Латеральные переходы первой из них (по крайней мере, в верхней ее части) в ингуло-ингулецкий разрез уже давно были обоснованы А. И. Стрыгиным, В. Н. Кобзарем и другими исследователями.

Приведенная выше краткая сравнительная формационная характеристика стратифицированных метаморфических комплексов позволяет считать их не только образованиями, различающимися по условиям метаморфизма, но и четко индивидуализированными формационными комплексами и самостоятельными геотектоническими категориями.

Оставляя в стороне дискуссионную проблему геотектонических, палеогеографических и палеоклиматических обстановок формирования комплексов и их названий, можно уверенно утверждать, что метаморфические разнофациальные формационные комплексы УЩ не похожи друг на друга (кроме наиболее молодых) и не могут сопоставляться с известными формационными комплексами и рядами фанерозойских структур. Однако их, безусловно, можно рассматривать как образования, отвечающие последовательным стадиям развития УЩ. Сопоставление формационных комплексов УЩ с другими щита-

ми Северной Евразии позволяет предполагать, что эти стадии общие для всей докембрийской земной коры.

К числу дискуссионных проблем геологии УЩ относят структурно-тектоническое районирование региона, точнее не столько само районирование, сколько понимание главных аспектов строения и структурной характеристики выделяемых районов. Границы основных геолого-структурных областей УЩ, называемые разными авторами районами, блоками, мегаблоками, в течение последнего десятилетия большинством исследователей понимаются почти одинаково. Что же касается их содержания, представления о котором обновляются на разных взглядах (а не на данных!) на возраст, последовательность слагающих их геологических комплексов, этапы и режимы их формирования, то они до сих пор не имеют определенного толкования.

Выделение перечисленных выше формационных комплексов как реально существующих сложных геологических образований дает возможность сопоставлять их с подобными комплексами других щитов и на этой основе проводить типизацию главных структурных элементов раннедокембрийской земной коры. Применение такого подхода позволяет представить себе структуру УЩ следующим образом. В пределах его западной части выделяется одноэтажный Подольский гранулитовый блок, на территории которого обнажаются несомненно древние части архейского разреза — кинцигитовая и гиперстеновая гнейс-кристаллосланцевая формации. Структурное соотношение этих пород с юго-восточным гранулитовым выходом на территории Днестровско-Бугского междуречья и Среднего Побужья понимают по-разному. Одни исследователи объединяют оба выхода в единую гранулитовую область, другие — включают часть, расположенную юго-восточнее Немировского разлома, в состав так называемого Бугско-Росинского мегаблока — правопреемника Одесско-Белоцерковской зоны, по Г. И. Каляеву. Структурное взаимоотношение обоих гранулитовых выступов требует специального обсуждения. При этом сторонникам первой точки зрения следует объяснить наличие в пределах единой области двух частей, существенно различающихся полнотой разреза, а также структурными и метаморфическими особенностями слагающих их гранулитовых ассоциаций. По геологическим и геофизическим данным северная Белоцерковская, или Росинско-Тикичская, область представляет собой двухэтажную структуру. Нижний этаж сложен диафторированным гранулитовым комплексом, большей частью преобразованным в плутоно-метаморфические формации; верхний — амфиболит-гнейсовым комплексом и замещающими ультраметаморфическими гранитоидами. К пограничной части блока приурочен известный Уманский массив гнейс-гранитовой (или мигматит-гранитовой) формации.

Северо-Западная область, или *Волынский мегаблок*, за исключением территории обособленного Вольно-Полесского вулканоплутоического пояса, также представляет собой двухэтажную структуру. Нижний этаж, судя по фрагментам выходов ассоциаций высокотемпературных фаций, сложен гранулит-диафторит-гранитовым и амфиболит-гранитовым комплексами, а верхний — зонально метаморфизованным тетеревским метакarbonатно-терригенным комплексом и прорывающими его гранитоидами. Структура области, или мегаблока, осложнена крупным автономным Коростенским массивом и Овручской грабен-синклиналью. По своему составу образование нижнего структурного этажа сопоставимо с комплексами соседних структурных областей. Что касается верхнего этажа, то никаких прямых или косвенных данных о распространении тетеревского метакarbonатно-терригенного комплекса за пределы Волынского мегаблока нет. Можно предположить, что в своем формировании на раннепротерозойском этапе развития щита он был ограничен рамками этого района.

В восточной части УЩ также различают три разные структурные области, или мегаблока. Крайний восточный *Приазовский мегаблок* можно рассматривать как одноэтажную структуру, сложенную единым одноименным гранулитовым комплексом, интенсивно диафторированным на большей части территории. Структура его в центральной и западной частях осложнена рядом мелких приразломных и грабен-синклинальных структур, из которых наиболее крупная Косивцевская; в восточной части — автономный интрузивный массив.

Среднеприднепровская область, или *Приднепровский мегаблок*, по современным представлениям, является типичной гранит-зеленокаменной структурой, известной на большинстве щитов. Верхний структурный этаж — это главным образом зеленокаменный метавулканогенный формационный комплекс, сохранившийся в ряде изолированных синклиналий структур, объединяющихся в зеленокаменные пояса. В отдельных зеленокаменных структурах сохранились вышележащие формации криворожского и белозерского комплексов. Нижний структурный этаж сложен преимущественно амфиболит-гранулитовым комплексом с явными признаками его ремобилизации при формировании верхнего структурного этажа. Согласно имеющимся геологическим данным, в частности

наличие отдельных диафторированных гранулитовых выходов, можно предположить, что под амфиболит-гранитовым комплексом имеется сплошной гранулитовый цоколь.

Ингуло-Ингулецкая область, или *Кировоградский мегаблок*, в главных своих чертах близка к Вольнскому мегаблоку. В строении нижнего структурного этажа установлены образования гранулитового и амфиболит-гранитового комплексов, которые перекрываются существенно метакarbonатно-терригенным ингуло-ингулецким формационным комплексом верхнего структурного этажа. Последний прорван рядом интрузивных тел, из которых наиболее крупное — Корсунь-Новомиргородский массив, сложенный габбро-анортозитовой и рапакиви-гранитовой формациями. Среди высокотемпературных фаций верхнего структурного этажа наблюдается ультраметаморфическое гранитообразование, "соединяющее" комплексы нижнего и верхнего структурных этажей.

Таким образом, использование для характеристики геолого-структурных областей формационных комплексов позволяет сделать вывод о наличии на УЩ ряда структурных элементов, одноранговых или равнозначных хорошо известным гранит-зеленокаменным областям. Применяя к этим областям такую же систему наименований, как и к гранит-зеленокаменным (по наиболее распространенным образованиям нижнего и верхнего структурных этажей), можно определить другие структурные области: гранулитовая (Подольский блок), гранулит-диафторитовая (Приазовский мегаблок), гранулит-амфиболитовая (Росинско-Тикичский мегаблок), гранит-гнейс-сланцевая (Вольнский и Кировоградский мегаблоки). Границы некоторых из них, структурные и геосторические соотношения требуют дальнейшего уточнения, изучения состава, структуры и особенностей метаморфизма структурных этажей, их границ и структурно-метаморфических соотношений. Основные представления о строении геолого-структурных областей, в том числе стратиграфической последовательности комплексов и формаций, вряд ли будут существенно пересмотрены после получения новых данных, а геохронологические исследования призваны лишь уточнить возраст отдельных формаций и временную последовательность объектов, не имеющих непосредственных геологических взаимоотношений.

Формации и металлогения. Одно из важнейших направлений формационных исследований УЩ — создание геолого-формационной основы металлогенического анализа нижнего докембрия и разработка прогнозно-поисковых критериев оруденения. Формационный анализ при этом используется с геофизическими, петрографическими, минералогическими, геохимическими, минералого-физическими, термобарогеохимическими и другими методами исследований. Необходимо еще раз подчеркнуть, что геологической основой служат формационные и структурно-формационные карты м-ба 1 : 25 000 и 1 : 50 000 — для рудных полей и районов; 1 : 10 000 и крупнее — для рудных узлов и месторождений.

В основу методологии металлогенического анализа положено выделение геологических объектов, которые можно наблюдать в поле, не прибегая к априорным генетическим построениям, зачастую субъективного характера. Такими крупными объектами (геологическими телами) являются формации и их историко-геологические сочетания — структурно-формационные комплексы. Одна из главных задач при таких металлогенических исследованиях — выявление для каждого геолого-промышленного типа месторождений благоприятных структурно-формационных обстановок, т. е. таких пространственно-временных сочетаний формаций разных петрогенетических классов, которые создают структурные, литологические, минералогические, геохимические и физико-химические условия, наиболее благоприятные для рудогенерирующих процессов. Классическими примерами благоприятных обстановок являются пространственные сопряжения контрастных по вещественному составу и физическим свойствам формаций (или подформаций), на границах которых создаются различного рода геохимические барьеры и рудо локализирующие структуры. Такие ситуации описаны в многочисленных наших публикациях по Среднеприднепровскому и Днестровско-Бугскому мегаблокам УЩ. В первом случае уже доказано, что открытие одного из наиболее перспективных золоторудных объектов Украины — Сергеевского месторождения в значительной мере обязано тому, что в 1982—1985 г. А. Б. Бобров на территории Сурской зеленокаменной структуры выделил и закартировал риодацит-плагιοгранитную вулканоплутоническую ассоциацию, стратиграфическая составляющая которой возведена в ранг соленовской свиты. Только после этого стало очевидным, что все известные проявления золота попали в экзоконтактный ореол Сергеевского лавово-субвулканического поля кислого состава. Этот факт, а также полученные тогда данные по пересечению золоторудных тел позволили в 1985 г. оконтурить в общих чертах Сергеевское месторождение. А. Б. Бобров

впервые показал геолого-генетическую общность молибденовой и золоторудной его частей, являющихся одноактно сформированными геологическими образованиями.

Все другие золоторудные объекты как в Среднеприднепровской гранит-, так и в Приазовской гранулит-зеленокаменной областях имеют аналогичную позицию и расположены в экзоконтактовых ореолах кислых лавово-субвулканических полей или же в приапикальных частях гипабиссальных гранитоидных тел, входящих в состав вулканоплутонических ассоциаций. Другая, не менее важная особенность обстановок рудоотложения заключается в приуроченности его к определенным геологическим комплексам. Наиболее благоприятными являются поля развития метакоматиит-толеитовой, метакоматиит-джемспилит-толеитовой формаций или существенно метабазитовой подформации метадацит-андезит-толеитовой формации. Не менее показательна в рассматриваемом аспекте структурно-формационная позиция Майского золоторудного месторождения, расположенного на Савранско-Синицевской площади в Среднем Побужье, в зоне контакта Гайворонского и Голованевского блоков. Образование Майского месторождения происходило в экзоконтактовой зоне массива калиевых аплит-пегматоидных гранитов анатектического происхождения, на границе контрастных по составу нижней и верхней подформаций диафорированной и гранитизированной лейкогранулитовой формаций. Контрастность лейкогранулитовой формации связана с тем, что нижняя подформация сложена магнетитсодержащими метабазитами и метаультрабазитами, отчетливо фиксируемыми в магнитных и гравитационных полях, а верхняя — монотонной ритмично построенной толщей лейкократовых двуполевошпатовых и плагиоклазовых гнейсов. Анатектические граниты в данном случае играют роль флюидогенерирующей системы. Структурная позиция Майского месторождения определяется приуроченностью к горизонтальной флексуре (сигмоиде), осложняющей крыло крупной синклинальной складки. Другие проявления золотой минерализации в пределах Савранско-Синицевской площади расположены в аналогичных структурно-формационных обстановках.

Одной из важнейших задач, решаемых при определении минерально-сырьевой базы Украины, является составление разномасштабных металлогенических и прогнозных карт. Эффективность металлогенического картирования в первую очередь зависит от той геологической основы, которую принимают (или разрабатывают) составители. Общеизвестно, что все металлогенические построения базируются на геолого-формационной основе. К сожалению, почти все известные нам формационные построения по УЩ, используемые для металлогенического анализа, основаны на генетических принципах (геосинклинально-платформенные или плейттектонические модели) выделения формаций, что с самого начала предполагает и определенную рудно-формационную нагрузку. В нескольких публикациях мы обосновали предпочтительность парагенетического подхода к выделению формаций вообще и в особенности формаций нижнедокембрийских комплексов древних щитов. В настоящее время нами разрабатывается новая методическая база среднемасштабного металлогенического картирования УЩ. Основные положения этой концепции сводятся к следующему: 1) картографическое изображение внутреннего строения главных структурно-формационных комплексов и слагающих их формаций; 2) обоснование и оконтуривание благоприятных для оруденения структурно-формационных обстановок, которые будут служить геологической основой прогноза оруденения; 3) анализ позиции в контурах благоприятных обстановок (и за их пределами) уже известных месторождений и рудопроявлений; определение геологических критериев разведки объектов минерализации; выделение перспективных площадей; определение очередности проведения поисковых, поисково-оценочных и геолого-разведочных работ; 4) парагенетический подход к рудно-формационному анализу.

1. Артеменко Г. В. Геохронологія Середньопридніпровської, Приазовської та Курської граніт-зеленокам'яних областей: Автореф. дис. д-ра геол. наук. — К., 1998. — 32 с.
2. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. — 1 : 500 000: Объясн. зап. / Гл. ред. Е. М. Лазыко. — Киев: Госкомгеологии Украины; ЦТЭ, 1991. — 116 с.
3. Шербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. Косицкая толща — фрагмент раннеархейских зеленокаменных поясов Украинского щита (Западное Приазовье) // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1990. — № 10. — С. 35–39.

Львов. нац. ун-т им. И. Франко

Поступила 24.12.99

РЕЗЮМЕ. Розглянуто значення геолого-формаційних досліджень у вирішенні проблем стратиграфії, магматизму, тектонічного районування і металогенії докембрію Українського щита.

SUMMARY. The role of geological and formational studies in solution of problems concerning stratigraphy, magmatism, tectonic regionalization and metallogeny of the Ukrainian Shield Precambrian is described in the paper.

УДК 621.039.86

Г. В. Артеменко**Использование Sm-Nd изотопного метода в геохронологии и петрологии**

Рассмотрены области применения Sm-Nd метода в изотопных исследованиях. Описана методика отбора и подготовки проб. Приведены примеры интерпретации результатов определения Sm-Nd методом изотопного возраста пород из гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных ассоциаций в восточной части Украинского щита и Воронежском массиве.

Внедрение в практику изотопных исследований в Украине Sm-Nd метода долгое время сдерживалось из-за отсутствия масс-спектрометрической техники, способной с высокой точностью измерять очень малые вариации изотопного состава Nd. У изотопа ^{147}Sm экстремально большой период полураспада, достигающий 106 млрд лет, поэтому за геологическое время образовалось очень незначительное количество дочернего изотопа — ^{143}Nd . За рубежом изотопные исследования с использованием Sm-Nd метода ведутся уже около 20 лет; за это время в научной литературе сложилась терминология, которой следует придерживаться всем исследователям в этой области.

Схема распада изотопа ^{147}Sm с превращением его в стабильный изотоп ^{144}Nd успешно применяется для прецизионных геохронологических исследований, особенно архейских пород. Sm и Nd — пара редкоземельных элементов, у которых значительно большее подобие по химическим и физическим характеристикам, чем у применяющихся для тех же целей Rb, Sr, U, Th и Pb. В процессах корового плавления, метаморфизма, эрозии и переотложения Sm/Nd отношения, как правило, не изменяются. Эта система при определенных условиях может оказаться значительно более устойчивой, чем U-Pb или Rb-Sr, сохраняется даже в процессах корового рециклинга и, таким образом, дает информацию об исходном субстрате изучаемых пород; U-Pb и Rb-Sr системы, как правило, сохраняют "изотопную память" о последнем магматическом событии. Основное фракционирование Sm и Nd происходит в результате частичного плавления пород мантии или при фракционной кристаллизации магмы. Из-за некоторого различия в физических свойствах расплав обогащается Nd, а рестины — Sm. Это свойство Sm и Nd позволяет использовать их в качестве важных индикаторов петрогенетических процессов. Sm-Nd метод датирования традиционно применяется в тех случаях, когда в породах очень низкое содержание Rb или когда нужно детально изучить дометаморфическую историю пород. Минеральные фазы пород используются для датирования метаморфических событий, а породы в целом — для определения возраста субстрата метаморфических пород.

В геохронологических исследованиях используют Sm-Nd изохронный метод и так называемые модельные расчеты по изотопному составу Nd. Необходимо подчеркнуть, что надежными и достоверными являются только результаты, полученные Sm-Nd изохронным методом, математический аппарат которого совершенно тождествен аппарату Rb-Sr изохронного метода. Для этой цели используется ряд когенетичных проб с максимально различными (по возможности) значениями Sm/Nd. Особенно для этого подходят породы дифференцированных интрузий. Аналитическая процедура сводится к количественному определению методом изотопного разбавления содержания Sm и Nd в пробах и измерению изотопных отноше-

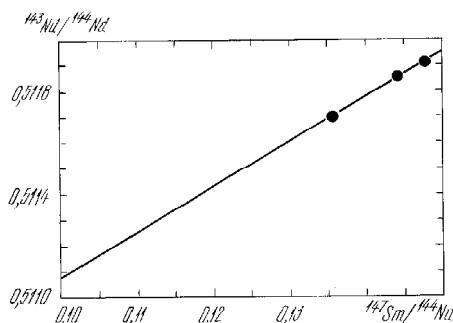
© Г. В. Артеменко, 2000

Результаты исследования Sm-Nd изотопным методом кристаллических пород восточной части Украинского щита и Воронежского кристаллического массива

Примечание. 1–3 — новокриворожская свита; Саксаганская синклиналь, скв. 17814 (интервал, м: 1 — 474,5–474,7; 2 — 507–507,1; 3 — 512,5); 4, 5 — центральноприазовская серия (4 — с. Калайтановка, б. Глубокая, обнажение; 5 — Орехово-Павлоградская зона, Васильковский участок, урочище Белая Скала); 6, 7 — западноприазовская серия (6 — с. Конкские Раздоры, южная окраина, левый берег р. Мокрая Конка, обнажение у плотины; 7 — с. Коломийцы, р. Волчя, карьер Дружба); 8, 9 — сурский комплекс (8 — с. Сурско-Литовское, карьер; 9 — Сурская ЗС, уч. Соленовский, скв. 0764, инт. 245,4–257 м); 10, 11 — соленовская свита (10 — Сурская ЗС, уч. Безымянный, скв. 0771, инт. 159–169,4 м; 11 — Белозерская ЗС, скв. 0366, гл. 215,5 м); 12, 13 — обоянская серия; Воронежский массив (12 — Севский участок, скв. 5821, инт. 404,8 м; 13 — Бесединский участок, скв. 3588, инт. 217,4–218,4 м). Содержание Sm и Nd определено методом изотопного разбавления; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормировано к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$; $1\sigma_{\text{пр}}$ — доверительная вероятность ошибки. Модельный возраст рассчитан относительно кривой деплетированной мантии (DM), согласно DePaolo [7]: $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,2136$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,513151$. Дважды звездочкой отмечен предполагаемый возраст, принятый для расчета ε_{Nd} . Звездочкой отмечены анализы, выполненные в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре Finnigan MAT 261; остальные — в ИГМР НАН Украины (г. Киев) на масс-спектрометре МИ-1201 АТ; на момент измерений отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте ИГЕМ составляло $0,512450 \pm 11$ ($n = 80$).

Sm-Nd изохрона по метабаазальтам новокриворожской свиты: $y = 0,0176321x + 0,50931$; $T = 2670$ млн лет

ний $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Полученные изотопные отношения представляются графически в системе координат $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Наклон кривой отвечает изотопному возрасту, а точка ее пересечения с осью ординат — первичному отношению $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$. Это отношение — важнейшая петрогенетическая характеристика субстрата, из которого были выплавлены породы.



Примером удачного использования Sm-Nd изохронного метода можно считать датирование метабаазальтов новокриворожской свиты, возраст которых не мог быть определен другими методами. По трем образцам метабаазальтов была получена изохрона, которую описывает уравнение

$$y = 0,0176321x + 0,50931.$$

Эта изохрона соответствует изотопному возрасту 2670 млн лет. Первичное отношение, определяемое нижним пересечением изохроны, составляет 0,50931 (рисунк; таблица).

В отличие от изохронных, так называемые Nd модельные определения возраста легко получают расчетом по измеренным изотопным отношениям в единичных образцах, однако их интерпретация лишь в редких случаях однозначна. Для этого используются теоретические модели, описывающие эволюцию изотопного состава Nd на Земле, и определение возраста сводится к сравнению изотопной эволюции Nd в образце с их расчетными значениями. Возраст, определенный Nd модельным методом, соответствует времени, когда изотопный состав Nd в образце был таким же, как в мантии, которая предполагается их магматическим источником [5]. Первой была разработана модель CHUR (хондритового универсального резервуара), основанная на предположении, что состав хондритовых метеоритов и мантийных пород близкий, а эволюция изотопного состава Nd в них протекала аналогично. По этой причине модель CHUR является синонимом необходимой мантии. Модельный Nd возраст $T_{\text{Nd}}^{\text{CHUR}}$ определяют по формуле

$$T_{\text{Nd}}^{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0} \right],$$

где $\lambda_{\text{Sm}} = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ лет}^{-1}$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0 = 0,512638$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0 = 0,1967$ [8]; для других моделей используются другие параметры соответственно.

Для описания эволюции изотопного состава Nd используется параметр $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$. Сравнение изотопной эволюции Nd в образце с теоретической моделью, например на момент кристаллизации породы, очень наглядно, что позволяет сразу сделать вывод о генезисе его субстрата:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 10^4 \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{перв}}^T}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^T} - 1 \right],$$

где $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{перв}}^T$ — первичное отношение в породе на момент кристаллизации; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^T$ — задано теоретической моделью на момент времени T .

Положительное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ показывает, что породы сформировались из остаточных твердых фаз резервуара после удаления из них магм в некоторый более ранний период времени, а отрицательное — путем переработки или ассимиля-

ции более древних коровых пород, у которых значения Sm/Nd были ниже, чем у хондрита [4, 5].

Правильность определения возраста Nd модельным методом зависит от того, насколько правильно выбранная модель описывает эволюцию мантийного источника. Результаты, полученные Sm-Nd изотопным методом, хорошо совпадают при исследовании внеземных образцов — хондритов. Однако по модели CHUR при изучении древнейших магматических пород Земли, например формации Акилия или Онвервайт, выплавленных уже из деплетированной мантии, в которой произошла ранняя дифференциация вещества, использовать модель CHUR нельзя. В связи с этим были предложены двухстадийные модели эволюции Nd на Земле, так называемые модели деплетированной мантии (DM), которые лучше согласуются с геологическими данными. Так как время первичной дифференциации мантии Земли не известно, то существует несколько моделей с различающимися параметрами, из которых наиболее известны модель (DM) ДеПаоло и Вассербурга и модель Тейлора и Мак-Леннона [4]. Согласно первой модели время деплетации мантии произошло 4550 млн лет назад. Изотопный состав Nd с этого момента линейно эволюционировал; его современные параметры: $\epsilon_{Nd}(0) = +10$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}^0 = 0,2136$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM}^0 = 0,513151$ [7]. Согласно второй модели, время деплетации мантии 3800 млн лет; параметры изотопного состава Nd: $\epsilon_{Nd}(0) = +8,5$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}^0 = 0,2063$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM}^0 = 0,512938$.

Некоторые из дат, рассчитанных Nd модельным методом, действительно соответствуют времени отделения образца от мантии и это позволяет получить ценную информацию о времени и механизме корообразования. Однако значительно чаще модельные даты не соответствуют реальным событиям корообразования, а отражают лишь результат смешения пород, которые были отделены от мантии в разное время. Говорить о времени корообразования в таких случаях неверно, так как это вводит в заблуждение.

Основное требование к подбору образцов для датирования Sm-Nd изохронным методом заключается в том, что изотопная эволюция Nd в них и породах мантийного субстрата должна существенно различаться. Поэтому в образцах для Nd модельного датирования, должны быть существенно иные Sm/Nd отношения, чем в мантийных породах: в модели CHUR примерно на 40 % выше; в DM — на 50 % выше. Этим условиям удовлетворяют обычно породы от среднего до кислого состава. Кроме того, порода должна быть образована в течение одного события и не должна содержать более древнего корового материала. Поскольку во многих типах коровых пород Sm/Nd отношения близки, то из-за смешения материала, отделившегося от мантии в разное время, вычисленный Nd модельный возраст отражает среднее время, в течение которого Nd в образце находился в земной коре. Например, Nd модельный возраст осадочных пород редко соответствует времени формирования коры, так как эти породы образуются из источников различного генезиса.

Модельный возраст, определенный по эволюции изотопного состава Nd, может быть интерпретирован двумя способами:

1. Если результаты, полученные Nd модельным, U-Pb изотопным или другими независимыми методами о конкретном геологическом событии совпадают, то это время корово-мантийной дифференциации. В этом случае применяется термин "возраст формирования коры", который предложили Нельсон и ДеПаоло в 1985 г. [9]. Такие важнейшие орогенетические события на Земле происходили в узких временных интервалах, млн лет назад: 3800–3500; 3400–3300; 3200–3000; 3000–2800; 2700–2600.

2. Если даты, полученные Nd модельным методом, попадают в промежуток между событиями, датируемыми U-Pb изотопным методом, и не соответствуют никаким реальным геологическим событиям, то их лучше интерпретировать как средний возраст смешанного источника. В таких случаях Sm-Nd изотопные даты не несут непосредственной информации о продолжительности корообразования и

интерпретируются как "время нахождения в коре", при условии, что они подтверждаются другой геологической и геохронологической информацией. Этот термин предложили О'Нионс и др. [11]; он позволяет избежать ошибочного мнения, что Nd модельный возраст неизбежно датирует конкретные геологические события в земной коре.

Если считать, что Nd модельные датировки отвечают реальным событиям корообразования, не принимая во внимание другой важной геохронологической и геологической информации, то можно сконструировать картину эволюции коры, которая будет выглядеть правдоподобной, но очень далекой от реальности [10]. Рассмотрим некоторые примеры интерпретации Nd модельных дат.

Возраст корообразования. По результатам Sm-Nd исследований, Nd модельный возраст плагиогнейсов центральноприазовской серии ($T_{Nd}^{D(M)}$) оказался равным 3330 млн лет (с. Калайтановка, б. Глубокая; проба 99-194) (таблица). Поскольку это определение возраста практически совпадает с определением, полученным U-Pb изохронным методом по циркону из биотитовых гнейсов темрюкской свиты (3360 ± 120 млн лет), то полученная Nd модельная датировка соответствует времени корообразования. Возраст гранат-биотитовых гнейсов обоянской серии (ВКМ, Севский участок, скв. 5821, гл. 404,8 м; проба 99-179), определенный Nd модельным методом ($T_{Nd}^{D(M)}$), составляет 3430 млн лет. Ранее было установлено, что возраст, определенный U-Pb методом по циркону из биотитовых гнейсов обоянской серии, равен 3360 ± 280 млн лет [2]. Следовательно, дату, полученную Nd модельным методом, — 3430 млн лет можно интерпретировать как время раннеархейского корообразования. Необходимо отметить, что геологический разрез Севского участка включает глиноземистые гнейсы и карбонатные породы и подобен разрезу центральноприазовской серии.

Средний возраст смешанного источника. Модельный возраст гранат-биотитовых гнейсов Орехово-Павлоградской зоны ($T_{Nd}^{D(M)}$) составляет 4100 млн лет (урочище Белая Скала, р. Волчья, карьер ДПСУ; проба 99-156) (таблица). Гнейсы такого состава обычно считаются метаосадочными породами. Возраст наиболее древних пород этого района, пироксенитов и тоналитов Ново-Павловского участка, определенный U-Pb изотопным методом, составляет 3670 млн лет [6]. По этой причине модельный возраст гранат-биотитовых гнейсов ($T_{Nd}^{D(M)} = 4100$ млн лет) нужно интерпретировать как средний возраст смешанных источников, так как он не подтверждается другими независимыми данными. По результатам Sm-Nd исследований, Nd модельный возраст амфибол-биотитовых гнейсов западноприазовской серии (южная окраина с. Конкские Раздоры, левый берег р. Мокрая Конка, обнажение у плотины) — 4245 млн лет. Возраст метаморфогенного циркона из этих гнейсов, определенный U-Pb изотопным методом, — 2790 ± 140 млн лет. Значит Nd модельная дата, полученная по этим гнейсам, вряд ли отвечает реальным геологическим событиям и интерпретируется как средний возраст смешанных источников. Возраст биотитовых гнейсов западноприазовской серии Волчанского блока (с. Коломийцы, р. Волчья, карьер "Дружба"), определенный Nd модельным методом ($T_{Nd}^{D(M)}$), — 3770 млн лет (таблица). Время метаморфизма этих гнейсов, определенное U-Pb изотопным методом по циркону, — 2720 ± 260 млн лет. Модельная дата по этим гнейсам, не подтверждаемая другими независимыми геохронологическими данными, также не может рассматриваться как реальное геологическое событие и отражает средний возраст смешанных источников. На Воронежском кристаллическом массиве были изучены эвлизиты из крупного останца гранулитов обоянской серии (Бесединский участок, с. Дьяконово, скв. 3588, инт. 217,41–218,4 м). Возраст эвлизитов определен Nd модельным методом ($T_{Nd}^{D(M)}$) — 3785 млн лет. Возраст вмещающих плагиогранитоидов, определенный U-Pb изохронным методом, составляет 3200 млн лет. Модельная дата свидетельствует о том, что источник древнего субстрата был смешанным.

Некоторые причины искажения Sm-Nd модельных изотопных дат. В практике Sm-Nd изотопных исследований достаточно часто результаты определения возраста, полученные Sm-Nd модельным и U-Pb изотопным методами, не согласуются. Наиболее существенная причина искажения Sm-Nd модельных дат — мобилиза-

ция РЗЭ метасоматическими и гидротермальными флюидами в тектонически активных зонах. При этом наиболее часто наблюдается привнос легких и удаление тяжелых РЗЭ, что связано как с минеральным преобразованием исходной породы, так и с привносом флюидами РЗЭ, мобилизованных из вмещающих пород. Примером могут служить результаты Sm-Nd изотопных исследований хорошо геохронологически изученных кварц-плагиоклазовых метапорфиров и лейкотоналитов соленовской вулканоплутонической ассоциации в Сурской зеленосланцевой структуре (ЗС). Возраст пород этой ассоциации, определенный U-Pb изотопным методом, составляет 3080 ± 40 млн лет [3], однако их Nd модельные даты существенно ниже — $T_{Nd}^{CHUR} = 2700-2760$; $T_{Nd}^{DM} = 2970-3040$ млн лет.

Результаты петрогенетических исследований. Результаты изотопных исследований Nd нашли широкое применение в изучении петрогенезиса магматических пород, в частности в геодинамических реконструкциях. Изотопы Nd, как правило, используются в комбинации с изотопами Sr и Pb, что позволяет получать более разностороннюю информацию. В этой области решаются две основные задачи [4, 5]: 1) идентификация компонентов из различных магматических источников (субдуцированных океанических базальтов, континентальной коры и т. д.), которые могут влиять на состав конкретных магматических комплексов; 2) реконструирование источников магматических пород в регионах.

К важнейшим результатам, полученным в этой области, следует отнести такой факт: в базальтах срединно-океанических хребтов и океанических островов более высокие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, чем в континентальных. Вулканические породы островных дуг с более низкими изотопными отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов, не могли образоваться путем переплавления только океанической коры. При изучении вулканических пород деструктивных окраин литосферных плит доказана существенная контаминация вулканических пород мантийного происхождения. Результаты Sm-Nd исследований используются для определения возрастных рубежей проявления корообразующих процессов, изучения распределения масс континентальной коры различного возраста, скорости формирования континентальной коры в раннем докембрии и эволюции системы кора — мантия. Исследования в этих направлениях уже проведены во многих регионах с различным геологическим строением и возрастом. Детально разработанные методики Sm-Nd исследований можно с успехом использовать в геохронологических и петрологических исследованиях на Украинском щите.

Sm-Nd изотопные исследования применялись при изучении петрогенезиса разновозрастных интрузивных фаз гранитоидов сурского комплекса. Изотопный возраст биотитовых тоналитов Сурского массива, которые относят к наиболее поздней интрузивной фазе сурского комплекса, определенный U-Pb изотопным методом по циркону, составляет 2980 млн лет [3], а по результатам Sm-Nd изотопных исследований: $T_{Nd}^{(CHUR)} = 3125$; $T_{Nd}^{(DM)} = 3350$ млн лет; $\varepsilon_{Nd}(T) = -1,7$ (с. Сурско-Литовское, карьер; проба 96-4). Sm-Nd изотопные характеристики биотитовых тоналитов указывают на их коровый генезис или на контаминацию ювенильных нижнекоровых выделов плагиогранитов плагиогнейсами аульской серии. Более древние магматические породы кислого состава соленовской вулканоплутонической ассоциации (возраст 3170–3040 млн лет) образовались при частичном плавлении источника, обогащенного радиогенным изотопом ^{143}Nd вероятно базальтового состава. Возраст метариодацитов соленовской свиты в Белозерской ЗС, определенный U-Pb изотопным методом по циркону, составляет 3055 ± 8 млн лет [11], а по результатам Sm-Nd исследований — $T_{Nd}^{(DM)} = 3200$ млн лет. Положительное значение $\varepsilon_{Nd}(T) = +1,72$ указывает на образование этих пород из деплетированного мантийного магматического источника.

Результаты приведенных выше Sm-Nd исследований пород гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых ассоциаций в восточной части Украинского щита и Воронежском кристаллическом массиве позволяют сделать следующие выводы:

1. Sm-Nd изотопные данные подтверждают результаты более ранних U-Pb исследований и свидетельствуют о существовании мощного этапа корообразова-

ния на рубеже 3300–3400 млн лет назад, которым завершился раннеархейский период развития земной коры.

2. Кислые магматические породы в зеленокаменных поясах Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (возраст 3170–3080 млн лет) образовались из ювенильных магматических источников в результате частичного плавления метабазитов, а плагиогранитоиды постзеленокаменного этапа (2980 млн лет) — в результате ремобилизации древних коровых пород или при существенной контаминации ювенильных выплавов плагиогранитов древним коровым материалом.

3. Sm-Nd изохронный возраст метабазальтов новокриворожской свиты равен 2670 млн лет. Судя по положительному значению $\varepsilon_{Nd}(T) = +2,69$, они выплавлялись из деплетированной мантии.

1. Артеменко Г. В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 129–154.
2. Артеменко Г. В. Геохронологическая корреляция гранитоидов Воронежского кристаллического массива и Украинского щита // Минерал. журн. — 1997. — 19, № 4. — С. 79–88.
3. Артеменко Г. В. Новые геохронологические данные по Сурской зеленокаменной структуре // Там же. — 1998. — 20, № 2. — С. 74–80.
4. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция: Пер. с англ. — М.: Мир, 1988. — 384 с.
5. Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. — М.: Мир, 1989. — 590 с.
6. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
7. DePaolo D. J., Wasserburg G. L. Nd isotopic variation and petrogenetic models // Geophys. Res. Lett. — 1976. — 3. — P. 249–252.
8. Dymek R. F., Brothers S. C., Schiffries C. M. Petrogenesis of Ultramafic Metamorphic Rocks from the 3800 Ma Supracrustal Belt, West Greenland // J. Petrol. — 1988. — 29. — P. 1353–1397.
9. Nelson B. K., DePaolo D. J. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b. y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1985. — 96. — P. 746–754.
10. Nicholas T. A., Steven L. G. Use and abuse of crust-formation ages // Geology. — 1987. — 15. — P. 893–895.
11. O'Nions R. K., Hamilton P. J., Hooker P. J. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1983. — 63. — P. 229–240.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев

Поступила 15.02.2000

РЕЗЮМЕ. Розглянуто області застосування Sm-Nd методу в ізотопних дослідженнях. Описано методику відбору та підготовки проб. Наведено приклади інтерпретації результатів визначення Sm-Nd методом ізотопного віку порід із грануліт-гнейсових і граніт-зеленокаміяних асоціацій у східній частині Українського щита і Воронізькому масиві.

SUMMARY. The Sm-Nd method is discussed for the possibility to be used in the isotopic studies. The procedure of sampling and sample preparation is described. Interpretation of results of obtained from determination of the isotopic age of rocks from granulite-gneiss and granite-greenstone associations of the eastern part of the Ukrainian Shield and Voronezh massif by the Sm-Nd method is demonstrated by examples.

УДК 551.14+552.3/4+550.46

Р. Я. Белевцев, С. В. Бухарев, Г. Д. Коломиец**Концепция плутонического формирования
континентальной земной коры Украинского щита**

Представлена новая концепция плутонического петрогенезиса докембрийской континентальной коры Украинского щита. Многие идеи плутонизма были высказаны еще в XIX в., однако в середине XX в. в представлениях о геологии раннего докембрия возобладала взгляды нептоунистов-актуалистов, которые сформулированы в виде осадочно-вулканогенной парадигмы. С позиций плутонической концепции на примере Украинского щита рассмотрены основные этапы ранней истории Земли: формирование первичной трондьемитовой коры и плутоническая петрогенетическая эволюция континентальной коры в раннем докембрии с ведущей ролью магматических, метасоматических и метаморфических эндогенных процессов (а именно: раннеархейская переработка трондьемитовой коры; образование зеленокаменных поясов позднего архея; формирование батолитовых гранитных плутонов раннего протерозоя; образование массивов гранитов рапакиви и стабилизация континентальной коры). Рассмотрены условия и эволюция рудообразования. Оценено изменение физико-химических условий на поверхности континентальной коры: с рифея расширяются зоны с океанической корой, площади суши и гор; увеличиваются скорость и объем осадконакопления (в том числе карбонатного), эрозия континентов; появляется свободный кислород в атмосфере Земли и развивается биосфера.

Формирование кристаллических пород и комплексов континентальной земной коры, а также закономерности их распределения и эволюции — одна из фундаментальных геологических проблем, которую в рамках журнальной статьи трудно рассмотреть сколько-нибудь обстоятельно. Эта проблема становится особенно актуальной в связи с появлением многочисленных научных фактов, не укладывающихся в существующие парадигмы. До сих пор не получила своего объяснения специфика раннего докембрия как первой стадии формирования земной коры, в том числе древность пород континентальной коры, огромные масштабы гранитообразования и высокотемпературного метаморфизма, широкое развитие железистых кварцитов и практическое отсутствие карбонатных пород, резкие различия характера и масштабов осадконакопления в раннем докембрии, рифее и фанерозое, эволюция атмосферы, появление и развитие биосферы лишь в фанерозое и др.

Существующие представления о геологии и стратиграфии раннедокембрийской (возраст от 3,7 до 1,7 млрд лет) континентальной коры Украинского щита (УЩ) основываются преимущественно на нептоунистско-актуалистической парадигме, согласно которой кристаллические породы докембрия рассматриваются как продукты метаморфизма или гранитизации осадочно-вулканогенных толщ. В большинстве современных публикаций о докембрийских образованиях эта точка зрения принимается без особых обсуждений и составляет основу геологосъемочных и поисково-разведочных работ на УЩ. Хотя надо признать, что в трудах геологов и петрографов XIX и начала XX в., таких как Д. Геттон, Д. И. Соколов, Науманн, Рот, Я. И. Седергольм, К. Г. Розенбуш, П. П. Пятницкий и др. [28, 32], неоднократно высказывались плутонистские представления о древнейших гнейсах, сланцах и гранитоидах, составляющих первичную кору. В последнее время некоторые геологи стали сомневаться в справедливости парадигмы осадочно-вулканогенной природы раннедокембрийских образований и высказали ряд гипотез о "горячей" раннеархейской литосфере, о преобладании плутонизма над нептоунизмом в раннем докембрии [3–6, 8–11, 17, 26, 34, 35, 40]. Однако эти разработки преимущественно касаются отдельных частных проблем. Этапной работой для понимания происхождения и петрогенетической эволюции континентальной земной коры является моногра-

© Р. Я. Белевцев, С. В. Бухарев, Г. Д. Коломиец, 2000

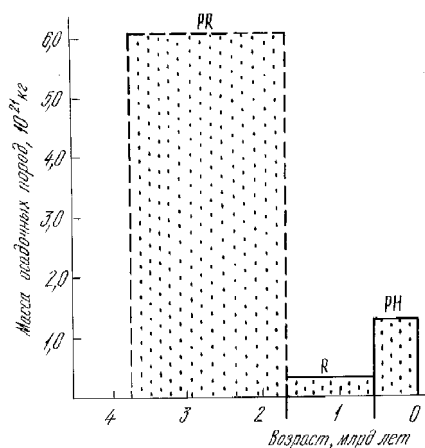


Рис. 1. Схема распределения массы осадочных пород в геологической истории Земли: PR — ранний докембрий, по осадочно-вулканогенной парадигме; R — рифей и PH — фанерозой, по А. Б. Ронову и др. [29]

фия Н. Л. Добрецова [17].

Критика осадочно-вулканогенной концепции раннего докембрия. Осадочная (нептунистская) концепция опирается на несколько постулатов: 1) Земля образовалась либо в результате "холодной" аккреции газовой-пылевидного (диффузного) космического вещества, либо после горячей аккреции земная кора к 4 млрд лет назад остыла до температуры, близкой к современной; 2) для реконструкции геологических процессов раннего докембрия использован метод

актуализма, так как предполагается, что физико-химические условия в верхних геосферах Земли в раннем докембрии мало чем отличались от современных; 3) древнейшие гнейсы, сланцы, кварциты, карбонатные породы и железистые кварциты возрастом 3,8–1,8 млрд лет и более имеют осадочную природу, а метаультрабазиты — преимущественно вулканогенную. Таким образом, в раннем докембрии были сформированы осадочно-вулканогенные толщи, составляющие основную ткань континентальной коры УЩ; 4) в архее и раннем протерозое имел место гигантский процесс гранитообразования, в результате которого большая часть объема осадочно-вулканогенных пород была замещена гранитоидами.

Осадочно-вулканогенная концепция раннего докембрия внутренне в значительной степени противоречива, поскольку в ней универсальное значение придается частному процессу — осадкообразованию, которое считается ведущим в геологической истории Земли. Тем самым практически отрицается идея развития последней. Сейчас уже накопилось много данных об особенностях состава, строения, условиях образования и эволюции кристаллических комплексов раннего докембрия, не укладывающихся в эту парадигму; отметим наиболее существенные из них.

1. Самые древние гнейсы и кварциты возрастом 4,0–3,5 млрд лет по представлениям нептунистов содержат обломочные кварц и циркон, значит они поступили из размытых еще более древних кварцсодержащих пород — вероятно гранитоидов, т. е. континентальная кора к этому времени уже была. В таком случае процесс древнейшего осадконакопления происходил еще во время гигантской метеоритной бомбардировки Земли и Луны [16].

2. Определений изотопного возраста пород древнее 3,8 млрд лет очень мало (единицы), а древнее 4 млрд лет вообще нет [26, 36], что необъяснимо с точки зрения осадочной природы древнейших пород. Видимо это связано с высокой температурой в земной коре в первые 0,5–0,7 млрд лет геологической истории Земли, которая превышала температуру кристаллизации трондьемитовой магмы, т. е. 700–800 °С [17].

3. Гнейсы, преобладающие в составе раннеархейских образований и реконструируемые нептунистами как осадочные преимущественно песчаные породы (мощность толщ — до 70–80 км), имеют устойчивый трондьемитовый или тоналитовый состав, что характерно для глубинных магматических плутонов, но не для осадочных толщ, в которых должны преобладать глинистые породы. Плагноклазовые гнейсы и гнейсограниты по геофизическим данным и сверхглубокому бурению прослеживаются на глубину 12–18 км (до поверхности Конрада), а, возможно, и до 40–50 км (до поверхности Мохо) в гранулит-базитовом слое континентальной коры УЩ [18]. Такие масштабы седиментации песчаных пород в раннем докембрии нереальны [17, 29]. Если следовать логике осадочно-вулканогенной парадигмы, то не ясно, чем объясняется такая разная мощность осадочных толщ раннего докембрия, рифея и фанерозоя (рис. 1)? Как может сочетаться гигантская

эндогенная активность в раннедокембрийской литосфере с таким характерным экзогенным процессом, как осадконакопление, для которого необходимым условием является как раз спокойный эндогенный режим?

4. Для метаморфических комплексов УЩ не характерны пласты или толщи с выдержанным простиранием и падением. Разрезы раннедокембрийских комплексов пестрые, отличаются незакономерным беспорядочным чередованием гнейсов и сланцев, слюдястых и железистых кварцитов, амфиболитов, метаультрабазитов, карбонатных пород. Трансгрессивных или регрессивных осадочных толщ в разрезах не наблюдается. Мраморы, карбонатно-силикатные породы, глиноземистые сланцы или железистые кварциты, отвечающие, по осадочным канонам, глубоководным отложениям, резко и часто сменяются метаконгломератами, аркозами, кварцитами, гнейсами, первичные эквиваленты которых должны отлагаться в малоглубинных условиях, или амфиболитами, отвечающими базальтовым лавам.

5. В метаморфических комплексах раннего докембрия не прослеживаются нормальные складки, которые характерны для деформированных осадочных или осадочно-вулканогенных толщ молодых подвижных (геосинклинальных или коллизионных) зон. Напротив, для докембрийских образований УЩ типичны изометричные крутопадающие штоко- или дайкоподобные тела, а также полосы, линзы, моноклинали, быстро и неожиданно выклинивающиеся в плане и в разрезе или пересекающие друг друга. Сплошная складчатость также отсутствует, а наблюдаются отдельные неясные фрагменты. Особенно характерны моноклинали, которые с большей достоверностью интерпретируются как деформированные дайковые тела или метасоматические жилы, чем как одно из сохранившихся крыльев предполагаемой складки.

6. Есть доказательства, что полосчатые железистые кварциты, являющиеся для нептунистов важнейшим осадочным и стратиграфическим репером, представляют собой магматические породы, образованные в архее при интрузии силикатно-железистых расплавов с ламинарным течением двух несмешивающихся ликвационных магм [40]. Железистые кварциты чаще всего слагают дайкоподобные тела [10, 22]. Например, в Чертомлыкском районе крутозалегающие "прослой" железистых кварцитов образуют в амфиболитах часто взаимно пересекающиеся тела мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, которые более похожи на дайки железистых кварцитов в габброидах, чем на прослой осадков в лавах [10].

7. В раннем докембрии практически отсутствуют карбонатные породы. Они (преимущественно доломиты) составляют <1 % объема раннедокембрийских кристаллических пород, в то время как среди фанерозойских отложений доля карбонатных пород (известняков) составляет 15–20 %. К карбонатным и карбонатно-силикатным в раннем докембрии относятся преимущественно метасоматические (скарноиды) или магматические (карбонатиты, кальцифиры) породы, развивающиеся среди плаггиогнейсов, метабазитов или плаггиогранитоидов в виде небольших секущих или субсогласных тел.

8. Высокоглиноземистые гнейсы и сланцы слагают относительно небольшие пачки, образование которых вполне можно объяснить кислотным метасоматическим выщелачиванием вмещающих трондьемитов и тоналитов и последующим региональным метаморфизмом таких метасоматитов [4].

9. Гигантская гранитизация в раннем докембрии, которая по предположению нептунистов привела к замещению гранитоидами более половины объема осадочно-вулканогенных пород континентальной коры, с позиций физической химии невероятна. Для такой гранитизации (магматического замещения) [20] необходимы огромные массы водных флюидов — в 50–100 раз больше массы полученных гранитов [17]. Флюид для образования гранитов должен быть насыщен всеми компонентами этого гранита, в первую очередь кремнеземом, иначе кварцсодержащие породы образоваться не могут. Однако раннедокембрийская мантия состояла из бедных водой перидотитов, и флюиды, равновесные с ней, были недосыщены кремнеземом, следовательно не могли формировать кварцсодержащие породы [42], тем более в таком объеме.

10. Составляющие мигматитов — гнейсовая (или метабазитовый субстрат) и

жильная гранитоидная, свидетельствуют о том, что образовались они не в результате синтетектонического ультраметаморфизма и селективного выплавления кислых расплавов (анатексиса), а при интрузии гранитных даек в тоналит-трондьемитовый или габброидный комплекс с последующим динамотермальным метаморфизмом. При пластических деформациях и метаморфической перекристаллизации дайки гранитов или пегматитов изгибаются в подобные или изоклинальные складки, при этом происходит будинаж даек в зависимости от их ориентировки по отношению к осям тектонических деформаций. Образование селективных кислых магм (занимающих больший объем, чем граниты) во время метаморфизма, по данным структурно-петрологического анализа, совершенно исключается, поскольку при метаморфизме происходит общее сжатие комплекса пород в направлении, перпендикулярном гнейсовидности, а жилы гранитов как раз располагаются вдоль этой плоскости.

11. Отождествление полосчатости метаморфических комплексов со слоистостью является одним из самых распространенных заблуждений геологов, изучающих ранний докембрий. Полосчатость может иметь самое различное происхождение. Особенно часто гнейсограниты, пересеченные дайками и метасоматическими жилами под разными углами, при пластических метаморфических деформациях переориентируются в субсогласные тела и в определенном сечении напоминают слоистую осадочно-метаморфическую толщу. При ламинарном течении ликвационно-несмешивающихся магм также образуется слоисто-полосчатая текстура, которая может быть принята за осадочную.

12. Для субдукционной модели генезиса континентальной существенно гранитоидной коры за счет океанической непреодолимой является проблема образования гранитоидов. Если даже допустить максимально возможную 5 %-ю выплавку гранитной магмы при магматической дифференциации габброидов, то для формирования 20-километровой гранитной коры потребуется пропустить через субдукционный механизм базальтовую океаническую кору общей мощностью около 400 км, что совершенно нереально [6]. Не говоря уже о том, что для выплавки гранитного расплава необходима основная магма, насыщенная водой, которой бедна и раннедокембрийская и современная мантия. При недостатке воды образуются не кислые (гранитные), а средние (андезитовые) магмы.

Нептунистами совершенно не продумана модель перехода от осадочных бассейнов к складчатой системе в раннедокембрийских подвижных областях, которые имеют практически сплошное площадное распространение (литоплент) и в которых тектонические зоны, подобные молодым геосинклиналям, не выделяются. В этом случае остается непонятным механизм погружения осадочно-вулканогенных толщ на значительные глубины (примерно на 10–15 км), где они подвергались деформациям с изменением залегания с горизонтального на вертикальное, региональному метаморфизму и гранитизации. Создается впечатление, что структурно-тектонические проблемы геологи-нептунисты просто игнорировали. Вероятно, геологов в осадочно-вулканогенной концепции больше всего привлекает простота и предполагаемая устойчивость стратиграфии толщ и складчатой структуры, возможность при картировании и поисках легко проследить и прогнозировать рудомещающие толщи и пласты. Однако в большинстве случаев эта простота кажущаяся, и при картировании раннедокембрийских образований геологов, следующих осадочно-вулканогенной концепции, ожидает больше разочарований, чем успехов.

Происхождение первичной континентальной земной коры. Чтобы объяснить изложенные факты, необходимо допустить, что на ранних этапах развития вся Земля или литосфера находилась в расплавленном состоянии [17]. Это могло происходить либо при сильном разогреве после аккреции в результате гравитационного сжатия [17], либо при образовании Земли в результате эволюции звездной материи, согласно бюроканской гипотезе [1, 13], по которой первична не диффузная космическая материя, а звездная. Звезды и их скопления образуются при взрывах сверхплотной звездной материи и, естественно, вместе со звездами при взрывах образуется много мелких тел, состоящих из звездной материи. Крупное тело (масса больше критической) остается звездой, а мелкие частично или полностью теряют флю-

идную оболочку, охлаждаются и превращаются в планеты, спутники планет, астероиды, метеориты и другие космические тела [13, 23]. Эволюция планет зависит от их первоначальной массы и расстояния от звезды (в солнечной системе от Солнца). Юпитер и Сатурн являются газовыми планетами и видимо долго сами были маленькими звездами, но затем остыли, хотя благодаря большой массе сохранили химический состав, близкий к звездному [38].

Праземля, согласно бюроканской гипотезе, вероятнее всего, имела звездный состав, т. е. состояла на 98,5 % из водорода (>75) и гелия (~23 %). Остальные тяжелые элементы составляли около 1,5 % звездной материи и концентрировались преимущественно в ядре Праземли. После диссипации основной части водорода и гелия сохранилось не более 2 % первоначальной массы Праземли. Надо заметить, что С. К. Всехсвятский [13] также предполагал, что Праземля была значительно больше современной (R — до $14 \cdot 10^6$ м; M — $28 \cdot 10^{24}$ кг). Поскольку содержание инертных газов в атмосфере Земли значительно ниже, чем на Солнце, для их диссипации потребуется весьма высокая температура во флюидной оболочке Праземли (десятки или сотни тысяч градусов) и высокая скорость газовых потоков при покидании ее. Так, на Юпитере коэффициент турбулентной диффузии составляет 10^6 м²/с [38].

После диссипации водорода и гелия закончился первый догеологический этап формирования Земли. Следующий этап — первично-геологический, для которого характерно жидкое состояние горячей конденсированной Земли или ее верхней геосферы — силикатной магмосферы. Вероятно, верхняя часть первичной магмосферы имела трондьемитовый состав и образовалась в результате магматической дифференциации водосодержащих магм тоналит-перидотитового состава. Это предположение можно сделать на основании того, что трондьемиты (плаггиогнейсограниты) являются самыми древними магматическими породами первичной континентальной коры [17, 31]. Как показали эксперименты [41, 44], такие породы могли образоваться при магматической дифференциации водосодержащих неистощенных перидотитов. В жидкой перидотитовой магмосфере, насыщенной водой, при низкой вязкости расплава возможны мощные конвективные ламинарные потоки магмы (при критическом числе Релея около 10^7 [37]), которые способствуют перемешиванию вещества до больших глубин, поддержанию высокой температуры в близповерхностных зонах и достаточно быстрому остыванию литосферы [34]. При снижении температуры в верхней геосфере Земли от 1200 до 700 °С [41] происходит дифференциация первичного расплава на перидотитовую мантию и магматическую зону трондьемитового состава, до которой суживается магмосфера. Снижение температуры в приповерхностной зоне магмосферы ниже 700 °С и дегазация ведут к кристаллизации трондьемитовой магмы, образованию первичной континентальной земной коры. Первичная перидотитовая мантия, видимо, отличалась от современной большей активностью эндогенных процессов и не была полностью раскристаллизована. Первично-геологический (магмосферный) этап закончился 4,0–3,8 млрд лет назад. Довольно длительный этап остывания Земли (500–700 млн лет) от ее возникновения до кристаллизации трондьемитов свидетельствует о больших запасах ее внутренней энергии. К этому же этапу была приурочена гигантская метеоритная бомбардировка Луны и Земли (4,4–3,8 млрд лет), которая четко проявилась на твердой коре Луны [16, 31], но не оставила следов на земной коре, что объясняется ее расплавленным состоянием [17].

Первично-коровый трондьемит состоит из плаггиоклаза (олигоклаз-андезина), кварца, гиперстена, ильменита. Химический состав трондьемита [3, 6], %: SiO₂ — 72; Al₂O₃ — 16; MgO — 2; FeO — 3; CaO — 3; Na₂O — 4. В его составе практически отсутствует калий (K₂O — до 0,5–1,0 %), за исключением метасоматически измененных разновидностей [6]. Трондьемит представлял собой массивную средне- или крупнозернистую породу. Средняя мощность первичной трондьемитовой коры составляла ~20 км. Она была развита повсеместно как верхняя геосфера Земли. Кристаллизация трондьемита с самого начала сопровождалась выделением воды, растворенной в магме, кислотным метасоматозом верхних горизонтов коры и образованием мощного плаща метасоматических и жильных кварцитов, а также дру-

гих метасоматитов. Поскольку трондьемит при кристаллизации занимал объем на 5–10 % меньший, чем магма, он подвергался по трещинным системам автотасоматической переработке и воздействию интрузий основной магмы из мантии. Последняя была представлена в значительной своей части уже сухими деплетированными перидотитами (лерцолитами, близкими к современным); анатектической выплавкой из них стала толеитовая магма. Поэтому нижние горизонты трондьемитовой коры сразу после затвердевания переплавлялись при внедрении интрузий плагиогранитов, габброидов, ультрабазитов и железистых кварцитов, а также покрывались вулканическими покровами при излияниях на поверхность Земли базальтовой магмы. Древнейшие трондьемиты и основные интрузии также перерабатывались при региональном метаморфизме. Таким образом возник трондьемитоналитовый гнейсо-гранитовый комплекс.

Раннедокембрийская литосфера, вероятно, отличалась от современной более высокой температурой, наличием значительных зон пониженной вязкости с межгранулярным селективным обогащенным флюидами расплавом и конвективными магматическими и флюидными потоками, что обусловило большую активность раннедокембрийских эндогенных процессов. Скорость остывания земной коры определялась конвективным и кондуктивным механизмами теплоотвода из глубин Земли. Конвективный механизм связан с подъемом магмы и интрузиями в поверхностных горизонтах коры или излияниями на поверхность, а также флюидными потоками. Наибольшая теплоотдача по конвективному механизму происходила в магмосфере до кристаллизации первичной трондьемитовой континентальной земной коры. После корообразования в раннем докембрии роль конвективного механизма теплоотдачи все время уменьшалась. Однако в архее при образовании габброидных плутонов и вулканоплутонических комплексов зеленокаменных поясов, а затем при формировании батолитовых раннепротерозойских гранитных плутонов, сопровождаемых значительными флюидными потоками, теплоотдача литосферы была все же значительной. После образования массивов гранитов рапакиви роль этого механизма теплоотдачи резко уменьшилась. Кондуктивный механизм теплоотдачи путем теплопроводности за 4 млрд лет проник не глубже 400 км. Количественный аспект этой проблемы заслуживает специального рассмотрения.

Физико-химические условия на поверхности Земли: эволюция атмосферы, гидросферы, осадконакопления, биосферы. Эволюция земной атмосферы, гидросферы и процессов осадконакопления связана с составом раннеархейской атмосферы и температурой на земной поверхности. Проследить эту эволюцию важно для любой петрогенетической концепции земной коры. Состав раннеархейской атмосферы определялся газами, выделенными при кристаллизации тоналит-трондьемитовых и габброидных магм первичной континентальной коры, среди которых преобладали H_2O , CH_4 , H_2 , CO , вероятно значительная роль CO_2 , H_2S , HCl , SO_3 , HF и др. Как считает Н. Л. Добрецов [17], средняя мощность раннедокембрийской коры составляла 20 км, содержание H_2O до 9 %, а CO_2 , CH_4 — десятые или сотые доли процента. Отсюда мы можем определить массу гидросферы (до $1700 \cdot 10^{18}$ кг), а также массу CH_4 и CO_2 в раннедокембрийской атмосфере. По мнению многих геохимиков первичная атмосфера имела восстановительный характер [24, 30] и вначале в ней преобладали H_2 , CH_4 , NH_3 , H_2S (как на Юпитере) [38]. По мере диссипации H_2 , CH_4 , увеличения содержания и фугитивности O_2 в верхних геосферах появляются H_2O , CO , N_2 , SO_2 , а затем при высокой фугитивности O_2 добавляются предельные оксиды — CO_2 , SO_3 (как на Венере) [27]. И лишь в земной атмосфере содержание свободного кислорода было значительным. Образование его вероятно происходило во время гроз при разложении воды в каналах искровых электрических разрядов — молниях [7].

Видимо, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в раннеархейской вторичной существенно водной атмосфере при температуре выше критической температуры воды (400 °C), давлении 28,3 МПа и солёности 3,5 % составляло ~20 МПа (рис. 2). В атмосфере Венеры — практически полного аналога Земли по массе и составу — P_{CO_2} достигает 9 МПа [27]. Это, видимо, соответствует максимально возможному количеству углерода, выделившегося

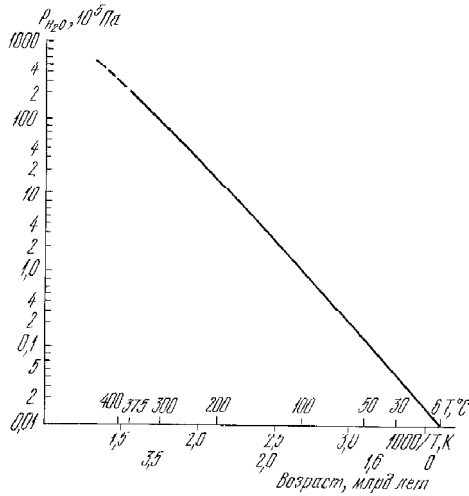


Рис. 2. *P-T*-диаграмма фазового равновесия воды в условиях насыщения. Основа по [19]

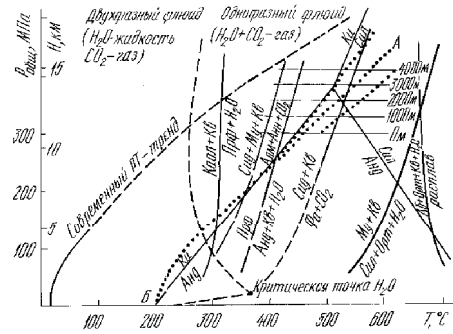


Рис. 3. Минеральные равновесия и *P-T*-тренды в земной коре Криворожского бассейна, по данным сверх-глубокого бурения (от современной земной поверхности до глубины 4000 м [8]). *АБ* — средний палеометаморфический раннепротерозойский *P-T*-тренд. Символы минералов: *Аб* — альбит; *Алм* — альмандин; *Анд* — андалузит; *Анн* — аннит; *Каол* — каолинит; *Кв* — кварц; *Ки* — кианит; *Му* — мусковит; *Орт* — ортоклаз; *Прф* — пиррофиллит; *Сид* — сидерит; *Сил* — силлиманит; *Фа* — фаялит

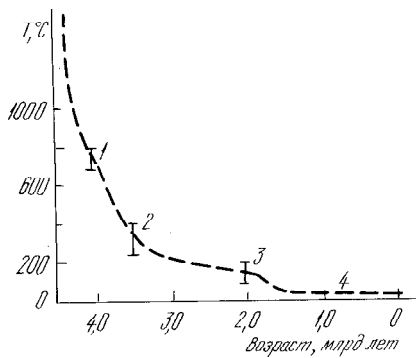


Рис. 4. Изменение температуры на поверхности коры в истории Земли: 1 — при кристаллизации первичной трондьемитовой коры; 2 — при раннеархейском гранулитовом метаморфизме [34]; 3 — при раннепротерозойском метаморфизме в Кривбассе, по палеометаморфическому *P-T*-тренду в КСГС [8]; 4 — при неогейском осадконакоплении

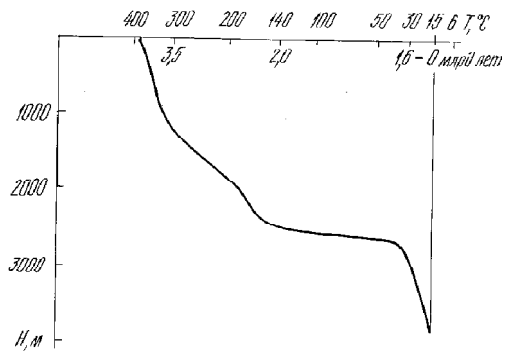
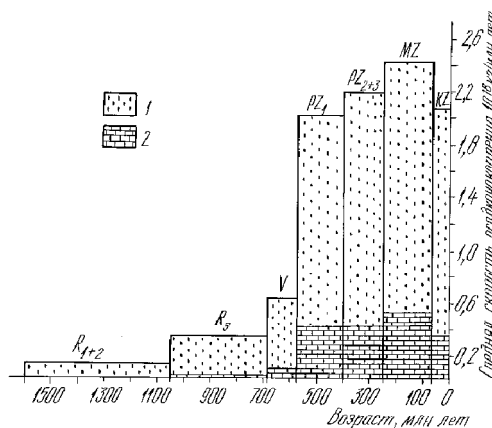


Рис. 5. Изменение средней глубины Мирового океана (*H*) в зависимости от температуры поверхности земной коры в раннем докембрии, согласно активности тектоники плит в неогее.

в атмосферу при эндогенных процессах в виде CH_4 и CO_2 [27]. В то же время эндогенный поток CO_2 на Земле при магматизме был незначительным (до 10^9 – 10^{10} кг/год). Мощная существенно водная атмосфера и гидросфера на Земле в раннем докембрии создавала сильный парниковый эффект, который замедлял охлаждение ее поверхности. Средняя температура последней по приближенным оценкам 4 млрд лет назад составляла 700–800, 3,5 млрд лет — 300 [31], 2 млрд лет — 100–200 °С (по палеогеотермическому градиенту метаморфизма в Криворожском бассейне) (рис. 3) и лишь в рифее опустилась до значений, близких к современным (рис. 4).

Образование гидросферы началось еще в архее при понижении температуры земной поверхности ниже критической температуры воды. Масса конденсированной воды в Мировом океане быстро увеличивалась с понижением температуры. Уже при 250 °С в жидкое состояние перешло >70 % всего атмосферного водяного пара. К воде, выделившейся при кристаллизации первичной трондьемитовой маг-

Рис. 6. Средняя скорость осадконакопления (10^{18} кг за 1 млн лет) (1), в том числе седиментации биогенных карбонатов кальция (2), в рифее, венде и фанерозое. Используются данные из работы [29]



мы и образовании континентальной коры в течение архея и особенно раннего протерозоя, добавилась вода (20–30 % массы всей гидросферы), выделившаяся при кристаллизации магматических гранитных батолитов [6]. Так как раннепротерозойские граниты замещали 30 % первичной трондьемитовой коры [6], то при этом выделилась дополнительная масса воды, составляющая ~20 % современной гидросферы (рис. 5). Средняя глубина Мирового океана в течение раннего докембрия увеличилась от 1000 до 2500 м (рис. 5), и видимо океан в раннем докембрии покрывал всю континентальную кору. Этим можно объяснить отсутствие раннедокембрийских осадков. Суша и горы появились лишь в рифее после стабилизации континентальной коры, когда начали перемещаться плиты, формировались зоны с океанической земной корой и континенты в виде горных массивов в результате коллизии и увеличения мощности континентальной коры [21] поднялись над уровнем океана. Начиная с рифея территории с океанической корой увеличиваются, а с континентальной — уменьшаются. Горы растут, скорость их эрозии и масса осадков увеличиваются (рис. 6).

На УЩ самые древние осадки — овручская серия (ранний рифей), состоящая преимущественно из кварцито-песчаников. Кварц является главным остаточным продуктом постмагматического кислотного метасоматоза и подводного химического выветривания трондьемитов и гранитов раннедокембрийской континентальной коры. Известково-карбонатные осадки появились лишь в раннем рифее, причем в заметном количестве они отлагались в венде и особенно в фанерозое (рис. 6). Осаждение кальцита в морской воде контролируется преимущественно следующими реакциями: $\text{Ca}^{2+}(\text{в}) + \text{CO}_2(\text{г}) + \text{H}_2\text{O}(\text{ж}) = \text{CaCO}_3(\text{кр}) + 2\text{H}^+(\text{в})$; $\text{Ca}^{2+}(\text{в}) + \text{HCO}_3^-(\text{в}) = \text{CaCO}_3(\text{кр}) + \text{H}^+(\text{в})$, где (в) — водный раствор; (г) — газ; (ж) — жидкость; (кр) — кристаллическое вещество [14]. Равновесие этих реакций зависит прежде всего от pH водного раствора, P_{CO_2} и слабо от температуры [14]. При нормальных условиях современной атмосферы в океанах оно смещено в слабощелочную область (равновесное pH ~8,3), т. е. при нейтральной и кислотной обстановке кальцит не осаждался. Увеличение P_{CO_2} несколько снижает pH равновесия.

Аналогично осаждался доломит (анкерит), хотя при его осаждении pH равновесия несколько ниже (при нормальных условиях ~7,5). Таким образом, отсутствие осадочных карбонатов в раннедокембрийских океанах можно объяснить либо кислотной обстановкой в древней гидросфере, либо весьма низким P_{CO_2} в восстановленной раннедокембрийской атмосфере (древнее 1700 млн лет), когда в составе атмосферы Земли значительную роль играли восстановительные газы [30] и осадочные карбонаты не отлагались.

Видимо лишь в рифее средняя температура земной поверхности и воды в океане опустилась ниже 50–60 °С и создались условия для зарождения жизни. Низкая облачность способствовала грозам в атмосфере, при которых происходило разложение воды и образование значительной массы свободного атмосферного кислорода [7], который окислял восстановленные газы раннедокембрийской атмосферы. Газообмен O_2 , H_2O , CH_4 , H_2 , CO и CO_2 между атмосферой, гидросферой, биосферой и литосферой имеет сложный характер и требует специального изучения [7, 24]. Лишь в фанерозое он стал близок к современному.

В фанерозое резко увеличилась скорость осадконакопления и образовалось более 75 % всех континентальных осадков, в том числе биогенных известняков (рис. 6). В фанерозойском осадочном чехле платформ создавались многочисленные структурные ловушки для эндогенных углеводородов — метана и его более тяжелых предельных аналогов, т. е. для горючего газа и нефти. В раннем докембрии такие ловушки отсутствовали, и докембрийские глубинные потоки углеводородов окислялись и превращались в CO_2 , H_2O , графит и скопления твердых нафтидов, которые некоторыми геологами принимаются за органические остатки биогенного происхождения.

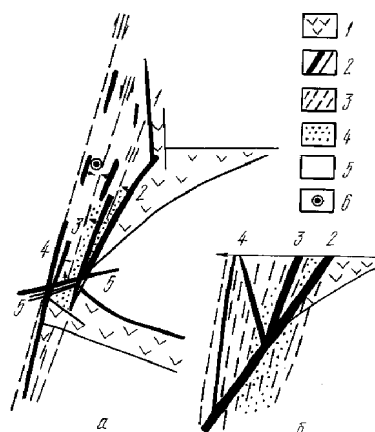
В качестве одного из весомых аргументов в пользу существования в раннем докембрии низких температур и морских условий осадконакопления, подобных современным, принято считать находки органических остатков в архейских или раннепротерозойских осадочных породах. Не вдаваясь в детали этой интереснейшей проблемы, отметим любопытную тенденцию: многочисленные объекты, описываемые в 1960-е и 1970-е гг. как фрагменты одно- и даже многоклеточных организмов в породах группы Трансвааль, ЮАР (возраст 2,5 млрд лет), серии Биджавар, Индия (2,1 млрд лет) и др., были впоследствии диагностированы как абиогенные образования [43, 45, 46]. Например, нитевидные, веретенообразные и шаровидные обособления графита в интрузивных габбро-анортозитах еще недавно описывались как "древнейшие эвкариоты" [12]. Полученные данные о составе и распределении форм углерода в метаморфических породах Побужья могут свидетельствовать о связи углеводородов с глубинными флюидами [39]. В настоящее время нет практически ни одного объекта древнее 1,7 млрд лет, биогенная природа которого не вызывала бы обоснованных сомнений.

Эволюция континентальной коры Украинского щита. Образование и преобразование кристаллических пород УЩ в раннем докембрии (3,7–1,7 млрд лет), согласно плутонической концепции, обуславливали эндогенные процессы: тектонические деформации, магматизм, метасоматоз и метаморфизм. Морского осадконакопления, аналогичного фанерозойскому, на УЩ в это время не было.

Подробно обсуждать петрогенетическую эволюцию УЩ в раннем докембрии нет возможности, отметим лишь основные ее этапы, каждый из которых характеризуется определенным циклом тектонического расширения-сжатия, магматизма, метасоматоза и метаморфизма. Каждый этап начинается образованием разломно-трещинных структур над очаговыми "горячими точками" или астенолитами и сопровождается интенсивным магматизмом (основным, ультраосновным, железистым, гранитоидным, иногда с образованием вулканоплутонических систем). После магматической кристаллизации в разломно-трещинных зонах происходил метасоматоз (и рудообразование) при гидростатическом давлении, а завершался цикл уплотнением, пластическими деформациями и региональным метаморфизмом пород и руд при литостатическом давлении. Раннедокембрийская литосфера отличалась от современной большей динамичностью и активностью эндогенных процессов в очаговых зонах. Несколько подробнее следует рассмотреть два процесса: формирование гранитной магмы и регионально-метаморфическая переработка древних гранитоидов.

Образование гранитных массивов (исключая дайки) в позднем архее, раннем и среднем протерозое следует рассматривать преимущественно как магматическое замещение древних трондьемитов и тоналитов гранитами в условиях высокой температуры (650–800 °С), постоянного объема системы, умеренного давления (100–400 МПа) и интенсивной обработки плагиогранитов в "горячих точках" мантийными флюидами, богатыми калием [6, 9]. При этом формировались фокальные гранитные массивы [25]. О процессах замещения плагиогранитов гранитами свидетельствуют древние дайки габбро-долеритов среди плагиогранитов, которые в новообразованных гранитах (в том числе, в гранитах рапакиви) сохраняются в виде отдельных фрагментов — полос, пластинчатых тел с более поздними порфиробластами ортоклаза. Некоторые геологи эти фрагменты древних даек принимают за реликты амфиболитов, которые рассматривают даже как субстрат гранитоидов. Таким образом, плутоническая концепция позволяет решить одну из самых

Рис. 7. Схема геологического строения Криворожского района (а — план; б — разрез): 1 — интрузивные тела габброидов; 2 — дайкоподобные тела железистых кварцитов с наклонным и вертикальным залеганием; 3 — зоны расщепления преимущественно сдвигового характера; 4 — зоны кислотного выщелачивания (окварцевания и грейзенизации); 5 — вмещающие трондьемитовые и тоналитовые гнейсограниты; 6 — Криворожская сверхглубокая скважина. Крупные тела железистых кварцитов (цифры на схеме и разрезе): 1 — Анновское; 2 — Саксаганское "синклинальное"; 3 — Саксаганское "антиклинальное"; 4 — Тарапаковское; 5 — Скелеватское



трудных проблем петрологии — проблему пространства при образовании гранитов [6].

Архейские и раннепротерозойские гранитоиды подвергались регионально-метаморфической переработке (часто неоднократно), о чем свидетельствуют их гнейсовидность и изофаціальность по отношению к региональной метаморфической зональности. Минеральные парагенезисы гранитоидов — преимущественно метаморфические. Особенно симптоматично присутствие в гранитоидах такого метаморфического минерала, как гранат, который практически во всех химических реакциях образуется с уменьшением объема [4], что характерно для регионального метаморфизма, но не для магматизма или метасоматоза. Термодинамически метасоматоз (и магматизм) является изохорно-изотермическим процессом [20], равновесие в системе наступает при нулевой свободной энергии Гельмгольца (ΔF) [5]:

$$\Delta F = \Delta H - \Delta SdT - \Delta PdV_s + RT \ln K_{ms} = 0,$$

где H — энтальпия; S — энтропия; T — температура; P — давление; V — объем твердых фаз; K_{ms} — константа равновесия метасоматической реакции.

В то же время метаморфизм является изобарно-изотермическим процессом, в котором равновесие наступает при нулевой свободной энергии Гиббса (ΔG):

$$\Delta G = \Delta H - \Delta SdT + \Delta V_s dP + RT \ln K_{mm} = 0,$$

где K_{mm} — константа равновесия метаморфической реакции.

Таким образом, метасоматические (и магматические) процессы проходят при изменяющемся давлении, а условием равновесия является постоянство объема, в то время как метаморфические — при изменяющемся объеме, условием равновесия является выравнивание давления. Для метаморфизма характерно общее уплотнение пород, пластические деформации, преобладание массы пород над массой флюида, изохимичность (кроме газовых компонентов), средняя и высокая температура (400–800 °С) и давление (200–500 МПа), низкие PT -градиенты и региональное развитие. Напротив, метасоматоз обычно проявляется в локальных зонах, преимущественно при хрупких деформациях, для него типичны значительные PT -градиенты, преобладание массы флюида над массой пород, аллохимичность, невысокие температура (200–500 °С) и давление (50–200 МПа). Метаморфизм и метасоматоз (и магматизм) не могут осуществляться одновременно в одной точке, но могут сменять друг друга во времени. Естественно, речь идет о локальном равновесии в стационарной физико-химической системе, характерной для земной коры.

Интерпретация геологического строения и эволюции конкретных геологических структур или районов УЩ с позиций плутонической концепции трудная, но разрешимая задача, например для Криворожского бассейна, являющегося главным полигоном осадочной геологии раннего докембрия УЩ. Эта проблема требует специального обсуждения в будущем, однако уже сейчас по данным глубокого и сверхглубокого бурения Криворожская структура может быть представлена в виде

нескольких пересекающихся и субпараллельных дайковых тел железистых кварцитов различной мощности, видимо оперяющих преимущественно субмеридиональные зоны крутых разломов во вмещающих архейских рассланцованных трондьемит-тоналитах (сланцах), габбро-амфиболитах, ультрабазитах и метасоматических кварцитах [22] (рис. 7). Наряду с преобладающими субмеридиональными крутозалегающими телами — Лихмановским, Тарапаковским, Саксаганским и Скелеватским, есть тела железистых кварцитов с субширотной ориентировкой, пересекающие друг друга (рис. 7). Пластические деформации при метаморфизме изменяют ориентировку магматических тел, приближая их залегание к главной тектонической плоскости с горизонтальной осью растяжения, которая совпадает с линейностью и связана с преобладанием сдвиговых деформаций (рис. 7). Метасоматические или магматические карбонатные породы (карбонатно-силикатные скарноиды, кальцифиры и доломитовые мраморы) слагают небольшие секущие или субсогласные тела, которые позднее подверглись метаморфизму. Графитовые сланцы представляют собой рассланцованные тоналиты и трондьемиты. Они содержат эндогенный графит, образованный в результате окисления метана и других углеводородов. Метаконгломаты и метаконгломераты Криворожской структуры состоят преимущественно из кварца и мусковита и, скорее всего, образовались в результате брекчирования и развальцевания тел метасоматических кварцитов или грейзенов. Эти породы подвергались неоднократной метаморфической переработке — пластическим деформациям, переориентировке и перекристаллизации. Криворожская структура древняя, в ней проходили активные эндогенные процессы как в раннем (плагиограниты, кварциты), так и в позднем архее при формировании зеленокаменного пояса (базиты, ультрабазиты, железистые кварциты), а затем и в раннем протерозое при эндогенных процессах (карбонатные, кварцевые жилы, графитсодержащие породы), с несколькими фазами деформаций, метасоматоза и метаморфизма. Все эти процессы привели к переориентировке первичных геологических границ и формированию субпараллельных тел с полосчатыми и сланцеватыми текстурами, наминающими осадочную толщу. Основные этапы петрогенетической эволюции континентальной земной коры УЩ, с общей тенденцией уменьшения активности эндогенных процессов, следующие:

1. Переработка первично-коровых трондьемитов (4,0–2,5 млрд лет назад): высокая эндогенная активность молодой земной коры с образованием плагиогранитов, габброидов, железистых кварцитов, ультрабазитов, наращиванием "базальтового" слоя континентальной коры под трондьемитовым; разломно-трещинные деформации и неоднократный кислотный метасоматоз этого комплекса с привнесением калия (образование биотитовых гнейсов и плагиогранитов), реже скарнирование; пластические тектонические деформации и сопровождающий их неоднократный региональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации (возможно до 5 циклов метаморфизма [26]).

2. Формирование зеленокаменных поясов в позднем архее (3,2–2,5 млрд лет): проявление мощных интрузий габброидов с подчиненными вулканическими базальтоидами, малых интрузий и даек габброидов, ультрабазитов, плагиопорфиров и плагиогранитов, железистых кварцитов (наращивание "базальтового" слоя континентальной коры); кислотный метасоматоз с привнесением калия, известково-щелочной метасоматоз (скарноиды), образование кварцевых и карбонатных жил выполнения; гранитизация трондьемитов и формирование небольших гранитных массивов (Демурицкий, Токовский, Мокромосковский и др.); региональный зональный динамотермальный метаморфизм (зеленосланцевая — амфиболитовая фации). Относительная стабилизация зеленокаменных поясов, составляющих до 20 % континентальной коры.

3. Формирование гранитов в раннем протерозое (2,3–1,8 млрд лет) путем магматического замещения первичного трондьемитового комплекса в очагах флюидной переработки потоками глубинных восстановленных и богатых калием флюидов (в "горячих точках" или в мантийных диапирах [3–5, 24], например Новоукраинский, Уманский, Боковянский батолитовые гранитные массивы); малые интрузии габброидов и ультрабазитов, иногда дифференцированные; широко развитый

кислотный метасоматоз с привнесом калия и относительно слабый щелочно-известковый (скарноиды, гидротермальные кварцевые и карбонатные жилы выполнения); зональный региональный среднетемпературный динамотермальный метаморфизм. Стабилизация континентальной коры завершена примерно на 80 %.

4. Образование плутонов гранитов рапакиви (магматическая гранитизация трондьемитов и более древних гранитов); интрузии железистых габброидов, иногда дифференцированных (2,0–1,7 млрд лет) [9], интрузии щелочных пород; кислотный и щелочной послемагматический метасоматоз. Завершение стабилизации континентальной земной коры.

5. Перемещение литосферных плит с образованием в зонах коллизий континентальных областей суши (континентов) в рифее и венде (1,6–0,57 млрд лет); формирование зон с океанической корой, разделяющих континенты, и первых участков суши, гор; эрозия континентов, отложение первых слоистых кварцито-песчаных осадков (овручская серия). Понижение температуры поверхности Земли (<50–100 °С); появление свободного кислорода в атмосфере при грозах и примитивной жизни. В венде увеличивается мощность осадков, в том числе известняков биогенного происхождения (10 % массы всех осадков).

6. Образование мощных осадков, в том числе биогенных известняков (15–20 %) в фанерозое (0,57 млрд лет — антропоген); активная тектоническая деятельность (перемещение плит), увеличение площадей с океанической земной корой и мощности континентальной коры в зонах столкновений континентальных плит (в зонах коллизий) [21]; рост гор, сокращение площади и значительная эрозия континентов; образование атмосферы, биосферы и гидросферы близких к современным; бурное развитие жизни в океане и на суше.

Рудообразование. В раннем докембрии рудообразование носило исключительно эндогенный характер и было связано с магматизмом и метасоматозом. Рудная минерализация подвергалась наложенной регионально метаморфической переработке, которая носила преимущественно изохимический характер (кроме газовых компонентов) и проявлялась в перекристаллизации руд и структурной перестройке месторождений. Еще Г. Шнейдерхен [33] отмечал сложную историю и вероятность многократной переработки (регенерации) рудных месторождений и уделял большое внимание изучению древнейших эпох рудообразования.

Непосредственно с магматизмом связано формирование гранитоидов, железистых кварцитов, дифференцированных габброноритов, ультрабазитов (Ni, Co, Cu, Pt), щелочных пород, карбонатитов и богатых флюидом пегматитов (TR, Zr, Li, Cs, Rb). Образование большей части рудных месторождений на УЩ вызвано постмагматическим метасоматозом. Этот процесс проявлялся в локальных разломно-трещинных зонах высокой проницаемости. Например, богатые железные руды Криворожского бассейна образовались в результате флюидного выщелачивания кварца из железистых кварцитов в разломно-трещинных зонах высокой проницаемости, а затем регионального метаморфизма железных руд [5]. Возраст этих процессов: архей — ранний протерозой.

На УЩ был широко развит постгранитный преимущественно кислотный метасоматоз с заметной ролью K, B, Cl, S, F; его продукты — кварциты, грейзены, березиты, листовениты. Нередко кислотный метасоматоз сменялся сопряженным щелочно-известковым метасоматозом — скарнированием, карбонатизацией, а также образованием кварцевых жил выполнения. С этими процессами связаны рудопроявления и месторождения Au, Ag, Mo, W, Ta, Nb, Sn, Be, которые претерпели наложенный региональный метаморфизм — чаще всего позднеархейский и раннепротерозойский (зональный — от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации, или однородный — преимущественно в условиях амфиболитовой фации [2]). Значительно менее развиты проявления щелочного метасоматоза — это рибекитизация, эгиринизация, альбитизация, фенитизация. Щелочной метасоматоз, чаще всего среднепротерозойский (1,8–1,7 млрд лет), протекал без заключительного регионального метаморфизма. С ним связаны рудопроявления и месторождения U, Sc, V и других металлов.

Эпохи и зоны рудообразования соответствуют выделенным выше стадиям петрогенетической эволюции континентальной земной коры и их проявлению в

раннем докембрии УЩ [35, 36]. Структурно-петрологические критерии поисков и прогнозной оценки раннедокембрийских рудных месторождений определяются геологическими и петрологическими особенностями магматических массивов, а также расположением в них древних разломно-трещинных зон, к которым приурочены метасоматоз, жилюобразование и рудоотложение. Практически все рудные месторождения претерпели наложенную структурно-вещественную регионально-метаморфическую переработку. Естественно, поисковые и прогнозные оценки эндогенных рудных месторождений на УЩ, основанные на осадочно-вулканогенной концепции раннего докембрия, должны быть пересмотрены.

Вполне понятно, что изложенная выше плутоническая концепция происхождения и петрогенетической эволюции континентальной земной коры нуждается в детальном обосновании и развитии. Однако нам кажется необходимым и назревшим уже такое ее концептуальное изложение, поскольку до сих пор не получила своего объяснения специфика раннего докембрия как первой стадии формирования континентальной литосферы. Это имеет большое практическое значение при геологосъемочных и поисковых работах в областях развития кристаллических комплексов.

1. Амбарцумян В. А. Нестационарные объекты во Вселенной и их значение для исследования происхождения и эволюции небесных тел // Проблемы современной космогонии / Ред. В. А. Амбарцумян. — М.: Наука, 1972. — С. 5–18.
2. Белевцев А. Р., Дудко В. С., Пономаренко А. Н. и др. Петрохимия вмещающих пород Клиновского золоторудного месторождения (Украинский щит) // Минерал. журн. — 1998. — **20**, № 4. — С. 74–83.
3. Белевцев Р. Я. О приконтактной диффузионной зональности в пироксеновых гранулитах Среднего Побужья (Украинский щит) // Докл. НАН Украины. — 1992. — № 10. — С. 123–128.
4. Белевцев Р. Я. Метаморфизм и метасоматоз подвижных зон // Минерал. журн. — 1996. — **18**, № 2. — С. 59–71.
5. Белевцев Р. Я. О роли метаморфизма и метасоматоза в генезисе богатых железных руд докембрия // Там же. — 1997. — **19**, № 5. — С. 31–34.
6. Белевцев Р. Я. Роль калия в петрогенезисе континентальной земной коры (к 90-летию со дня рождения академика В. С. Соболева) // Там же. — 1998. — **20**, № 6. — С. 83–87.
7. Белевцев Р. Я. О неорганическом генезисе свободного кислорода в атмосфере Земли // Допов. НАН України. — 1999. — № 4. — С. 118–122.
8. Белевцев Р. Я., Белевцев Я. Н., Курлов Н. С., Решетняк В. В. Глубинная геологическая структура и вертикальная метаморфическая зональность Криворожского железорудного бассейна (по данным сверхглубокого бурения) // Геол. журн. — 1990. — № 2. — С. 109–119.
9. Белевцев Р. Я., Дудко В. С., Спивак С. Д. и др. Коростенский плутон — петрогенезис, перспективы рудоносности, проблемы изоляции радиоактивных отходов // Минерал. журн. — 1996. — **18**, № 6. — С. 30–57.
10. Белевцев Р. Я., Петько В. Н., Дудко В. С. и др. Петрология Чертомлыкского зеленокаменного массива (Украинский щит) // Там же. — 1995. — **17**, № 2. — С. 56–66.
11. Бухарев С. В., Шербаков И. Б., Слипченко В. В. и др. Геологические соотношения гранулитогнейсовых, гранито-гнейсовых и гранит-зеленокаменных провинций Украинского щита // Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі. — Київ, 1996. — С. 132.
12. Валенчик З., Розанов А. Ю. Древнейшие эвкариоты? // Палеонтол. журн. — 1986. — № 4. — С. 99–101.
13. Всехватский С. К. Космогония солнечной системы // Проблемы современной космогонии / Ред. В. А. Амбарцумян. — М.: Наука, 1972. — С. 316–413.
14. Гаррелс Р. М., Крайт Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. — М.: Мир, 1968. — 368 с.
15. Гринвуд Х. Дж., Барнс Х. Л. Двойные смеси летучих компонентов // Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка мл. — М.: Мир, 1969. — С. 355–368.
16. Гудвин А. М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры // Ранняя история Земли / Под ред. Б. Уиндли. — М.: Мир, 1980. — С. 87–107.
17. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука, 1980. — 200 с.
18. Ильченко Т. В., Сологуб Н. В., Трипольский А. А. и др. Литосфера центральной и восточной Европы (Геотравесы IV, VI, VIII). — Киев: Наук. думка, 1988. — 171 с.
19. Кеннеди Дж. К., Холсер У. Т. Соотношение между давлением, объемом и температурой и фазовые равновесия для воды и двуокси углерода // Справочник физических констант горных пород. / Под ред. С. Кларка мл. — М.: Мир, 1969. — С. 343–354.
20. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. — М.: Изд-во АН СССР, 1957. — 184 с.
21. Кропоткин П. М. Динамика земной коры // Проблемы глобальной тектоники / Под ред. В. И. Смирнова. — М.: Наука, 1973. — С. 27–59.
22. Курлов Н. С., Белевцев Р. Я., Решетняк В. В., Мечников Ю. П. Криворожская сверхглубокая скважина: значение для петрогенезиса и геоэкологии // Минерал. журн. — 1997. — **19**, № 5. — С. 85–100.
23. Маракушев А. А. Происхождение метеоритов в общей эволюции планет Солнечной системы // Там же. — 1996. — **18**, № 1. — С. 3–23.
24. Мейсон Б. Основы геохимии. — М.: Недра, 1971. — 311 с.
25. Оровецкий Ю. П., Старостенко В. И., Науменко В. В., Николаенко Б. А. Кировоградский мантийный диапир // Докл. НАН Украины. — 1992. — № 3. — С. 74–79.
26. Пейджд Р. У., Мак-Каллох М. Т., Блэк Л. П. Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии // Геология докембрия. — М.: Наука, 1984. — Т. 5. — С. 14–35.

27. Планета Венера (атмосфера, поверхность, внутреннее строение) / Под ред. В. Л. Барсукова и В. П. Волкова. — М.: Наука, 1989. — 482 с.
28. Пятницкий П. П. Докембрий. — Киев: Укр. геол. разв. трест, 1933. — Вып. 2. — 78 с.
29. Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мигдасов А. А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. — М.: Наука, 1990. — 182 с.
30. Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы // Земная кора / Под ред. А. Полдерварта. — М.: Изд-во иностр. лит., 1957. — С. 650–671.
31. Рудник В. А., Соболевич Э. В. Ранняя история Земли. — М.: Недра, 1984. — 349 с.
32. Свистальский Н. И. Происхождение кристаллических сланцев и метаморфических горных пород (исторический очерк). — Киев: Изд-во АН УССР, 1937. — 144 с.
33. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. — М.: Изд-во иностр. лит., 1958. — 501 с.
34. Шульдинер В. И. Первичная земная кора и ее эволюция // Ранняя кора: ее состав и возраст. — М.: Наука, 1991. — С. 87–94.
35. Шербак М. П., Белевцев Р. Я., Єсипчук К. Ю. та ін. Проблеми геохімії, мінералогії, петрології та рудоутворення. Розвиток наукових досліджень в Україні (1918–1998) // Минерал. журн. — 1998. — 20, № 5. — С. 3–19.
36. Шербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 142 с.
37. Эддер Дж. Количественное лабораторное изучение динамических моделей магматических интрузий // Механизм интрузии магмы / Под ред. Дж. Ньюома и Н. Раста. — М.: Мир, 1972. — С. 213–229.
38. Юпитер (атмосфера, ионосфера) / Под ред. Т. Герелса. — М.: Мир, 1979. — Т. 2. — 509 с.
39. Ярошук М. А., Снежко А. М., Терещенко С. И. и др. Физико-химические условия формирования Черепольского золотопроявления в Побужье // Минерал. журн. — 1996. — 18, № 6. — С. 69–80.
40. Belevtsev R. Ya. About liquation-intrusive genesis of Archean ferruginous quartzites // Допов. НАН України. — 1996. — № 4. — С. 97–102.
41. Carroll M. R., Wyllie P. J. Experimental Phase Relation in the system Tonalite—Peridotite—H₂O at 15 kb: Implications for assimilation and differentiation processes near the crust-mantle boundary // J. Petrol. — 1989. — 30, N 6. — P. 1351–1382.
42. Hemly J. J., Montoya J. W. et. al. Mineral equilibria in the MgO—SiO₂—H₂O system // Amer. J. Sci. — 1977. — 277, N 4. — P. 353–384.
43. Klein C., Benkes N. J., Schopf J. W. Filamentous microfossils in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup: their morphology, significance and paleoenvironmental setting // Precambrian Res. — 1987. — 36, N 1. — P. 81–93.
44. Kushiro I. The system forsterite—diopside—silica with and without water at high pressures // Amer. J. Sci., Schairer Vol. — 1969. — 267A. — P. 269–294.
45. Maithy P. K., Chattry K. K. Possible annelid transe fossils in the Lower Proterozoic Bijawar Group of Central India // Geophitology. — 1986. — 16, N 2. — P. 249–251.
46. Schopf J. W., Packer B. M. Early Archean (3.3–3.5 b.y. old) microfossils from Warrawoona Group, Australia // Science. — 1987. — 237, N 4810. — P. 70–73.

Гос. науч. центр радиогеохимии окружающей среды
НАН Украины, Киев

Поступила 19.03.99

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев

РЕЗЮМЕ. Наведено нову концепцію плутонічного петрогенезису докембрійської континентальної кори Українського щита. Ідеї плутонізму були викладені ще в XIX ст., однак з середини XX ст. в поглядах про геологію раннього докембрію вже переважали ідеї нептуністів-актуалістів, які сформувались у вигляді осадово-вулканогенної парадігми. Розглянуто головні етапи ранньої історії Землі на прикладі Українського щита: формування первинної тронджемітової кори і плутонічної петрогенетичної еволюції континентальної кори у ранньому докембрії з провідною роллю магматичних, метасоматичних та метаморфічних ендогенних процесів (в тому числі: ранньоархейська переробка тронджемітової кори; утворення зеленокаміяних поясів пізнього архею; формування батолітових гранітних плутонів раннього протерозою; інтрузії гранітів рапаківі та стабілізація континентальної кори). Розглянуто умови та еволюцію рудоутворення. Визначено зміну фізико-хімічних умов на поверхні континентальної кори в геологічній історії Землі: з рифею розширюються зони з океанічною корою, площі суші і гір; збільшуються швидкість та об'єм осадконакопичення (в тому числі карбонатного), ерозія континентів; з'являється вільний кисень в атмосфері Землі та розвивається біосфера.

SUMMARY. New conception of plutonic petrogenesis of the Precambrian continental Earth's crust of the Ukrainian Shield is described. Several ideas of plutonism were advanced as far back as in the 19th century in works of geologists-classics but in views on geology of the Early Precambrian in the middle of the 20th century ideas of neptunists-actualists formulated as a sedimental-volcanic paradigm were predominant. This paradigm is criticized in the paper. Principal stages of the early Earth's history are considered on the example of the Ukrainian Shield from the stands of the plutonic conception: formation of the primary trondhjemite crust and plutonic petrogenetic evolution of the continental crust in the Early Precambrian with a leading role of magmatic, metasomatic and metamorphic endogenic processes. This history includes the Early Archean alteration of the trondhjemite crust; formation of the Late Archean greenstone belts; generation of the Early Proterozoic batholithic granite plutons; formation of the Late Proterozoic granite-rapakivi massifs and stabilization of the continental crust. Conditions and evolution of ore formation are discussed. Changes in physical-chemical conditions on the surface of the continental crust in the Earth's history are estimated: beginning from the Rhipheus zones of the ocean crust, areas of dry land and mountain systems were expanded; the rate and volume of sedimentation (carbonate one included) and erosion of continents increased; free oxygen in the Earth's atmosphere appeared and the biosphere developed.

УДК 550.93

Т. И. Довбуш, В. М. Скобелев, Л. М. Степанюк**Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом**

В статье впервые приведены результаты изучения Sm-Nd изотопным методом докембрийских образований западной части УЩ (Росинско-Тикичский, Северо-Западный и Днестровско-Бугский районы). Рассмотрены принципы интерпретации Sm-Nd изохронных и модельных датировок и сделан ряд выводов о генезисе и времени формирования докембрийских магматических и метаморфических образований региона. Так, впервые изотопными методами подтвержден неоархейский возраст пород росинско-тикичской серии и палеопротерозойский возраст наиболее древних образований Северо-Западного района (васильевская свита). Доказано, что формирование пород новоград-волинской толщи и городской свиты тетеревской серии происходило субсинхронно. Определения возраста основных пород Коростенского плутона, полученные U-Pb изотопным методом по циркону и бадделиту, подтверждены Sm-Nd изохронным методом по валовым пробам тех же пород. Поскольку они характеризуются отрицательным значением ϵ_{Nd} (-0,9), сделан вывод о существенном участии корового вещества в формировании исходных магматических расплавов. Sm-Nd методом подтвержден палеоархейский возраст пород тывровской толщи. Выяснено, что эндербиты и чарнокиты литинского комплекса сформировались при анатексисе палеоархейских пород. Подтвержден также неоархейский возраст пород бугской серии. Установлено, что породы березнинской толщи формировались не ранее 2600 млн лет назад, т. е. это палеопротерозойские, а не палеоархейские образования.

Введение. Sm-Nd изотопный метод позволяет датировать геологические процессы и получать информацию о генезисе пород. Поскольку в указанной изотопной системе используются отношения очень близких по химическому поведению редкоземельных элементов, она является самой устойчивой к внешним воздействиям из известных изотопных систем. Частичный вынос Sm и Nd не приводит к нарушению их изотопных отношений. Разделение указанных элементов может происходить только в результате селективного плавления породы (анатексиса).

Несмотря на известные преимущества Sm-Nd изотопного метода, в Украине он до недавнего времени не применялся. Это было связано с отсутствием соответствующей аналитической базы. В настоящее время в Институте геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины имеется необходимое оборудование для выполнения указанных видов изотопных исследований. Рассмотрим первые итоги работы в этом направлении. Поскольку публикация рассчитана на широкий круг геологов, здесь не обсуждаются особенности аналитических процедур, а приводятся только краткие замечания, касающиеся особенностей интерпретации данных, полученных Sm-Nd изотопным методом.

Краткий геологический очерк. В пределах западной части Украинского щита выделяются три района (мегаблока): Росинско-Тикичский, Северо-Западный, Днестровско-Бугский. В Росинско-Тикичском районе распространены неоархейские и палеопротерозойские гранит-амфиболит-гнейсовые комплексы. В Северо-Западном районе архейские образования не установлены. Здесь выделены только палеопротерозойские гранит-амфиболит-гнейсовые комплексы и еще более поздние, мезопротерозойские, послескладчатые вулканоплутонические породные ассоциации зон тектоно-магматической активизации. В Днестровско-Бугском районе распространены высокотемпературные чарнокит-эндербит-гранулит-гнейсовые комплексы. Среди них отмечаются как архейские (в том числе, древнейшие, палеоархейские), так и протерозойские.

© Т. И. Довбуш, В. М. Скобелев, Л. М. Степанюк, 2000

Росинско-Тикичский район неоднороден по геологическому строению. Здесь выделяются площади развития пород разновозрастных формаций, метаморфизованных в различной степени. На западе и юго-западе района распространены неоархейские ортоамфиболиты и ортогнейсы росинско-тикичской серии, в центральной и восточной — плагиомигматиты и плагиогранитоиды палеопротерозойского звенигородского комплекса (2140 млн лет назад) [5]. Севернее г. Фастов плагиогранитов нет, а наблюдаются двуполевошпатовые, часто субшелочные интрузивные граниты и гранодиориты, внедрившиеся в конце палеопротерозоя (2080 млн лет). Пространственно они ассоциируют с амфиболовыми габбро, по-видимому, также палеопротерозойскими. Складчатые метаморфические породы в этой части района представлены преимущественно биотитовыми гнейсами, аналогичными палеопротерозойским гнейсам тетеревской серии смежного Северо-Западного района.

Северо-Западный район сложен исключительно протерозойскими породами. Наиболее древние из них представлены палеопротерозойскими биотитовыми плагиогнейсами васильевской свиты, распространенными в юго-западной части района (западнее Кочеровской структуры). В районе г. Новоград-Волынский эти породы интродуцированы гипабиссальными микрогранодиоритами и субвулканическими плагиопорфирами (2410 млн лет [5]). Кочеровская структура, расположенная в юго-восточной части района, выполнена более поздними метаморфическими образованиями тетеревской серии (гнейсы, амфиболиты и карбонатные породы). Палеопротерозойский период развития района завершился формированием анатектических гранитов (двуполевошпатовые слюдяные граниты житомирского и коростышевского комплексов (2080–2020 млн лет)). Субсинхронно с ними (2060–1970 млн лет) в зонах глубинных разломов формировались интрузивы различного состава (прутовский, букинский, осницкий, городницкий комплексы) [3]. Мезопротерозойский этап характеризовался накоплением толщ терригенных песчано-глинистых осадков платформенного типа (топильнянская серия). Он завершился новой фазой тектоно-магматической активизации, в результате которой сформировались интрузивные породы коростенского и пержанского комплексов (1790–1750 млн лет [6]).

В *Днестровско-Бугском районе* преобладают высокометаморфизованные породы гранулитовой фации и ассоциирующие с ними высокотемпературные гранитоиды (эндербиты, чарнокиты, высокоглиноземистые граниты). Гранулитовые образования Днестровско-Бугского района не являются разновозрастной породной ассоциацией. Процесс их формирования был длительным и многоэтапным. Уникальная особенность этого района заключается в том, что высокоградиентные *PT*-условия пороодообразования в нем сохранялись на протяжении значительного интервала времени (от палеоархея до палеопротерозоя включительно). Но общая направленность процессов пороодообразования от более ранних стадий к более поздним шла по пути закономерного снижения *PT*-параметров [1]. Самые древние породы района (древнее 3400 млн лет [2]) — это образования тывровской толщи днестровско-бугской серии и гайворонского комплекса (двупироксеновые кристаллосланцы и эндербито-гнейсы). В неоархейское время в южной части района в результате интенсивных тектонических деформаций формировались грабенообразные прогибы, в которых отлагались породы бугской серии (высокоглиноземистые, биотит-гранатовые, графит-биотитовые плагиогнейсы, биотит-двупироксеновые, биотит-гранат-пироксеновые кристаллические сланцы, железистые кварциты). Время формирования пород бугской серии определено U-Pb изохронным методом по акцессорному циркону — 2580 млн лет [4]. В северной части Днестровско-Бугского района (Бердичевский блок) развиты близкие по составу и условиям метаморфизма образования. Однако в стратиграфической схеме Национального стратиграфического комитета (НСК) Украины 1998 г. они отнесены к верхам палеоархейской днестровско-бугской серии (березнинская толща). Заметим, что геохронологически это решение не обосновано. Здесь указанные метаморфические породы ассоциируют с палеопротерозойскими гранитоидами бердичевского комплекса (2080–1900 млн лет [5]) (высокоглиноземистые граниты, мезопертитовые эндербиты и чарнокиты).

Основы интерпретации данных, полученных Sm-Nd изотопным методом. Современные представления об эволюции изотопных отношений Sm и Nd в мантии основаны на следующих альтернативных допущениях: 1) мантия является геохимически неиссякаемым и однородным резервуаром, поэтому соотношение Sm и Nd в ней контролируется только законом радиоактивного распада. При этом допускается, что современный изотопный состав Nd и Sm/Nd соответствуют измеренным в хондритовых метеоритах; 2) установлено, что при парциальном плавлении вещества возможно фракционирование Sm и Nd. При этом выплавки обогащаются Nd, а остаточные твердые фазы (рестит) — Sm. Логично предположить, что массовое формирование земной коры на ранней стадии геологической эволюции привело к подобному фракционированию. Отсюда следует, что Sm/Nd и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в верхней мантии в настоящее время должны быть выше, чем в хондритах.

Первое допущение является основой для модели "хондритового универсального резервуара" — CHUR. Поскольку константа распада ^{147}Sm ($6,54 \cdot 10^{-12}$ лет $^{-1}$) и современные изотопные отношения в хондритовых метеоритах известны ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512636$) [7], по измеренным изотопным отношениям можно вычислить время выделения из мантии вещества, слагающего анализируемую породу:

$$T_{\text{CHUR}} = (1/\lambda) \ln\{1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{изм}} - 0,512636)/(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{изм}} - 0,1967)]\},$$

где T_{CHUR} — возраст по модели CHUR; λ — константа радиоактивного распада ^{147}Sm ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{изм}}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{изм}}$ — измеренные значения отношений соответствующих изотопов; 0,512636 и 0,1967 — современные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в хондритовом универсальном резервуаре (CHUR) соответственно. Возраст, вычисленный по приведенной выше формуле, принято называть "модельным" возрастом по модели CHUR.

Однако исследование соответствующих изотопных отношений в современных океанических базальтах показывает, что второе допущение в большей степени соответствует реальности. На этом допущении основывается модель "деплетированной (истощенной) мантии" — DM. Для вычисления возраста пород по этой модели требуется знание дополнительных параметров, а именно: значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в современной истощенной мантии и время ее последней массовой деплетации. Ни один из этих параметров однозначно не определен. Можно построить множество моделей DM, различающихся по параметрам, поскольку даже современные геологические процессы приводят к неоднородности состава верхней мантии: ее истощению на одних участках Земли (например, в срединных океанических хребтах) и обогащению веществом коры на других (например, в зонах субдукции). Различие значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, полученных по моделям CHUR и DM, обычно выражается величиной ϵ_{Nd} , которая определяется как разность отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в деплетированной мантии и в хондритовом универсальном резервуаре для заданного возраста, умноженная на 10000. Обычно разными авторами принимаются значения этой величины для современной деплетированной мантии от +6,8 до +8,5. Формулы для вычисления модельного возраста по моделям DM и CHUR различаются только значениями констант отношений соответствующих изотопов в современной мантии. Однако несмотря на неопределенность указанных выше параметров, вычисление модельного возраста предпочтительней производить по модели DM, а не по CHUR.

Модельный возраст соответствует времени выделения вещества, слагающего горную породу, из мантии. Для магматических пород мантийного происхождения этот возраст должен быть близок ко времени начала кристаллизации породы (точнее, определять максимально возможный возраст исследуемой породы). Для анатектических образований корового генезиса по вычисленному возрасту можно ориентировочно оценить возраст материнской породы, из которой выплавился анатектический расплав. Для метаморфических образований модельный возраст в первом приближении соответствует возрасту исходной породы. Для осадочных пород

он указывает на некий усредненный возраст совокупности исходных пород, за счет денудации которых сформировалась исследуемая осадочная порода.

Интерпретация определений возраста, полученных Sm-Nd модельным методом, не всегда однозначна. Однако во всех случаях этот возраст можно рассматривать как максимальный возрастной предел для исследуемой породы. В данной публикации определение модельного возраста по модели DM и вычисление значений ϵ_{Nd} проводилось с использованием следующих параметров для современной деплетированной мантии: $\epsilon_{Nd} = +6,86$; $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,51299$; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,2085$; время последней массовой деплетации мантии — 4500 млн лет назад. Изменение во времени $^{143}Nd/^{144}Nd$ в деплетированной мантии (DM) и в универсальном хондритовом резервуаре (CHUR) иллюстрирует табл. 1.

Однозначные и надежные результаты можно получить при использовании изохронного метода определения возраста. Этот метод обладает возможностью самоконтроля. Это выражается в том, что по полученному по изохроне значению первичного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (определяется точкой пересечения изохроны с осью ординат) можно рассчитать модельный возраст DM, который в пределах погрешностей, вызванных неопределенностью параметров модели, не должен быть меньше возраста, рассчитанного по тангенсу угла наклона изохроны. Недостатком изохронного метода является необходимость выполнить не одно, а серию измерений. Кроме того, достаточную "растяжку" точек на графике удастся получить относительно редко.

Если время формирования породы достоверно установлено каким-либо независимым методом изотопного датирования, например U-Pb по акцессорному циркону, то на основе данных, полученных Sm-Nd методом, можно решить обратную задачу — определить значение ϵ_{Nd} для породы. По нему можно судить о генезисе породы: если вычисленное значение ϵ_{Nd} отрицательное, то порода генерировалась из корового источника, если оно близко нулю — из недеплетированной мантии, а если положительное — из деплетированной. Следует отметить, что при датировании пород Sm-Nd изохронным методом указанные независимые датировки не

Таблица 1. $^{143}Nd/^{144}Nd$ (по моделям CHUR и DM) и ϵ_{Nd} в мантии различного возраста

$^{143}Nd/^{144}Nd$ в мантии		ϵ_{Nd} для деплетированной мантии	Возраст, млн лет	$^{143}Nd/^{144}Nd$ в мантии		ϵ_{Nd} для деплетированной мантии	Возраст, млн лет
по модели CHUR	по модели DM			по модели CHUR	по модели DM		
0,506670	0,506664	0,00	4570	0,509657	0,509830	3,40	2300
0,506763	0,506763	0,00	4500	0,509918	0,510107	3,70	2100
0,506896	0,506903	0,15	4400	0,510048	0,510245	3,86	2000
0,507028	0,507043	0,30	4300	0,510179	0,510383	4,01	1900
0,507160	0,507184	0,46	4200	0,510309	0,510521	4,16	1800
0,507292	0,507324	0,62	4100	0,510439	0,510659	4,31	1700
0,507424	0,507464	0,77	4000	0,510569	0,510797	4,46	1600
0,507556	0,507604	0,93	3900	0,510699	0,510935	4,61	1500
0,507688	0,507743	1,08	3800	0,510829	0,511072	4,77	1400
0,507820	0,507883	1,24	3700	0,510959	0,511210	4,92	1300
0,507952	0,508023	1,40	3600	0,511088	0,511347	5,07	1200
0,508084	0,508162	1,55	3500	0,511218	0,511485	5,22	1100
0,508215	0,508302	1,71	3400	0,511347	0,511622	5,37	1000
0,508347	0,508441	1,86	3300	0,511477	0,511759	5,52	900
0,508478	0,508581	2,01	3200	0,511606	0,511896	5,67	800
0,508609	0,508720	2,17	3100	0,511735	0,512033	5,82	700
0,508741	0,508859	2,32	3000	0,511865	0,512170	5,97	600
0,508872	0,508998	2,48	2900	0,511994	0,512307	6,12	500
0,509003	0,509137	2,63	2800	0,512123	0,512444	6,27	400
0,509134	0,509276	2,78	2700	0,512252	0,512581	6,42	300
0,509265	0,509414	2,94	2600	0,512381	0,512717	6,57	200
0,509396	0,509553	3,09	2500	0,512509	0,512854	6,72	100
0,509526	0,509692	3,24	2400	0,512638	0,512990	6,87	0

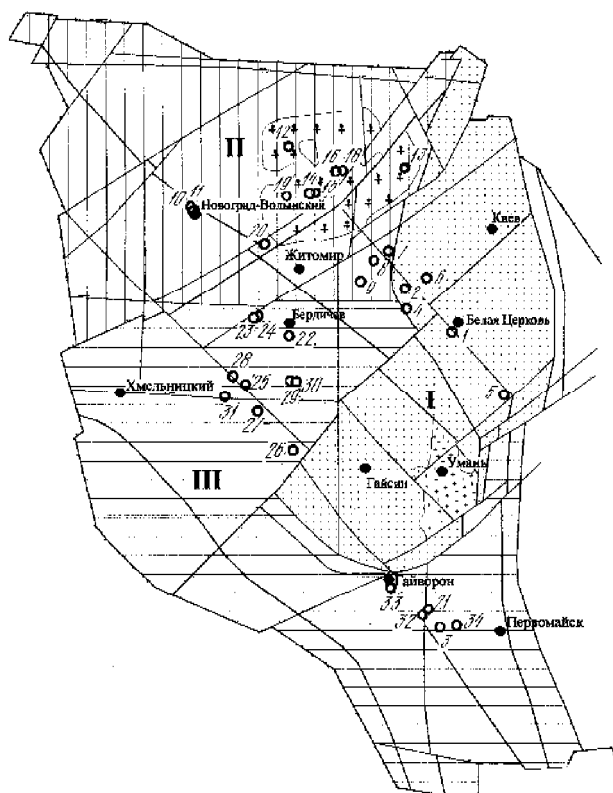


Рис. 1. Схема геохронологического опробования кристаллических пород западной части Украинского щита. Район (римские цифры на схеме): I — Росинско-Тикичский; II — Северо-Западный; III — Днестровско-Бугский. Цифры у светлых кружков — номера проб (см. табл. 2)

требуются. Для вычисления ϵ_{Nd} вполне достаточно данных, полученных по изохронной зависимости.

Сопоставление ϵ_{Nd} , вычисленного по аналитическим данным, с теоретическим (табл. 1) часто может помочь правильной интерпретации геохронометрических данных, которые были использованы при его вычислении. Если вычисленный ϵ_{Nd} существенно превышает теоретический для деплетированной мантии соответствующего возраста, то это значит, что принятый для его расчета возраст существенно завышен. Такие случаи встречаются, например при наличии в датируемой породе ксеногенного циркона.

Обсуждение полученных результатов. При исследовании возраста магматических и метаморфических пород западной части УЩ было проанализировано 34 образца: в Росинско-Тикичском районе — 6; Северо-Западном — 14; Днестровско-Бугском — 14 (табл. 2).

В Росинско-Тикичском районе (рис. 1) наиболее древние из проанализированных образований, судя по геологическим данным, — это амфибол-биотитовые гнейсы росинско-тикичской серии (обр. 3, 4). Их возраст определен по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в цирконе (2700 млн лет). Приняв указанный возраст для расчета ϵ_{Nd} , получим отрицательные значения этого параметра (−4,1; −5,0). Отсюда следует, что рассматриваемые породы являются производными коровых анатектических расплавов. В таком случае, субстратом для их формирования служили мезоархейские породы (их Sm-Nd модельный возраст — 3280–3240 млн лет).

Биотитовые гнейсы, развитые в районе г. Фастов (обр. 1, 2), ассоциируют с протерозойскими двуполевошпатовыми гранитами (Корнинский массив). Последние формировались синхронно с гранитами коростышевского и житомирского комплексов, развитыми в смежном Северо-Западном районе. По минеральному и химическому составу, по условиям залегания и степени метаморфизма проанализированные гнейсы сходны с гнейсами тетеревской серии. Сопоставление

данных, полученных Sm-Nd методом по биотитовым гнейсам из района г. Фастов и гнейсам тетеревской серии из Кочеровской структуры (обр. 7–9), не оставляет сомнения в том, что эти аналогичные как по генезису, так и по времени формирования породы палеопротерозойского возраста. И так, в северной части Росинско-Тикичского района среди метаморфических пород развиты преимущественно гнейсы тетеревской, а не росинско-тикичской серии. Время их формирования не позднее 2300–2200 млн лет.

Возраст гранодиорита звенигородского комплекса (обр. 5), вычисленный по модели DM (2170 млн лет), хорошо согласуется с датировкой, полученной по циркону (2090 млн лет). Из этого однозначно следует вывод, что плагиограниты и гранодиориты звенигородского комплекса — палеопротерозойские образования. Положительное значение ϵ_{Nd} (2,9) свидетельствует о формировании гранодиорита из вещества деплетированной мантии. Однако это не согласуется с представлениями о палингенно-анатектической природе гранитоидов звенигородского комплекса.

Модельный возраст амфиболового габбро (обр. 6) фастовского комплекса (2440 млн лет) дает основание для однозначного вывода о том, что возраст этих пород палеопротерозойский. Следовательно, они не могут быть отнесены к неорархейской росинско-тикичской серии.

В Северо-Западном районе наиболее древние из исследованных пород — биотитовые гнейсы васильевской свиты (обр. 11). Предполагалось, что их возраст 2430 млн лет. Определение возраста Sm-Nd методом по модели DM полностью согласуется с приведенным значением. И так, гнейсы васильевской свиты несомненно палеопротерозойские образования.

Плагиопорфиры новоград-волынской толщи, прорывающие эти породы, судя по данным, полученным U-Pb изохронным методом по аксессуарному циркону, формировались 2410 млн лет назад [5], однако по Sm-Nd модельному методу — 2290 млн лет (обр. 10). Следует предположить, что определение, полученное U-Pb изохронным методом, существенно завышено за счет ксеногенного циркона, захваченного порфиром при внедрении в гнейсы васильевской свиты. Судя по полученным данным, плагиопорфиры формировались синхронно с гнейсами городской свиты тетеревской серии, распространенным в Кочеровской структуре (обр. 7–9). (Заметим, что при проведении К. Е. Есипчуком государственного геологического картирования масштаба 1 : 200 000 (Фастовский лист) в пределах Кочеровской структуры среди гнейсов тетеревской серии установлены согласные тела аналогичных метапорфиров.)

Гнейсы тетеревской серии (обр. 7–9) в пределах Кочеровской структуры, по данным Sm-Nd модельного датирования, субсинхронны с описанными выше породами новоград-волынской толщи.

Послескладчатые интрузивные образования Северо-Западного района представлены оливиновым субофитовым габброноритом Прутовского никеленосного интрузива (обр. 20), а также группой основных и кислых пород Коростенского плутона (обр. 12–19). Для всех этих пород имеются надежные U-Pb конкордантные датировки по аксессуарному циркону и бадделейту [3, 6]. Sm-Nd модельный возраст габбронорита из Прутовского интрузива (обр. 20) хорошо согласуется с возрастом, полученным по циркону [3] (2020 и 1990 млн лет соответственно). Следовательно, магма формировалась из деплетированного мантийного источника.

Возраст пород Коростенского плутона, определенный Sm-Nd модельным методом, существенно завышен, не только значения, вычисленные по модели DM, но и по модели CHUR. Поскольку в достоверности U-Pb изотопных определений по циркону и бадделейту сомневаться не приходится [6], то следует заключить, что формирование интрузивных пород Коростенского плутона происходило за счет магм, производных или контаминированных веществом из корового источника. Все рассчитанные значения ϵ_{Nd} — отрицательные. Поскольку было проанализировано большое количество образцов основных пород Коростенского плутона 3-й фазы внедрения, авторы попытались рассчитать для них Sm-Nd изохронную зависимость (рис. 2): $y = (0,011510x \pm 0,000377) + (0,510329 \pm 0,000051)$. Возраст, опре-

Таблица 2. Результаты Sm-Nd изотопного исследования докембрийских пород Украинского щита

Район	Номер побы	Измеренные отношения		Возраст, млн лет			ϵ_{Nd}		
		$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	по модели CHUR	по модели DM	приня- тый для расчета ϵ_{Nd}	рассчи- танный	теорети- ческий для DM	
Росинско- Тикичский	1	0,0979	0,511191	2220	2470	2130	-1,2	3,1	
	2	0,1088	0,511484	1990	2290	2130	1,6	3,4	
	3	0,1073	0,510792	3120	3280	2700	-4,9	1,9	
	4	0,1099	0,510882	3060	3230	2700	-4,1	2,0	
	5	0,1281	0,511840	1760	2170	2090	2,9	3,6	
	6	0,1105	0,511411	2160	2440	2080	-0,9	3,2	
Северо- Западный	7	0,1146	0,511538	2030	2350	2100	0,7	3,3	
	8	0,1079	0,511471	1990	2290	2100	1,2	3,4	
	9	0,1129	0,511538	1990	2300	2100	1,2	3,4	
	10	0,0950	0,511275	2030	2290	2410	5,0	3,4	
	11	0,1106	0,511422	2140	2430	2430	3,2	3,2	
	12	0,1058	0,511524	1860	2170	1790	-0,8	3,6	
	13	0,1252	0,511718	1950	2320	1770	-1,7	3,4	
	14	0,1248	0,511769	1830	2210	1760	-0,7	3,5	
	15	0,1259	0,511778	1840	2230	1760	-0,8	3,5	
	16	0,1309	0,511830	1860	2270	1760	-0,9	3,4	
	17	0,1512	0,512067	1900	2440	1760	-0,8	3,2	
	18	0,1380	0,511923	1850	2300	1760	-0,7	3,4	
	19	0,1242	0,511755	1850	2220	1760	-0,8	3,5	
	20	0,1341	0,511999	1550	2020	1990	3,6	3,8	
	Днестровско- Бугский	21	0,0936	0,510548	3070	3220	2600	-6,3	2,0
		22	0,1187	0,511503	2200	2510	3300	11,2	3,1
		23	0,1148	0,511356	2370	2640	3300	10,0	2,9
		24	0,1065	0,511345	2170	2450	3300	13,3	3,2
25		0,1048	0,511148	2460	2690	3300	10,2	2,8	
26		0,1061	0,511100	2570	2800	3350	9,3	2,6	
27		0,1579	0,511771	3370	3640	3400	0,1	1,3	
28		0,1079	0,511434	2060	2350	2060	0,0	3,3	
29		0,1061	0,511324	2200	2470	2060	-1,6	3,1	
30		0,1078	0,511142	2550	2780	2800	2,9	2,7	
31		0,1359	0,511232	3490	3660	2060	-11,4	1,3	
32		0,1166	0,510613	3810	3900	3400	-4,4	0,9	
33		0,1042	0,510479	3520	3640	2800	-8,8	1,3	
34		0,1280	0,511128	3320	3500	2800	-4,7	1,6	

Примечание. *Порода:* 1, 2 — биотитовый гнейс (структура лепидогранобластовая, мелкозернистая, минеральный состав: микроклин, кварц, плагиоклаз, биотит); долина р. Рось: 1 — с. Глыбочек, южнее г. Белая Церковь, обнажение; 2 — с. Корнин, карьер; 3, 4 — амфибол-биотитовый плагиогнейс, росинско-тикичская серия (структура лепидонематогранобластовая, мелкозернистая, минеральный состав: биотит, роговая обманка, кварц, плагиоклаз); 3 — Савранский район, с. Ольшанка, карьер (точка отбора расположена в пределах Синицевской структуры (рис. 1), формально относящейся к Днестровско-Бугскому району); 4 — пгт Попельня, карьер; 5 — гранодиорит, звенигородский комплекс (структура гипидиоморфнозернистая, минеральный состав: плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, роговая обманка); р. Горный Тикич, с. Буки, обнажение; 6 — амфиболовое габбро, фастовский комплекс (структура blastsгаббровая, минеральный состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, эпидот); с. Сосновка, севернее г. Фастов, карьер; 7 — двуслюдяной гнейс, городская свита тетеревской серии (структура лепидогранобластовая, минеральный состав: плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, микроклин); Кочеровская структура, северная часть, скв. 158, гл. 134,5 м; 8 — фибролитсодержащий двуслюдяной гнейс, городская свита (структура лепидогранобластовая с элементами спутановолокнистой, минеральный состав: кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, микроклин, фибролит); там же, скв. 121, гл. 154,3 м; 9 — биотитовый гнейс, городская свита (структура лепидогранобластовая, минеральный состав: плагиоклаз, кварц, биотит, микроклин); Кочеровская структура, восточная часть, район с. Ходорковка, скв. 387, гл. 203,5 м; 10 — метаплагиопорфир, новоград-волинская толща (структура blastsпорфиристая, минеральный состав: плагиоклаз, кварц, биотит, амфибол); р. Случь, с. Александровка, севернее г. Новоград-Волинский, около автодорожного моста, обнажение на правом берегу реки; 11 — биотитовый плагиогнейс, васильевская свита (структура лепидогранобластовая, минеральный состав: плагиоклаз, кварц, биотит); там же; 12 — анортзит, коростенский комплекс, 1-я фаза внедрения (структура аллотриоморфнозернистая, минеральный состав: плагиоклаз (лабрадор) >90 %, ортопироксен, клинопироксен, роговая обманка, биотит, ильменит, апатит, циркон); Коростенский pluton, с. Пугачевка; правый берег р. Уж, обнаже-

ние; 13 — гранит рапакиви, коростенский комплекс, 2-я фаза внедрения (структура маргинационная, мелкоовоидная, минеральный состав: кварц, ортоклаз, плагиоклаз, роговая обманка, биотит, ортопироксен, апатит, ильменит, титаномагнетит, сфен, циркон); Коростенский плутон, с. Гранитное, карьер; 14, 15 — анортозиты коростенского комплекса, 3-я фаза внедрения (структура и минеральный состав — см. пробу 12); Коростенский плутон, Володарск-Волынский массив, с. Головино, карьер; 16–19 — оливинсодержащий габбронорит, коростенский комплекс, 3-я фаза внедрения (структура габбровая, минеральный состав: плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен, оливин, ильменит, титаномагнетит, апатит, циркон, бадделейт); Коростенский плутон: 16–18 — с. Слипчицы, карьер; 19 — с. Буки, карьер; 20 — оливиновый субофитовый габбронорит, прutowский комплекс (структура габброофитовая, минеральный состав: ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, оливин, ильменит, апатит, циркон); Прutowский интрузив, скв. 69, гл. 104 м; 21 — биотит-двупироксеновый плагиогнейс, бугская серия (структура лепидогранобластовая, минеральный состав: кварц, плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен, биотит); пгт Завалье, графитовый карьер; 22 — гиперстен-биотитовый плагиогнейс, березнинская толща днестровско-бугской серии — ксенолит в гранат-биотитовых гранитах бердичевского комплекса (структура лепидогранобластовая, минеральный состав: кварц, плагиоклаз, ортопироксен, биотит); Жежелевский карьер; 23 — гиперстен-амфиболовый кристаллосланец, березнинская толща (структура гранобластовая, минеральный состав: плагиоклаз, амфибол, гиперстен, реликты клинопироксена, вторичный кварц); р. Тетерев, с. Волосовка, обнажение; 24 — биотитовый гнейс, березнинская толща — ксенолит в гранат-биотитовых гранитах бердичевского комплекса (структура лепидогранобластовая, минеральный состав: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит); там же; 25 — диопсидовый кристаллосланец, березнинская толща (структура гранобластовая, минеральный состав: диопсид, плагиоклаз, кварц, сфен, карбонат); с. Уладовка, восточная окраина, обнажение; 26 — гранат-биотит-гиперстенный плагиогнейс, гниванская толща днестровско-бугской серии (структура лепидогранобластовая, участками пойкилитовая, минеральный состав: кварц, плагиоклаз, ортопироксен, биотит, гранат); г. Гнивань, карьер; 27 — двупироксеновый плагиогнейс, тывровская толща днестровско-бугской серии (структура гранобластовая, минеральный состав: кварц, плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен); с. Малиновка, карьер, справа от автостр. Винница — Литин; 28 — гранат-ортопироксен-биотитовый чарнокит (виницит), бердичевский комплекс (структура гипидиоморфнозернистая с элементами лепидогранобластовой, минеральный состав: кварц, антипертитовый плагиоклаз, ортоклаз, гранат, ортопироксен, биотит); левый берег р. Юж. Буг, с. Порик, обнажение; 29 — гранат-биотитовый плагиогранит, бердичевский комплекс (структура порфиридная крупнозернистая, минеральный состав: антипертитовый плагиоклаз, кварц, биотит, гранат); с. Иванов, карьер; 30 — эндербит, бердичевский (?) комплекс — ксенолит в гранат-биотитовых гранитах бердичевского комплекса (структура порфиридная, минеральный состав: антипертитовый плагиоклаз, кварц, гиперстен, биотит, гранат); там же; 31 — антипертитовый эндербит, литинский (согласно схеме НСК Украины, 1998 г.) комплекс (структура гипидиоморфнозернистая с элементами лепидогранобластовой, среднезернистая, минеральный состав: кварц, антипертитовый плагиоклаз, ортопироксен, биотит); г. Литин, карьер; 32–34 — эндербито-гнейс, гайворонский комплекс (структура гранобластовая, минеральный состав: 32 — плагиоклаз, кварц, ортопироксен, клинопироксен; с. Завалье, Одесский карьер; 33 — плагиоклаз, кварц, щелочной полевой шпат, ортопироксен, биотит; г. Гайворон, карьер; 34 — плагиоклаз, кварц, ортопироксен, биотит; с. Кошаро-Александровка, карьер). *Цифры*: в колонке "Возраст, принятый для расчета ϵ_{Nd} ": **полужирный шрифт** — определения, полученные U-Pb методом по циркону непосредственно из исследованных пород (*прямой* — конкордантные значения, вычисленные по отношениям $^{235}U/^{207}Pb$, $^{238}U/^{206}Pb$, $^{207}Pb/^{206}Pb$, или изохронные; *курсив* — вычисленные по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$); *светлый курсив* — предполагаемые значения возраста.

деленный по тангенсу угла наклона, полностью совпал с определенным по циркону — 1750 ± 55 млн лет (2σ). В то же время модельный возраст, рассчитанный по полученному из изохроны значению первичного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, как и ожидалось, оказался существенно завышенным (1940 млн лет). Естественно, что вычисленное значение ϵ_{Nd} оказалось отрицательным ($-0,9$). Итак, изохронная зависимость полностью подтвердила результаты, полученные при расчете модельного возраста. Следовательно, вывод об участии корового вещества в формировании магматических расплавов Коростенской интрузии следует признать достаточно обоснованным.

В Днестровско-Бугском районе наиболее древние образования — эндербито-гнейсы и двупироксеновые кристаллосланцы тывровской толщи и гайворонского комплекса (обр. 27, 32, 33). Они сформировались, судя по данным U-Pb цирконового геохронометрии, более 3400 млн лет назад. При расчете ϵ_{Nd} с использованием указанного значения возраста (табл. 2, обр. 32, 33) были получены отрицательные значения. Это свидетельствует о многократном анатектическом плавлении корового субстрата и о существенном фракционировании изотопов Sm и Nd уже на ранней стадии дифференциации континентальной земной коры. Чарнокитоиды из Кошаро-Александровского карьера (табл. 2, обр. 34), по данным Sm-Nd модельного возраста, сформировались 3500 млн лет назад, а по U-Pb датированию по циркону — 2840 млн лет. Низкие значения ϵ_{Nd} ($-4,7$) свидетельствуют об их анатектической природе. Субстратом для них служили палеоархейские образования.

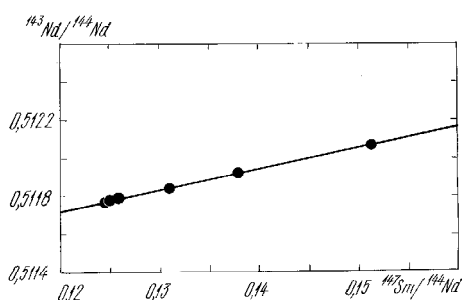


Рис. 2. Sm-Nd изохрона для основных пород Коростенского плутона, 3-я фаза внедрения: $y = 0,011510x + 0,5110329$; $T = 1750$ млн лет

К более поздним, но тоже палеоархейским образованиям, по существующим представлениям (Стратиграфическая схема НСК Украины, 1998 г.), относятся гнейсы гниванской толщи (обр. 26). Однако Sm-Nd данные указывают на то, что их возраст не мог быть древнее 2800 млн лет.

Еще более высокое стратиграфическое положение в разрезе днестровско-бугской серии занимают породы березнинской толщи (обр. 22–25). Распространено мнение, что они формировались в палеоархее. Однако данные Sm-Nd модельного датирования показывают, что эти породы не могут быть древнее 2600–2500 млн лет, т. е. это не архейские, а древнейшие палеопротерозойские образования.

Возраст пород бугской серии Sm-Nd изотопным методом определялся по плагиогнейсу (обр. 21). По Sm-Nd данным можно заключить, что он формировался в неоархее. Это согласуется с существующими представлениями о возрасте пород серии. Полученное отрицательное значение ϵ_{Nd} (–6,7) свидетельствует о коровой природе этих образований.

К древнейшим анатектическим и интрузивным образованиям района относятся эндрбиты бердичевского (обр. 30) и литинского (обр. 31) комплексов. Что касается первого, то время его формирования не древнее 2470 млн лет (по модели DM). Проанализированный эндрбит является породой палеопротерозойского, но не архейского возраста. Эндрбит из Литинского карьера, по Sm-Nd данным, однообразен с эндрбито-гнейсами гайворонского комплекса (~3500 млн лет), что не согласуется с результатами U-Pb датирования по циркону и монациту — 2060 млн лет назад. Достаточно низкое значение ϵ_{Nd} (–11,4) подтверждает мнение о коровом реоморфическом происхождении эндрбита по древнему палеоархейскому субстрату.

Наиболее молодым из анализированных пород региона можно считать винницит бердичевского комплекса (обр. 28). Он, вероятно, является анатектическим образованием, сформировавшимся по палеопротерозойскому субстрату, возраст которого не древнее 2350 млн лет.

Выводы. 1. Результаты Sm-Nd изотопных исследований пород Росинско-Тикичского района подтверждают мнение о его геологической неоднородности. Выделяемые здесь породы росинско-тикичской серии несомненно являются неоархейскими образованиями. Судя по данным U-Pb и Sm-Nd датирования, время их формирования лежит в возрастном интервале 3200–2700 млн лет назад. Развитые в районе г. Фастов и севернее метаморфические толщи представлены в основном возрастными аналогами палеопротерозойской тетеревской серии, а не неоархейской росинско-тикичской. Их возраст не древнее 2400–2300 млн лет.

2. Развитые в Росинско-Тикичском районе плагиограниты и гранодиориты звенигородского комплекса — палеопротерозойские породы. Sm-Nd изотопные датировки полностью согласуются с ранее полученными U-Pb методом по циркону.

3. В Северо-Западном районе древнейшие породы, участвующие в строении кристаллического основания — палеопротерозойские гнейсы васильевской свиты. Их возраст, по Sm-Nd данным, ~2400 млн лет.

4. Возраст плагиопорфиров новоград-волынської толщі, по Sm-Nd данным, не древнее 2300 млн лет. Заметное завышение возраста, определенного U-Pb изохронным методом по циркону из этих пород, по-видимому, связано с контаминаци-

ей магмы ксеногенного циркона из прорываемых плагиопорфирами гнейсов васильевской толщи.

5. Формирование гнейсов городской свиты тетеревской серии в Кочеровской структуре происходило субсинхронно с формированием пород новоград-волинской толщи.

6. Никеленосные интрузивы прутовского комплекса формировались за счет вещества из деплетированного мантийного источника. Время их внедрения ~2000 млн лет. Это подтверждает совпадение данных, полученных U-Pb методом по аксессуарному циркону и Sm-Nd модельным методом по валовой пробе породы.

7. Формирование основных интрузивных пород Коростенского плутона завершилось 1750 млн лет назад (3-я фаза внедрения). Это подтверждается полным совпадением определений возраста, полученных U-Pb методом по циркону и бадделейту из этих образований и по Sm-Nd изохроне, рассчитанной по валовым пробам тех же пород. В формировании основных магматических расплавов Коростенского плутона существенную роль играли процессы внутрикорового парциального плавления, что подтверждается отрицательными значениями ϵ_{Nd} .

8. К древнейшим породам Днестровско-Бугского района относятся породы тывровской толщи и гайворонского комплекса. Судя по данным Sm-Nd модельного датирования, они формировались в палеоархее (3800–3400 млн лет назад).

9. Эндербиты и чарнокиты бердичевского комплекса формировались в конце палеопротерозоя за счет анатектической переработки палеопротерозойского субстрата. Одновозрастные с ними антипертитовые эндербиты литинского комплекса сформировались за счет древнего палеоархейского субстрата.

10. Метаморфические породы бугской серии несомненно являются неархейскими образованиями.

11. Породы березнинской толщи формировались в палеопротерозойское время. Они не древнее 2600–2500 млн лет.

1. Есинчук К. Е., Скобелев В. М. Гранитоиды гранулитогнейсов областей Украинского щита // Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. — М.: Наука, 1993. — С. 54–69.
2. Лесная И. М., Плоткина Т. Э., Степанюк Л. М., Бартицкий Е. Н. Возрастные этапы формирования мафит-эндербитовой ассоциации Побужья // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 56–69.
3. Скобелев В. М., Яковлев Б. Г., Галий С. А. и др. Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Волинского мегаблока Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1991. — 140 с.
4. Степанюк Л. М. Кристаллогенезис и возраст циркона из плагиогнейсов Завальевского графитового карьера (Среднее Побужье) // Минерал. журн. — 1997. — 19, № 2. — С. 29–32.
5. Шербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартицкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 141 с.
6. Amelin Yu. V., Heaman L. M., Verchoglyad V. M., Skobelev V. M. Geochronological constraints on the emplacement history of an orthosite-rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // *Contribs. Mineral. and Petrol.* — 1994. — 116, N 4. — P. 411–419.
7. Taylor S. R., McLennan S. M. *The Continental Crust: its Composition and Evolution.* — Oxford etc: Blackwell Sci. Publ., 1985. — 312 p.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев

Поступила 27.01.2000

РЕЗЮМЕ. У статті вперше подано результати вивчення Sm-Nd ізотопним методом докембрійських утворень західної частини УЩ (Росинсько-Тікицький, Північно-Західний і Дністровсько-Бузький райони). Розглянуто принципи інтерпретації Sm-Nd ізохрон і модельного датування, а також зроблено ряд висновків про генезис і час формування докембрійських магматичних і метаморфічних утворень аналізованого регіону. Так, вперше ізотопними методами підтверджено неархейський вік порід росинсько-тікицької серії і палеопротерозойський вік найдавніших утворень Північно-Західного району (васильєвська світа). Доведено, що формування порід новоград-волинської товщі і городської світи тетерівської серії відбувалося субсинхронно. Визначення віку основних порід Коростенського плутону, які були одержані U-Pb ізотопним методом за цирконом та бадделейтом, підтвержені Sm-Nd ізохронним методом по валових пробах цих же порід. Оскільки вони характеризуються від'ємним значенням ϵ_{Nd} (–0,9), зроблено висновок про істотну участь корової речовини у формуванні похідних магматичних розплавів. Sm-Nd ізотопним методом підтверджено палеоархейський вік порід тиврівської товщі. Зроблено висновок, що ендербіти і чарнокіти літинського комплексу сформувалися при анатексисі палеоархейських порід. Підтверджено також неархейський вік порід бузької серії. Встановлено, що породи березнинської товщі формувалися не раніше 2600 млн років тому, тобто це палеопротерозойські, а не палеоархейські утворення.

SUMMARY. The paper presents results of investigation of the Precambrian rocks of the western area of the Ukrainian Shield (the Ros-Tikich, North-Western and Dniester-Bug regions) by the Sm-Nd isotopic method. The principles of interpretation of the Sm-Nd isochronous and model ages are given, and some conclusions are made as to genesis and isotopic ages of the Precambrian igneous and metamorphic rocks of the area. Thus for the first

time both the Neoproterozoic age of the rocks of the Ros-Tikich series and the Paleoproterozoic age of the most ancient derivations of the North-Western region (the Vasilivka suite) are confirmed by the isotopic methods. It is proved that formations of rocks of the Novograd-Volynsk strata and the Gorodska suite of the Teteriv series occurred subsynchronously. The Sm-Nd isochronous data have confirmed the U-Pb isotope data for zircon and baddeleyite of mafic rocks of the Korosten pluton. The conclusion about essential involvement of the crustal substance in magmatic melts is made ($\epsilon_{Nd} = -0.9$). The Sm-Nd data confirm the Paleoproterozoic age of the Tivriv strata rocks, which give the grounds to believe that charnockites and enderbites of the Litin complex were generated as a result of partial remelting of the Paleoproterozoic rocks. The Neoproterozoic age of the Bug series rocks is confirmed. It is proved that the Bereznino strata rocks were formed not less than 2.6 Ga ago, i. e. they are the Paleoproterozoic formations.

Алексей Александрович Маракушев (к 75-летию со дня рождения)



4 марта 2000 г. исполнилось 75 лет со дня рождения одного из ведущих петрологов, академика Российской академии наук (РАН) и Российской академии естественных наук, профессора, доктора геолого-минералогических наук, лауреата Государственной премии СССР в области науки и техники, премии РАН им. Д. С. Коржинского, премии им. М. В. Ломоносова I степени Московского государственного университета (МГУ), заслуженного профессора МГУ Алексея Александровича Маракушева.

А. А. Маракушев родился 4 марта 1925 г. в г. Иваново. В 1947 г. он окончил Свердловский горный институт по специальности горный инженер-геолог. В 1947–1952 гг. Алексей Александрович разведывал железорудные месторождения Урала и Дальнего Востока. В 1952 г. А. А. Маракушев поступил в аспирантуру при Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР к академику Д. С. Коржинскому и в 1956 г. защитил кандидатскую диссертацию, которую опубликовал в 1958 г. В 1958–1964 гг. А. А. Маракушев заведовал лабораторией петрографии в Дальневосточном геологическом институте ДВФ АН СССР, исследовал метаморфические и

магматические комплексы, месторождения металлических и неметаллических руд Дальнего Востока СССР, Китая и Северной Кореи. В 1964 г. он защитил в ИГЕМ АН СССР докторскую диссертацию на тему "Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород". В том же году Алексей Александрович создал и возглавил лабораторию термодинамики минералов в Институте экспериментальной минералогии АН СССР (пгт Черноголовка, Московская обл.). Кроме того, с 1970 г. он профессор и заведующий кафедрой петрографии МГУ. В 1981 г. А. А. Маракушев избран член-корреспондентом АН СССР, а в 1991 г. — академиком РАН. В последние годы он также работает главным научным сотрудником в ИГЕМ РАН. Алексей Александрович — один из талантливейших учеников и последователей Д. С. Коржинского — воспитал когорту исследователей: под его руководством защищено 6 докторских и 35 кандидатских диссертаций учеными СССР, России, Кореи, Вьетнама, Египта, Алжира, Туниса. Он читал курсы лекций в вузах Китая и других стран, был ответственным редактором ряда монографий и сборников научных статей, активно участвовал в работе многих международных, всесоюзных, всероссийских и региональных конгрессов, конференций, симпозиумов. А. А. Маракушев — член редколлегии нескольких журналов: "Минералогический журнал" (Украина), "Петрология" (Россия) и др.

Вклад в науку и широту научных интересов каждого ученого определяют опубликованные им труды — их у А. А. Маракушева более 300, часть из них издана или переведена на иностранные языки. Частично эти труды выполнены в соавторстве. Названия изданных им 20 монографий и учебников в определенной мере отражают направления научных разработок и обобщений А. А. Маракушева: "Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита" (1958); "Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических

горных пород" (1965); "Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья" (1966); "Термодинамика метаморфической гидратации минералов" (1968); "Метаморфизм Тихоокеанского пояса" (1971); "Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемой рудообразования" (1972); "Петрология метаморфических горных пород" (1973); "Петрография" (учебник): В 3 т.: Т. I (1976); Т. II (1981); Т. III (1986); "Петрогенезис и рудообразование" (1979); "Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий" (1983); "Периодическая система экстремальных состояний химических элементов" (1987); "Петрология" (1988); "Петрогенезис" (1988); "Происхождение Земли и природа ее магматической деятельности" (1992); "Космическая петрология" (1992); "Происхождение и эволюция Земли и других планет солнечной системы" (1992); "Петрография" (учебник) (1993); "Метасоматизм и метаморфические породы" (1998); "Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности" (1999).

Приведенные монографии и учебники, а также не приведенные здесь фундаментальные статьи, отражают научные направления и разработки А. А. Маракушева в областях петрологии, геохимии, минералогии, рудообразования, металлогении, региональной геологии, космогонии. Они весьма разнообразны и отличаются поразительной глубиной и шириной охвата проблем, системностью, оригинальностью, масштабным использованием геохимических и физико-химических методов. Решенные А. А. Маракушевым проблемы являются весьма весомым вкладом в мировую геологию и космогонию, отметим лишь некоторые из них:

1. Разработана периодическая система экстремальных состояний химических элементов на основе выявленных окислительно-восстановительных состояний элементов, при которых они занимают максимальные и минимальные позиции. Это позволяет объяснять и выявлять условия поведения конкретных элементов и их парагенезисов в геохимических (литосферных) и чисто химических процессах. Разработка по праву может быть названа "Система экстремальных состояний химических элементов Маракушева".

2. Создана единая система петрогенезиса, охватывающая горные породы Земли, Луны, других планет, их спутников и метеоритов; определен их генезис и формацион-

ная принадлежность на основе созданной А. А. Маракушевым оригинальной модели происхождения солнечной системы, ее планет спутников (Модель Маракушева). Эта модель объясняет причины, условия и особенности концентрации водорода и других летучих (флюидных) компонентов в ядрах небесных тел, что определяет длительную (более 4,6 млрд лет) активную эндогенную деятельность Земли, других планет и их спутников.

3. Творческое развитие идей Д. С. Коржинского в областях физико-химической минералогии, петрологии и рудообразования; объяснение роли трансмагматических флюидов (растворов), химических потенциалов подвижных компонентов в генезисе и минералообразовании метаморфических и магматических пород и т. д.

4. В петрологии и рудоносности магматических комплексов обоснованы следующие процессы: развитие жидкостной несмесимости (ликвации) при магматической дифференциации, металлогенической специализации магм; отделение солевых жидких фаз, избирательно экстрагирующих из магм рудные элементы и переносящих их в места рудолокализации; флюидная сульфуризация богатых железом магматических дифференциатов. Создана общая система генезиса серий магматических пород, оригинальная их систематика и номенклатура, а также иные разработки.

5. Весьма многообразны решенные аспекты геологии, петрологии и рудоносности метаморфических комплексов. В частности, разработана на физико-химической основе система метаморфических минеральных фаций (глубинности, в параметрах P - T и др.); установлена роль метаморфизма — одного из главных факторов образования континентальной коры за счет океанической; разработано учение о региональных метаморфических формациях, отражающих стадийность развития складчатых областей и раскрывающих связи между метаморфизмом и магматизмом. На этой формационной основе им оригинально решена проблема происхождения парных метаморфических поясов. По существу, им создано всеобъемлющее учение о физикохимии метаморфических процессов.

6. Весьма значимо и оригинально А. А. Маракушев разработал генезис месторождений железа, платины, золота, сульфидных руд, алмазов, боратов, флогопита и др.

Геологи Украины, редколлегия "Минералогического журнала" желают Алексею Александровичу Маракушеву крепкого здоровья, большого счастья и новых творческих успехов.

Этап развития (млн лет)	Время формирования комплексов и рудообразования, млн лет	Процесс	Металлогения	Месторождения и перспективные рудопоявления	Литератур- ный источник
Активизация и рифтогенез (1800–1600)	1725*	Постмагматическое гидротермально-метасоматическое рудообразование	Be, Nb, Ta, Sn, Zn, Pb, Ag	Пержанское	[22]
	1760	Щелочногранитный магматизм линейных зон активизации	Nb, Ta, TR, Sn, W	Западное,* Карьерное,* Восточное*	[4]
	1794	Образование щелочных массивов центрального типа	Zr, Nb, Ta, Al, TR, Hf, P	Балка Мазурова, Азовское, Ястребецкое	[8]
Формирование подвижных поясов (2600–1800)	1800–1720	Базитовый магматизм сложных анортозит-рапакиви-гранитных плутонов	Ti, V, Sc, P	Стремигородское, Выдыборское, Федоровское	[22]
	1975	Ультрабазит-базитовый магматизм расслоенных массивов центрального типа	Ni, Cu	Прутовское, Каменское*	[22]
	1835–1780*	Гидротермально-метасоматическое рудообразование	U, Th, TR, Sc, V	Желтореченское, Первомайское, Ватутинское, Мичуринское, Севериновское	[19]
	1965	Щелочногранитный магматизм зон активизации	Mo, Sn, Bi	Вербинское,* Высокое*	[19]
	1975–2060	Гранитный магматизм коллизионных зон и орогенов	Li, Ta, Nb, Be, Rb, Sn, Au, Ag, Cu, Mo	Полоховское, Станковатское, Шевченковское, Клиновское, Юрьевское	[9]
	2090	Щелочноультрабазитовый с карбонатитами магматизм внутриконтинентальных рифтов	Nb, Ta, TR, P	Новополтавское	[8]
	2005*	Гидротермально-метасоматическое рудообразование	U, Th, TR, Mo	Южное, Калиновское, Лозоватское	[18]
	2229–2060*	Гранитный магматизм областей тектоно-термальнопереобработанных архейских кратонов	Au, Ag, Bi, Cu, Ni, Mo	Майское	[17, 23]
	2050		TR, Zr	Сабаровское,* Николаевское*	—
	2328	Базитовый магматизм шовных прогибов и надвигово-подвиговых зон	Fe, Ge	Артемовское, Петровское	[20]
Формирование архейских кратонов (3400–2600)	2800–2600	Базит-ультрабазитовый и гранитный (калиевого ряда) магматизм вторичных гранит-зеленокаменных поясов	Cr, Au, Ni, Co, Mo	Капитановское	[16]
	3071	Базит-ультрабазитовый магматизм первичных гранит-зеленокаменных поясов	Cu, Ni, Co, Pb, Zn	Краснобалкинское*	[21]
	3128*	Базитовый (коматиит-толеитовый) и гранитный	Au, Ag, Cu, Pb,	Сергеевское, Балка Золотая, Балка	[22]
	3171	(абиссальный) магматизм первичных гранит-зеленокаменных поясов	Zn, Mo, Fe	Широкая	
	3250				

Масив, регіон	Порода	TiO ₂	Cr	Ni	Nb	Zr	TR	Ce	Y	Ba	Sr	Rb
<i>Лужно-ультраосновна формація</i>												
Чернігівський	Лужні піроксеніти	5,63	370	90	205	460	400	213	41	305	1116	46
	Мельтейгіти	0,24	226	20	820	173	3000	1500	27	470	8477	93
	Канадити	0,24	—	—	362	1811	200	100	10	960	1690	142
	Лужні сіеніти	0,36	—	—	60	80	600	324	10	1590	2300	151
Західне Приазов'я, пояс дайок	Метаякупірангіти (горнблендити)	4,40	740	100	151	656	400	190	46	203	381	25
Проскурівський	Лужні піроксеніти	1,65	150	<30	8	130	300	180	28	250	1230	21
	Мельтейгіти, ійоліти	1,00	18	20	10	74	250	130	19	256	940	34
Антонівський	Лужні піроксеніти	1,83	78	20	23	122	—	142	51	251	810	17
Городницький	Якупірангіти олівінові	0,34	1023	374	7	46	—	50	20	85	507	22
Кіровоградський блок	Кімберліти (лампроїти)	3,50	1000	700	400	300	—	—	—	до 8000	—	—
<i>Габро-сіенітова формація</i>												
Октябрський	Габро	5,48	108	80	28	80	—	100	18	273	924	5
Малотерсянський	"	2,67	50	65	2	30	—	20	5	306	968	14
Давидківський	"	5,63	<100	40	27	335	—	90	49	970	436	73
Великовисківський	Сіеніти	1,50	—	—	58	1058	—	174	160	1000	170	130
	"	0,67	—	—	144	2470	—	237	112	197	42	127
	"	0,40	—	—	50–600	2000–60000	—	60–1100	190–2670	13–1520	15–60	200–1285

Номер образца	Номер пробы	Порода	Содержание, г/г		Sm/Nd	$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$1\sigma_{\text{cp}}$	Модельный возраст, млн лет		Возраст, принятый для вычисления ϵ_{Nd} , млн лет	ϵ_{Nd}
			Sm	Nd					CHUR	DM		
1	88-134	Метабазальт	2,572	10,800	0,238	1,1440	0,511860*	—	2240	2810	—	+2,7
2	88-144	"	3,174	12,997	0,244	0,1476	0,511905*	—	2270	2860	—	+2,7
3	88-148	"	3,673	16,390	0,224	0,1355	0,511695*	—	2340	2820	—	+2,7
4	99-194	Гранат-биотитовый гнейс	1,417	8,391	0,169	0,0959	0,510560	± 5	3120	3330	2800**	-4,2
5	99-156	" "	0,332	1,831	0,181	0,1030	0,510144	± 4	4020	4100	3400**	-4,5
6	84-102	Амфибол биотитовый гнейс	1,376	5,720	0,241	0,1366	0,510983	± 3	4155	4245	2790	-10,8
7	98-10	Биотитовый гнейс	1,403	7,570	0,185	0,1053	0,510447	± 4	3620	3770	2720	-10,8
8	96-4	Биотитовый тоналит	1,585	8,388	0,189	0,1072	0,510790	± 3	3125	3355	2980	-1,7
9	94-92	Лейкотоналит	0,459	2,910	0,158	0,0968	0,510860	± 3	2700	2970	3080	+5,0
10	94-75	Метариодацит	0,531	2,929	0,181	0,1029	0,510930	± 5	2760	3040	3080	+3,9
11	0366	"	1,815	10,980	0,165	0,0999	0,510743*	—	2910	3200	3060**	+1,7
12	99-179	Гранат-биотитовый гнейс	1,323	6,337	0,209	0,1186	0,510996	± 2	3180	3420	2600**	-5,9
13	92-20	Эвлизит	2,361	8,940	0,264	0,1500	0,511556	± 6	3785	3500	3200	-1,9