

УДК 552.323.6 : 551.2 : 549.211(477)

Н.А. Божко

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования "Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова"
119991, г. Москва, ГСП-1, Россия, Воробьевы горы
E-mail: bozhko@yandex.ru

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗА И ИХ РОЛЬ В ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ АЛМАЗОНОСНОСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В статье рассмотрены палеогеодинамические факторы локализации коренных источников алмаза в свете сравнительного анализа Украинского щита с алмазоносными провинциями. Приуроченность к архейским кратонам ("правило Клиффорда") остается важным, но не единственным тектоническим критерием оценки перспектив коренной алмазоносности. Промышленные месторождения алмазов известны за пределами архейских кратонов: в архейско-протерозойских гранулит-гнейсовых коллизионных поясах, во внешних зонах складчатых поясов, граничащих с кратонами, и палеопротерозойских аккреционно-коллизионных орогенах. Эти структуры вместе с архейским кратоном присутствуют в виде фрагментов в докембрии Украинского щита. Для них всех известны палеотектонические мировые аналоги с установленной крупной промышленной коренной алмазоносностью. Проведенный анализ в сочетании с известными фактами прямой алмазоносности подтверждает благоприятные теоретические предпосылки открытия источников коренных месторождений алмазов в пределах Украинского щита.

Введение. В оценке перспектив коренной алмазоносности крупных территорий факторы тектонического контроля пространственного размещения коренных источников алмаза играют существенную роль. Это же относится и к Украинскому щиту (УЩ), где в последние десятилетия проводятся прогнозно-поисковые работы на коренные месторождения алмазов, в результате которых уже выделены перспективные в этом отношении районы и площади [8].

Современные знания о тектонике УЩ основаны на работах В.И. Лучицкого, Я.Н. Беллечева, Г.И. Каляева, Н.П. Семененко, Е.М. Лазько, Н.П. Щербака, Е.Б. Глевасского, О.С. Ступки, В.П. Кирилюка и многих других геологов. В настоящее время для фундамента УЩ принято единое районирование на основе выделения мегаблоков и разделяющих их шовных зон. Такая картина просматривается на схемах

всех авторов, различаясь лишь в деталях, что, по-видимому, указывает на ее достоверность. Отражая реальную структуру, "блоково-шовная" тектоника при всей ее значимости не раскрывает, однако, тектоническую природу конкретных блоков и шовных зон и, будучи лишена геодинамического содержания, не отвечает на многие вопросы эволюции УЩ. Вместе с тем геодинамический подход содержится в отдельных работах, посвященных тектонике Украины, а непосредственно в связи с алмазопрогнозированием — в работах Е.Б. Глевасского и др. [9, 12].

Условно геотектонические факторы локализации коренной алмазоносности можно разделить на палеогеодинамические и геологоструктурные.

В данной статье рассмотрены практически только палеогеодинамические критерии, тогда как другие изложены очень кратко. Статья не затрагивает вопросов внутриплитной тектоники и активизации. Геодинамическая ин-

терпретация тектонического районирования УЩ проведена автором на фоне сравнения его элементов с однотипными структурами в разных частях мира, вмещающими промышленные месторождения алмазов.

Палеогеодинамические факторы. *Архейские кратоны и "правило Клиффорда"*. Любые рассуждения на данную тему должны начинаться с известной эмпирической закономерности, ставшей хрестоматийной, — так называемого правила Клиффорда. Согласно современному звучанию этого правила, все промышленно-алмазоносные кимберлиты приурочены к стабильным архейским кратонам, тогда как окружающие их более молодые складчатые пояса могут содержать лишь неалмазоносные кимберлиты. Архейские кратоны или архоны, структурно соответствующие гранит-зеленокаменным областям, действительно остаются важнейшим тектоническим критерием алмазоносности. Они представляют собой тектонические структуры, вмещающие большинство промышленных месторождений алмазов мира, связанных с кимберлитами. Результаты сейсмотомографии и термобарометрии ксенолитов позволили создать теоретическое обоснование этой эмпирической закономерности. Алмазоносность архейских кратонов связывается с максимальной стабильностью термального состояния их литосферы, консервативностью развития, существенно более холодной и мощной литосферой, деплетированной мантией, общим высоким содержанием углерода в архейской мантии. Под архейскими кратонами литосфера может опускаться до 200 км и более. По сравнению с окружающей астеносферой на такой же глубине она более холодная, что определяет положение границы алмаз — графит и образование субкратонных алмазоносных мантийных корней (килей).

Вместе с тем здесь существует и ряд нерешенных проблем. Все еще отсутствует теория локализации алмазоносных кимберлитовых полей внутри архонов. Не вполне объяснима разная степень их промышленной алмазоносности; не выяснена критическая степень переработки, после которой архейские кратоны становятся стерильными в плане алмазоносности. Остается также открытым вопрос о зависимости алмазоносности от возраста раннедокембрийской коры: повышается ли она пропорционально древности отдельных участков кратонов и т. д. [5].

На УЩ имеется только один доказанный архейский кратон — Среднеприднепровский (Приднепровский), соответствующий одноименному блоку на существующих схемах тектонического районирования (рис. 1). Не исключена, впрочем, возможность, что к этой категории относится восточная часть Приазовского блока, переработанная анорогенным магматизмом, но испытавшая основную стабилизацию фундамента в архее. Среднеприднепровский кратон — самый древний на УЩ — принадлежит к древнейшей генерации архейских гранит-зеленокаменных областей мира. Преобладающая его часть сложена мигматитами, гранито-гнейсами и гранитами мезо- и палеоархея, слагающими нижний дозеленокаменный структурный этаж. Мезоархейские зеленокаменные пояса залегают в виде синформ между куполами гранитоидов возрастом от 3150 до 2800 млн лет [8, 25]. Среднеприднепровский кратон имеет мощность литосферы около 200 км. После стабилизации в архее он не подвергался существенной тектоно-термальной переработке, вполне соответствуя понятию "классического" архона. Согласно правилу Клиффорда, этот кратон теоретически наиболее перспективен на коренные источники алмаза. Имеющейся предпосылкой для этого служит присутствие в его пределах Самотканской титано-циркониевой россыпи, содержащей микроалмазы и находки кристаллов алмазов в аллювии. Отсутствие в настоящее время перспективных объектов коренной алмазоносности в пределах Среднеприднепровского кратона, по-видимому, объясняется плохой его изученностью.

Отдавая должное правилу Клиффорда как важнейшему тектоническому фактору алмазоносности, отметим, что в настоящее время известны примеры локализации не только лампроитов, но и алмазоносных кимберлитов за пределами архейских кратонов, в орогенических поясах протерозоя, что противоречит этому правилу. Поскольку на УЩ имеется только один архейский кратон, рассмотрение исключений из "правила Клиффорда" представляется особенно важным. Их можно разделить на отдельные группы.

Обстановки локализации коренных источников алмазов за пределами архейских кратонов. Орогенические пояса на границе с архейскими кратонами. Общая особенность этих окраинных частей протерозойских

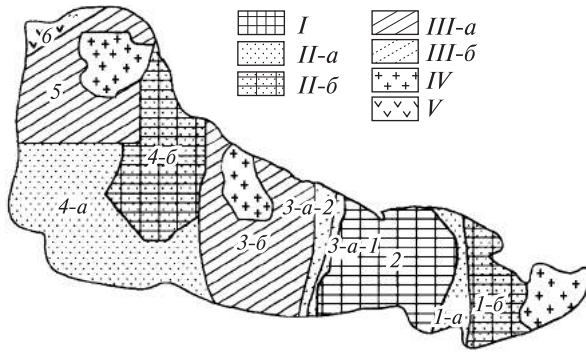


Рис. 1. Палеогеодинамическая схема Украинского щита (на основе схем тектонического районирования Г.И. Каляева, В.П. Кирилюка, П.Г. Пигулевского и др.): I — архейский кратон (архон); II — архейско-палеопротерозойские межконтинентальные коллизионные гранулит-гнейсовые пояса (II-a — зоны, выполненные гранулитовыми гнейсами, II-b — гранит-зеленокаменные комплексы архонов, переработанные коллизионным гранулитовым метаморфизмом и деформациями); III — палеопротерозойские аккреционно-коллизионные орогены (III-a — внутренние зоны, III-b — внешние зоны (пассивные палеоокраины)); IV — анорогенные интрузии; V — краевой вулканоплутонический пояс (активная палеоокраина андийского типа). Структура: 1 — Приазовский гранулит-гнейсовый пояс (1-a — Орехово-Павлоградская зона, 1-b — Западно-Приазовская зона); 2 — Среднеприднепровский кратон; 3 — Ингуло-Криворожский ороген (3-a — Западно-Ингулецко-Криворожская мегазона, 3-a-1 — Криворожская зона, 3-a-2 — Западно-Ингулецкая зона, 3-b — Ингулецкая мегазона); 4 — Западно-Украинский гранулит-гнейсовый пояс (4-a — Днестровско-Бугская (Подольская зона), 4-b — Белоцерковская (Росинско-Тикичская зона)); 5 — Волынский ороген; 6 — Волыно-Полесский пояс

Fig. 1. Paleogeodynamic scheme of the Ukrainian Shield (on the basis of tectonic schemes of G.I. Kalyaev, V.P. Kirilyuk, P.G. Pigulevsky et al.): I — Archean craton (archon); II — Archean-Paleoproterozoic intercontinental collisional granulite-gneiss belts (II-a — zones composed of granulite-gneisses, II-b — granite-greenstone complexes of archones reworked by deformations and collisional granulite metamorphism); III — Paleoproterozoic accretion-collisional orogens (III-a — interior zones, III-b — peripheral zones (ancient passive margins)); IV — anorogenic intrusions; V — marginal volcano-plutonic belt (ancient continental margin of the Andian type). Structural feature: 1 — Peri-Azov granulite-gneiss belt (1-a — Orekhovo-Pavlograd zone, 1-b — West-Peri-Azov zone); 2 — Middle Dnieper craton; 3 — Ingul-Kryvoy Rog orogen (3-a — West-Ingulets-Kryvoy Rog megazone, 3-a-1 — Kryvoy Rog zone, 3-a-2 — West-Ingulets zone, 3-b — Ingulets megazone); 4 — West-Ukrainian granulite-gneiss belt (4-a — Dniester-Bug (Podolie zone), 4-b — Belotserkovsk (Ros-Tikitch zone)); 5 — Volyn orogen; 6 — Volyn-Polesie belt

и даже фанерозойских орогенов, вмещающих алмазоносные кимберлиты и лампроиты, — то, что они развиваются на литосфере архейского кратона. По существу, правило Клиффорда проявляется здесь в косвенном виде [5].

К обстановкам такого рода относятся аллохтонные перекрытия окраин архейских кратонов и их ответвлений. Очевидно, что свойства литосферной мантии под участками кратонов, перекрытых надвигами и покровами, остаются неизменными, т. е. благоприятными в плане их возможной алмазоносности. Примерами могут служить алмазоносные кимберлиты Лесото, прорывающие аллохтон, сложенный протерозойскими образованиями орогена Наталь, обдуцированными на южный край кратона Каапвааль в Южной Африке [38]; алмазоносные кимберлиты группы Каави и Куопио в Финляндии, находящиеся в зоне сочленения Карельского кратона и надвинутых на него образований свекофеннского пояса [36]; алмазоносные кимберлиты Летлахейн на территории Ботсваны, интродуцированные в породы палеопротерозойского пояса Магонди, надвинутые на ответвление кратона Зимбабве [40].

Внешние зоны (пассивные окраины) орогенов в геодинамическом плане соответствуют древним пассивным окраинам, формируются на континентальной коре прилегающих кратонов и обладают почти в равной степени перспективами алмазоносности последних. Примерами алмазоносных кимберлитов, залегающих в пределах внешних зон орогенов, служат кимберлиты Британской Колумбии Западной Канады [39]; кимберлиты Еурела в Восточной Австралии [35]; лампроиты и кимберлиты района Коромандел, Бразилия [41].

На УЩ к подобным окраиннократонным структурам, на мой взгляд, относится Западно-Ингулецко-Криворожская мегазона, которая рассматривается ниже, в разделе, посвященном палеопротерозойским орогенам.

Архейско-протерозойские коллизионные гранулит-гнейсовые пояса. Эти структуры выделены нами также под названием гранулитовые пояса и зоны тектонотермальной переработки [22]. Они появились в архее, достигли расцвета в палеопротерозое, но многие из них продолжали развиваться до начала палеозоя. Для них характерны высокая степень метаморфизма с развитием гранулитовых гнейсов высокого давления, сложная

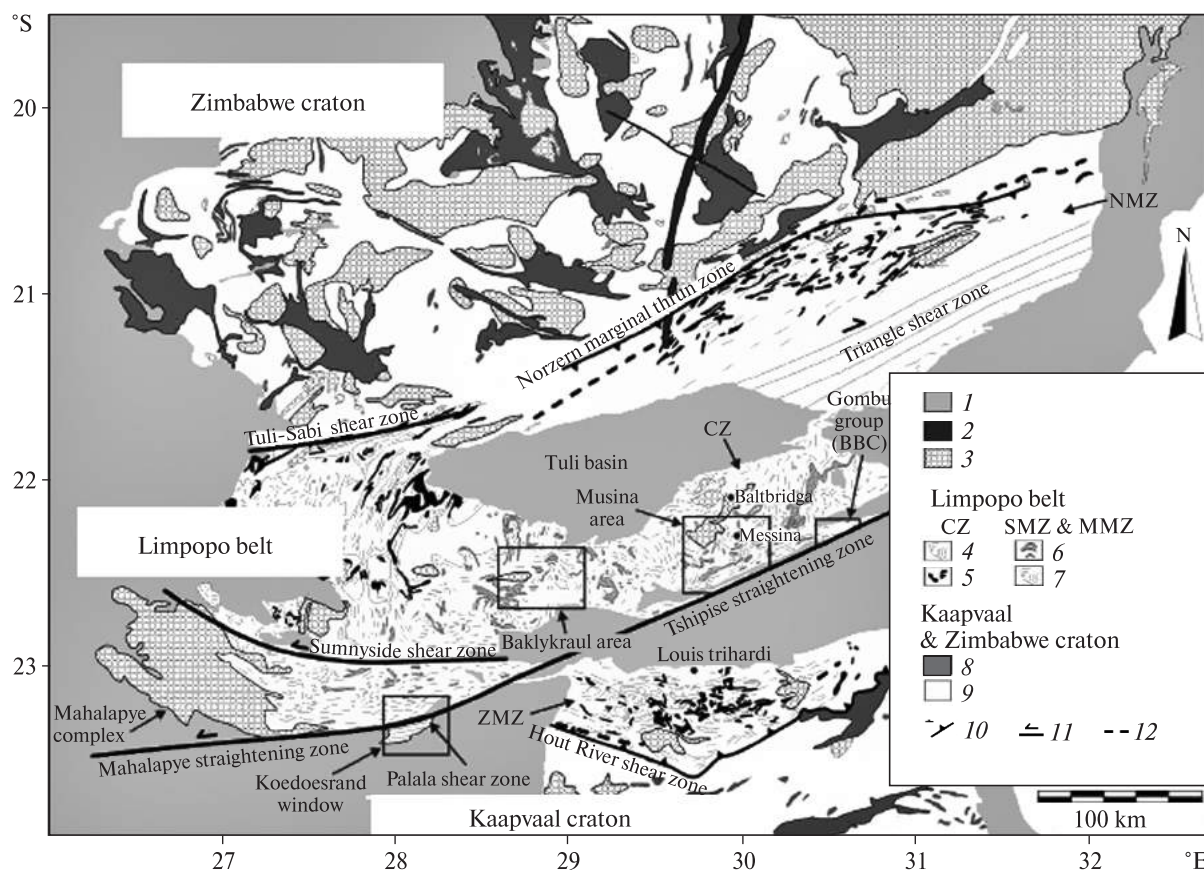


Рис. 2. Гранулит-гнейсовый пояс Лимпопо (по Ван Ринен и др.): 1 — осадочные породы чехла, 2 — Великая дайка (2579 млн лет); 3 — интрузии гранитов (разного возраста), 4 — ортогнейсы, 5 — зеленокаменные образования в гранулитовой фации, 6 — расслоенная интрузия Мессина (габбро-анортозиты), 7 — парагнейсы с прослоями ортогнейсов (комплекс Бейт-Бридж), 8 — зеленокаменные образования, 9 — ортогнейсы, 10 — главные зоны надвигов, 11 — главные зоны сдвигов, 12 — ортопироксеновые (СКЗ) и ортоамфиболовая (ЮКЗ) изограды

Fig. 2. Granulite-gneiss Limpopo Belt (after Van Reenen et al.): 1 — younger cover rocks, 2 — Great dike (2579 Ma); 3 — intrusive granites (various ages), 4 — orthogneisses, 5 — greenstone lithologies at granulite facies, 6 — Messinu layered intrusion (anorthositic gabbro), 7 — paragneisses and intercalated orthogneisses (Beit Bridge complex), 8 — greenstone lithologies, 9 — orthogneisses, 10 — major thrust zone, 11 — major strike slip zone, 12 — Opx-isograd (NMZ) and orthoamphibole isograd (SMZ)

шарьяжная внутренняя структура, надвиговые соотношения с гранит-зеленокаменными областями, полиметаморфизм и полициклизм, длительность существования и перманентная мобильность, тектоно-термальная переработка древнего субстрата. Это, несомненно, коллизионные структуры, возникавшие в процессе подвига одного архейского кратона под другим и удвоения мощности коры [6, 22].

Типичный пример их — гранулитовый пояс Лимпопо в Южной Африке, возникший в результате коллизии кратонов Каапваальского и Зимбабве (рис. 2, 3). Этот пояс вмещает ряд всемирно известных месторождений алмазов, связанных с кимберлитами — Венеция, Ривер-Рэнг, Марнитц и Орапа. Литосферная мантия

пояса Лимпопо имеет мощность 120–180 км и крайне деплетирована. Обнаруженные алмазы различны по составу, содержат преимущественно эклогитовые включения. Многие из них, согласно Re-Os определениям, имеют протерозойский возраст.

В строении пояса выделены три зоны: краевая северная, центральная и краевая южная, при этом краевые представляют собой переработанные гранулитовые эквиваленты гранит-зеленокаменных комплексов сопряженных кратонов — Каапвааль и Зимбабве [28, 30, 42, 44]. Месторождение Орапа располагается в северо-восточной Ботсване в пределах Северной зоны на пересечении пояса Лимпопо со складчатым поясом Магонди, Венеция и дру-

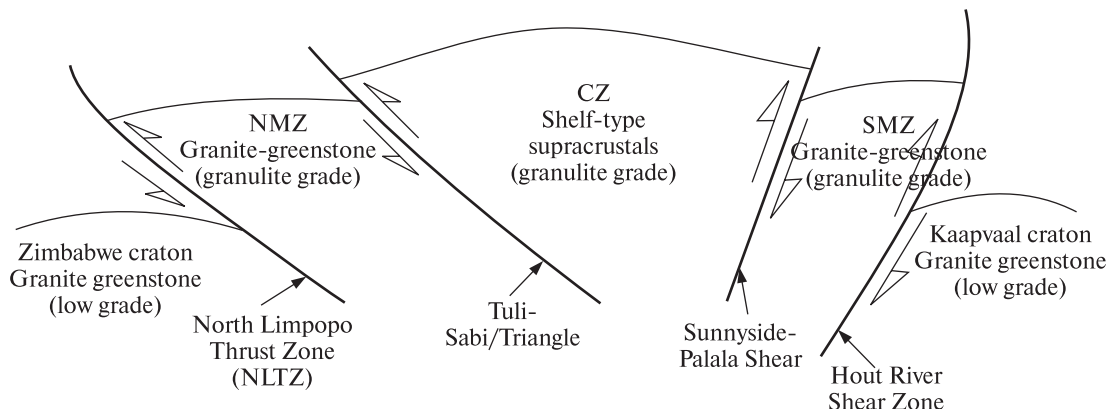


Рис. 3. Генерализованный профиль через пояс Лимпопо (по Чимода и др.)

Fig. 3. Generalised profile across the Limpopo belt (after Chimoda et al.)

гие локализованы в Центральной зоне близ Мессины (ЮАР).

Границы пояса Лимпопо представляют собой системы мощных зон пластических деформаций, по которым гранулиты надвинуты на породы кратонов Зимбабве и Каапвааль, подвергавшиеся при этом тектоническому и термальному воздействию.

Породы всех зон испытали высокобарный гранулитовый метаморфизм с трендом по часовой стрелке и давлением 9,5 кбар [44]. Относительно времени проявления главных тектоно-метаморфических событий в поясе нет единого мнения. Одни исследователи придают главное значение рубежу ~2 млрд лет, другие относят проявление главной фазы гранулитового метаморфизма к уровню ~2,7 млрд лет. Между тем, имеются данные о еще более древнем метаморфизме возрастом 3,2 млрд лет.

Для объяснения тектонической природы пояса Лимпопо была предложена модель континентальной коллизии (коллизия в системе континент — континент) гималайского типа, при которой имело место надвигание Каапваальского кратона на кратон Зимбабве. Данная модель предполагает при этом значительное переутолщение коры, высокобарический метаморфизм и последующую изотермальную декомпрессию при эксгумации с характерными коллизионными трендами [31, 42].

Отмеченные черты строения пояса Лимпопо свойственны и другим коллизионным гранулитовым поясам всех возрастов: Беломорско-Лапландскому, Гренвильскому, Мозамбикскому, Восточно-Гатскому, Транс-Северокитайскому, Атлантическому и др. Применительно к ним коллизионная модель континент —

континент гималайского типа остается наиболее распространенной.

На УЩ, на мой взгляд, к структурам типа гранулитового пояса Лимпопо относится Приазовский гранулит-гнейсовый пояс (точнее его обнаженный фрагмент) в составе Орехово-Павлоградской зоны, Западно-Приазовского блока и, возможно, прилегающей части Среднеприднепровского блока (рис. 1). Здесь наблюдаются свойственные коллизионным гранулитовым поясам черты строения, отмеченные выше.

1. Зональность. Орехово-Павлоградская зона, сложенная гранулитовым комплексом, справедливо рассматривается многими как палеопротерозойская коллизионная зона, возникшая при поддвижении Среднеприднепровской провинции под Приазовскую в восточного-восточном направлении [1, 16]. По возрасту и структурному положению она может коррелировать с Центральной зоной пояса Лимпопо.

Присутствие зеленокаменных поясов в Западно-Приазовском "гранулит-зеленокаменном" блоке позволяет рассматривать его как архейский кратон, фронтальная часть которого вовлечена в гранулитовый коллизионный метаморфизм (подобно Северной или Южной зонам пояса Лимпопо, представляющим собой переработанные края кратонов).

В литературе встречаются краткие указания на отличие в строении самой восточной окраины Среднеприднепровского блока, прилегающей к Орехово-Павлоградской зоне, от его центральной части. Эти сведения заслуживают изучения в плане возможного выявления трехзонального строения Приазовского гра-

нулитового пояса и его полной аналогии с поясом Лимпопо.

2. Полициклизм и полиметаморфизм. Н.П. Щербак и соавторы впервые отметили полиметаморфизм Приазовского блока УЩ и выделили в нем три тектоно-термальные (метаморфические) события возрастом 3,45, 2,9—2,8 и 2,3—2,2 млрд лет [25]. Результаты последних работ в Орехово-Павлоградской зоне практически подтвердили эти данные, были выделены три этапа высокого метаморфизма и деформаций на уровне 3,4, 2,86 и 2,1 млрд лет [16, 26].

3. Высокобарический гранулитовый метаморфизм. По данным С.М. Пилюгина и соавторов [20], условия гранулитового метаморфизма для пород Приазовского блока УЩ оцениваются в пределах $P = 8,5\text{--}10$ кбар и $T = 830\text{--}930$ °С, т. е. породы были метаморфизованы на глубине не менее 32—36 км. Указанные авторы совершенно справедливо приходят к выводу, что такое погружение не могло быть следствием простого погребения железистых пород под мощной толщей осадков. Полученные данные свидетельствуют о тектонических механизмах транспортировки их к основанию земной коры, где они претерпели высокий метаморфизм. Таким тектоническим механизмом для высокобарических гранулитов может быть коллизия и переутолщение коры по модели гималайского типа.

4. Внутренняя коллизийная структура. Коллизийная природа Орехово-Павлоградской зоны общепризнана. Так, ее северная часть (по данным бурения и изучения обнажений в Васильковском районе) представляет собой чередование субмеридионально ориентированных различных по литологии пластин [1, 16].

Все сказанное дает основание рассматривать Приазовский гранулитовый пояс в качестве единой зональной коллизийной структуры. Восточная граница этого пояса выражена неотчетливо вследствие переработки под действием анорогенного магматизма этой части Приазовского мегаблока. Можно предположить, что восточная часть Приазовского блока представляет собой незатронутую коллизийным гранулитовым метаморфизмом часть архона. Косвенно в пользу этого свидетельствует присутствие в его пределах, возможно, по правилу Клиффорда, кимберлитовых трубок девонского возраста [8].

Аналогичную схему можно применить и к гранулитовой ассоциации западной части УЩ и выделить фрагмент Западно-Украинского гранулитового пояса (рис. 1) в составе Днестровско-Бугской и Белоцерковской зон, именуемых блоками на схемах тектонического районирования. Во всех этих доменах присутствуют полиметаморфические гранулитовые комплексы, становление которых происходило на разных уровнях архея и палеопротерозоя. Следует отметить, что Н.П. Щербак с соавторами отмечали сходство Орехово-Павлоградской и Днестровско-Бугской тектонических структур, относя их к одному типу и называя "долгоживущими или подвижными тектоническими поясами, выполненными ассоциациями пород высоких ступеней метаморфизма". Эта трактовка весьма близка к предлагаемой в этой статье, однако отличается от нее в том числе и тем, что в состав указанных поясов не включены переработанные части архейских кратонов, как это делается при описании всех гранулитовых поясов, например, при районировании пояса Лимпопо.

Днестровско-Бугская зона объединяет в своем составе Подольский блок и Голованевскую зону, выделенные на большинстве современных схем.

Подольский блок традиционно считают гранулитовым. Обобщение всех данных свидетельствует о том, что в строении Побужья и Днестровско-Бугского междуречья принимает участие одна гранитно-метаморфическая гранулитовая ассоциация, которая была выделена Е.М. Лазько под названием побужского комплекса.

В разрезе Днестровско-Бугского мегаблока установлены нижнеархейские гнейсы и кристаллосланцы днестровско-бугской серии и верхнеархейские кварциты и биотитовые гнейсы бугской серии. Условия метаморфизма и ультраметаморфизма пород соответствуют гранулитовой фации повышенного давления [4], при этом минеральные высокобарические ассоциации накладываются на ранние парагенезисы, сформированные в условиях умеренного давления [4, 8].

Площадь распространения пород зоны характеризуется напряженными складчатыми и разломными деформациями, в том числе и пластово-линзовой формы.

Изотопно-геохронологические исследования побужского гранулитового комплекса по-

казали наличие среди них достоверных "реперных" датировок в широком временном диапазоне от палеоархея до палеопротерозоя, в течение которого происходили неоднократные тектоно-термальные события. Исследователи приходят к выводу о не менее чем трехкратном метаморфическом преобразовании исходных пород в условиях гранулитовой фации, что обусловило возникновение практически неотличимых друг от друга эндербитоидов, принадлежащих к якобы разновозрастным гайворонскому, литинскому и бердичевскому ультраметаморфическим комплексам [4].

Образования Голованевской зоны, метаморфизованные в гранулитовой фации, логично рассматривать совместно с западными прилегающими частями гранулитовой ассоциации, а не выделять в самостоятельную структуру первого порядка. Эта зона выделена в Стратиграфической схеме Украины (2004). В предыдущих схемах она входила в состав Днестровско-Бугского мегаблока и, согласно И.Б. Щербакову, представляла собой крайнюю восточную часть Подольского геоблока [24]. Такой же подход видим и в других схемах районирования [19].

Данные глубинной геофизики показывают, что к юго-западу от Голованевской зоны устанавливается фемическая кора, представленная на поверхности метаморфитами гранулитовой фации. К северо-востоку от нее вблизи поверхности докембрийского среза развиты образования амфиболитовой фации [3]. Внутренняя структура Голованевской зоны описана как нагромождение тектонических пластин гетерогенного состава [17] или как линзовидно-слоистый меланж [8], где развиты образования днестровско-бугской, бугской и росинско-тикичской серий.

Белоцерковская зона соседняя к северо-западу, как бы вложена в общую структуру Западно-Украинского гранулитового пояса. Она напоминает по структурному рисунку положение Лапландского пояса в Беломорско-Лапландском гранулитовом поясе Балтийского щита. На схемах районирования эта зона выделяется как блок с разными наименованиями: Бугско-Росинский, Росинско-Тикичский, Белоцерковский. Территориальное выделение ее также неоднозначно. На одних схемах Росинско-Тикичский блок протягивается на юг, выходя за границу щита и отсекая

с запада Днестровско-Бугский (Подольский) мегаблок [8, 13 и др.]. На других [20] ограничивается на юге структурами этого блока, который протягивается на восток до Голованевской зоны. В строении Росинско-Тикичского мегаблока принимают участие породы, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Представляется важным одно обстоятельство, отмеченное почти всеми исследователями: присутствие в пределах рассматриваемой структуры гранит-тикичского "серогнейсового" комплекса и метабазальтоидов росинско-тикичской серии неоархея (2700—2800 млн лет), которые считаются реликтами пород зеленокаменных ассоциаций. Это дает основание рассматривать значительную часть блока, по аналогии с Западно-Приазовским блоком, в качестве архейской гранит-зеленокаменной области или архейского кратона, переработанного в результате коллизионных событий и гранулитового метаморфизма и впоследствии подвергнутого диафторезу.

Таким образом, и внутри западной гранулитовой ассоциации УЩ просматриваются такие черты, как зональность, высокобарический полиметаморфизм, коллизионная тектоническая структура, что позволяет отнести ее к единому коллизионному гранулитовому поясу, но более сложного строения, чем Приазовский.

Межконтинентальная коллизионная природа гранулитовых поясов (в системе континент — континент) предполагает присутствие в их составе палеоокеанических комплексов. В этом плане представляет интерес работа И.М. Лесной, в которой утверждается, что древняя гранулитовая кора УЩ почти наполовину сложена андезитами [15]. Можно предположить островодужное субдукционное происхождение, по крайней мере, части из них.

На Балтийском щите к рассматриваемому типу структур относится Беломорско-Лапландский пояс. Кимберлиты обнаружены пока лишь на продолжении лапландской части, в пределах Терского берега, однако, как показали недавние исследования, размещение алмазоносных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции контролируется, вопреки правилу Клиффорда, продолжением осевой зоны палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена [21]. В

сочетании с указанными выше месторождениями пояса Лимпопо, эти данные свидетельствуют о перспективах гранулитовых поясов в плане их потенциальной алмазонасности. Это важно для УЩ, где такие структуры занимают значительную площадь. Прямыми предпосылками перспективности является развитие щелочно-ультраосновного магматизма в западной части Приазовского блока, выделение Побужского алмазоперспективного района и Бердичевско-Винницкой площади [8].

Теоретическое обоснование коренной алмазонасности гранулит-гнейсовых коллизионных поясов еще отсутствует, однако представляется, что при его разработке следует иметь в виду высокую перманентную мобильность этих долгоживущих структур, проявляющуюся неоднократно в разных циклах. Исходя из их межконтинентальной коллизионной природы и полицикличности можно предположить, что в их развитии периоды растяжения чередовались с периодами сжатия и эти пояса представляют собой "расшатанные" ослабленные зоны, благоприятные для проникновения глубинных магматических расплавов. В этом плане повышенная проницаемость Приазовского блока, установленная В.И. Алехиным [2], находит свое объяснение.

Палеопротерозойские аккреционно-коллизионные орогены. В раннем протерозое на смену архейским зеленокаменным областям и в дополнение к продолжавшим существовать гранулитовым поясам возник новый тип структур — орогенические пояса, в которых обнаруживается почти полный набор признаков плитно-тектонических процессов. В частности, в них четко проявлена поперечная зональность с внешними зонами, вполне аналогичными современным пассивным окраинам континентов, и внутренними, развивавшимися на океанической коре в субдукционно-коллизионном режиме. При этом среди них выделяются внутри- и окраинно-континентальные аккреционно-коллизионные орогены. В нескольких из них обнаружены промышленные коренные месторождения алмазов.

Примером локализации алмазонасных кимберлитов в пределах структур первого типа могут служить 73 алмазонасных тела кимберлитового поля Форт а ля Корн в Центральном Саскачеване, Канада. Эти тела внедрены в осадочные отложения, залегающие на кри-

сталлическом фундаменте, представленном образованиями Трансгудзонского пояса, сложенного здесь палеопротерозойскими островодужными вулканитами и архейскими породами "кратона" Саск, игравшего роль микроконтинента в процессе аккреции, завершившейся коллизией с кратоном Сьюпериор в интервале 1810—1800 млн лет. Наличие алмазонасных кимберлитов Форт а ля Корн предполагает сохранение мантийных корней "кратона" Саск неповрежденными в процессе Гудзонской орогении [37].

Известным примером локализации алмазонасных кимберлитов в палеопротерозойском аккреционном орогеническом поясе служит алмазонасная провинция Колорадо-Вайоминг США, расположенная на границе пояса Центральных равнин и кратона Вайоминг. К ней принадлежит крупный алмазонасный район Стейт Лайн, приуроченный к зоне коллизии островной дуги с кратоном Вайоминг, которая произошла 1,7 млрд лет назад. Район содержит около 40 проявлений кимберлитов девонского возраста. Из этого района добыто 130000 алмазов, включая ювелирные массой более 28 карат [32]. Поля алмазонасных кимберлитов Мали, Кот ди Вуара, Гвинеи в пределах Бирримского пояса Западной Африки, провинции Северной Альберты, кимберлиты Мерлин в Австралии и другие также расположены на фундаменте палеопротерозойских аккреционно-коллизионных поясов [5].

На УЩ к фрагментам палеопротерозойских орогенов, по-видимому, принадлежат Волинский и Кировоградский (Ингулецкий) блоки, характеризующиеся сходством геологического строения, а также примыкающая к Кировоградскому блоку Криворожская зона, которая, на мой взгляд, образует вместе с ним единый Ингулецко-Криворожский орогенический пояс.

Подвижный пояс в центральной части УЩ выделялся и ранее под названием Центрально-Украинского (А.В. Синицин), геосинклинальной системы Большого Кривого Рога (Г.И. Каляев), Кировоградского (В.М. Клочков и др.). Существенным отличием предлагаемого варианта от названных выше является то, что в его состав в качестве внешней включена Западно-Ингулецко-Криворожская мегазона (рис. 1).

Внешняя Западно-Ингулецко-Криворожская (Западно-Ингулецко-Криворожско-Кременчугская) мегазона охватывает две зоны из

общепринятых схем: восточную — Криворожская и западную — Западно-Ингулецкая.

Криворожская зона представляет собой одноименный асимметричный синклиорий, выполненный нижнепротерозойскими отложениями. В восточном пологом крыле синклиория эти отложения залегают трансгрессивно, с грубообломочными осадками и вулканитами в основании на архейских гранитоидах и зеленокаменных породах архея.

В строении постзеленокаменной части разреза Криворожской структуры принимают участие отложения трех породных комплексов (снизу вверх): метатерригенно-железистый (криворожская серия), карбонатно-углеродисто-метатерригенный (фрунзенская серия) и моласоидный метатерригенный (глееватская свита) [18].

Петрохимические особенности пород новокриворожской свиты, залегающей в основании криворожской серии, и характер их распространения, по мнению М.Н. Коржнева, "свидетельствуют об их формировании в условиях рифтогенного бассейна, тогда как накопление осадков скелеватской и саксаганской свит происходило в наложенных геосинклинальных прогибах в спокойной тектонической обстановке. На диаграммах М.Р. Бхатия метапесчаники скелеватской свиты криворожской серии располагаются вблизи поля песчаников пассивных окраин континентов. Их петрохимические особенности свидетельствуют об очень спокойной тектонической обстановке, способствующей длительному пребыванию осадочного материала в условиях выветривания и его хорошей сортировке. В отличие от них, метапесчаники гданцевской и глееватской свит, по соотношению породообразующих компонентов, соответствуют песчаникам активных континентальных окраин, что свидетельствует об активизации тектонического режима после накопления основной продуктивной железорудной толщи саксаганской свиты" [14].

Таким образом, в выполнении Криворожской зоны можно выделить литодинамические комплексы пассивной окраины в составе Криворожской, включая рифтогенный подкомплекс (новокриворожская свита). Развитие классической пассивной окраины начинается с рифтовой стадии, что определяет присутствие в ее строении двух этажей — рифтового и "чехольного". Коллизионный ли-

тодинамический комплекс представлен моласоидной глееватской серией. Литодинамическое значение фрунзенской серии не вполне ясно: отражает ли ее состав режим активной окраины западно-тихоокеанского или андийского типа либо Криворожская зона продолжала оставаться пассивной даже в то время, когда внутренняя часть пояса вступила в зрелую стадию развития с возникновением зон субдукции. Подобная обстановка, например, выдерживалась в мезозое на южной окраине океана Тетис, тогда как его северная окраина превратилась в активную. Возможно, также она отражает постепенный переход к общей коллизии, если рассматривать гданцевскую свиту (фрунзенскую серию) нижней молассой. Как бы то ни было, М.Н. Коржнев прав в своих выводах об активизации тектонического режима после накопления саксаганской свиты.

Криворожская зона характеризуется коллизионной структурой и представляет собой моноклираль, усложненную серией блоко-чешуй, складок высших порядков и разноранговых разрывных нарушений. При этом существенную роль в ней играют надвиги [23].

Западно-Ингулецкая зона расположена непосредственно к западу от Криворожской между крупными зонами разломов — Западно-Ингулецкой и Криворожско-Кременчугской. Выделение в пределах восточной части Ингульского (Кировоградского) блока образований верхнего архея, аналогичных зеленокаменному комплексу Среднего Приднепровья и конкской серии, а также результаты изотопных исследований, подтвердивших архейский возраст плагиогранитоидов Ингулецкого вала, приводят к выводу об идентичности фундамента Западно-Ингулецкой зоны и образований Среднеприднепровского кратона, о проведении его западной границы вдоль Западно-Ингулецкого разлома [24]. Важным является и то обстоятельство, что в Западно-Ингулецкой зоне сохранились метаморфизованные фрагменты пород криворожской серии [11].

Структурное единство рассматриваемых зон подтверждается и геофизическими исследованиями. По сейсмическим данным "буферная Западно-Ингулеcko-Криворожско-Кременчугская шовная зона" характеризуется повышенной расслоенностью земной коры [19].

Здесь уместно вспомнить построения Г.И. Каляева [11]: он также объединял эти зоны в одну структуру, считая Криворожский прогиб

внутренней зоной краевого прогиба, а Западно-Ингулецкую зону — внешней зоной этого прогиба. Соглашаясь в данном случае с принципами районирования, следует отметить, однако, что отнесению этой структуры к крайвым прогибам противоречат данные о ее возрасте и характере выполнения, далеком от моласс.

В свете приведенных данных, Западно-Ингулецкая зона может быть рассмотрена как поднятие фундамента внутри единой внешней зоны орогена, выдвинутое в процессе складчатости и надвигания на восток в сторону кратона. Вовлечение пород фундамента в надвиго- и покровообразование — обычная картина в строении внешних зон коллизионных поясов. Обе же рассматриваемые зоны будут входить как элементы в единую Западно-Ингулецко-Криворожскую мегазону Ингулецко-Криворожского орогена, служившую до коллизии его пассивной окраиной.

Внутренняя Ингулецкая мегазона соответствует Кировоградскому блоку (на принятых схемах). Наличие в палеопротерозое Западно-Ингулецко-Криворожской пассивной окраины уже само по себе предполагает существование палеоокеана к западу от нее. Независимо от этой интерпретации и несмотря на отсутствие прямых данных, например, офиолитов, многие исследователи приходили к такому выводу на основании обобщения имеющегося материала. Так, В.Н. Квасница с соавторами [12] сравнили в палеотектоническом отношении территорию к западу от Среднеприднепровского блока с современной областью развития окраинных морей и островных дуг, где в результате субдукционно-коллизионных событий в палеопротерозое был сформирован аккреционный ороген.

В настоящее время доминирует мнение о том, что в протерозойских структурах Кировоградского и Волынского блоков возможно присутствие ядер древней (архейской) стабилизации в качестве отдельных блоков II—III [8] или фрагментов архейского основания (Ингулецкая глыба и меньшие фрагменты) [27]. Вероятно, эти блоки представляют собой фрагменты древних микроконтинентов (типа упомянутого выше "кратона" Саск в Саскачеване) среди океанических и островодужных комплексов раннего протерозоя.

Признание палеогеодинамической аккреционно-коллизионной природы поясов, фраг-

ментами которых служат Кировоградский и Волынский блоки, позволяет сравнивать их с аналогичными поясами типа орогена в юго-восточной части США, содержащего алмазную кимберлитовую провинцию Колорадо-Вайоминг, и другими подобными протерозойскими поясами.

В этом плане заслуживает внимания предложенное А.А. Калашник сравнение Кировоградского блока и орогена Холлс Крик Западной Австралии, вмещающего месторождение лампроитов Аргайл, которое обеспечивает треть объема мировой продукции алмазов. Оно базируется в основном на исключительной, как пишет автор, близости возрастных характеристик главных тектоно-магматических циклов и пространственной сопряженности гидротермальных месторождений урана и щелочных магматитов калиевой специализации [10]. Представляется, что данное сравнение будет выглядеть более убедительно, если в своей первой части оно будет опираться не на геохронологию событий, что в данном случае не имеет принципиального значения, а на сходство строения и геодинамической эволюции этих поясов. Для этого рассмотрим кратко данные о геологии орогена Холлс Крик (рис. 4).

Палеопротерозойский орогенический пояс Холлс Крик в Западной Австралии расположен между архейскими кратонами Кимберли и Северо-Австралийским. Длительное время господствовала интракратонная энсиалическая модель развития пояса на утоненной архейской коре, однако впоследствии была предложена плитно-тектоническая модель, основанная на современных геолого-геофизических данных. Внутри орогена выделяются три параллельные зоны северо-северо-восточного направления, разделенные тектоническими нарушениями [29, 43].

Восточная зона сложена метаморфическими вулканогенно-осадочными отложениями группы Холлс Крик (1880—1845 млн лет), залегающими несогласно на вулканитах возрастом 1910 млн лет. Породы группы отлагались в условиях пассивной окраины Северо-Австралийского кратона, о чем в частности свидетельствуют результаты петрохимических исследований содержащихся в ней основных вулканитов Бискей. Переход этой пассивной окраины в активную завершился коллизией с Центральной зоной. Центральная зона сложена

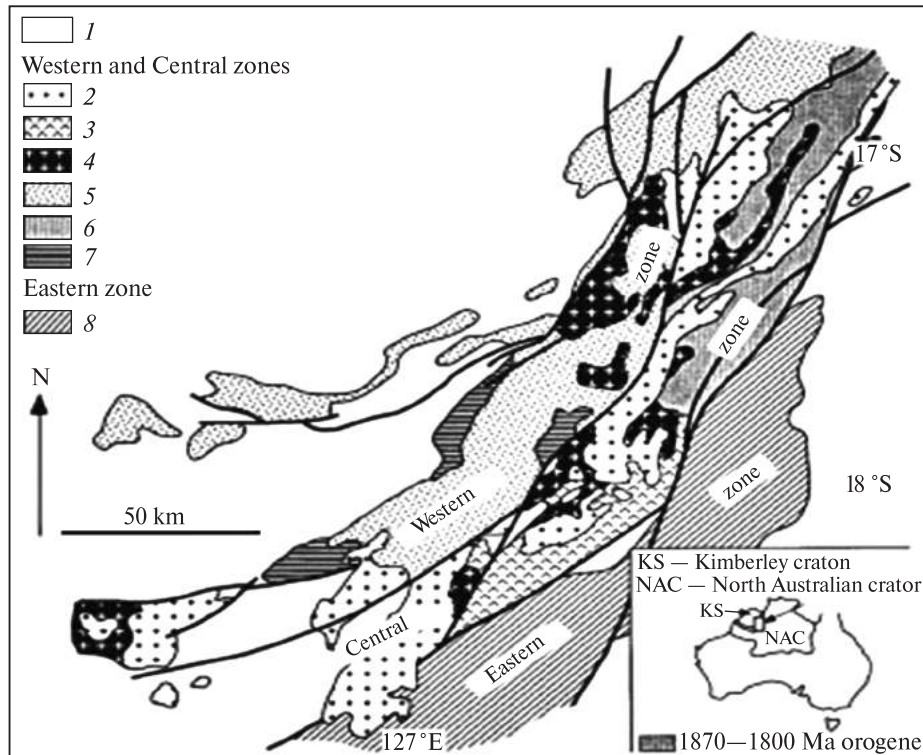


Рис. 4. Строение палеопротерозойского орогена Холлс Крик (по Бодоркос и др.): 1 — осадочные впадины (<1820 млн лет); *Западная и Центральная зоны*: 2 — граниты Салли Даунс (1835—1800 млн лет), 3 — формация Кунги Парк (1845 млн лет), 4 — основные интрузии (1860—1820 млн лет), 5 — граниты Папербек (1865—1850 млн лет), 6 — метаморфиты Тикалара (1865 млн лет), 7 — формация Марбу (1870 млн лет); *Восточная зона*: 8 — группа Холлс Крик и более древние породы (1915—1845 млн лет)

Fig. 4. Major Paleoproterozoic elements of the Halls Creek orogen (after Bodorkos et al.): 1 — younger sedimentary basins (<1820 Ma); *Western and Central zones*: 2 — Sally Downs granites (1835—1800 Ma), 3 — Koongle Park formation (1845 Ma), 4 — mafic intrusions (1860—1820 Ma), 5 — Paperbark granites (1865—1850 Ma), 6 — Tickalara metamorphics (1865 Ma), 7 — Marboo formation (1870 Ma); *Eastern zone*: 8 — Halls Creek group and older rocks (1915—1845 Ma)

на метавулканитами и метатурбидитами Тикалара, протолиты которых накапливались в островодужной обстановке в интервале 1865—1863 млн лет, о чем также свидетельствуют петрохимические данные. Западная зона выполнена осадочными породами и кислыми вулканитами, формировавшимися в рифте на краю кратона Кимберли в интервале 1870—1850 млн лет.

Палеопротерозойская эволюция орогена Холлс Крик объясняется аккрецией террейнов в интервале между 2500 и 1850, завершившаяся коллизией между кратоном Кимберли и Северо-Австралийским кратоном в течение орогении Холлс Крик (1835—1805 млн лет). В мезопротерозое образования северной части пояса Холлс Крик были перекрыты платформенными дельтовыми отложениями группы Керр Бойд. Их формирование совпало по времени (1200 млн лет) с интрузией лампроитов

Аргайл, внедрившихся в неконсолидированные осадки в 7 км западнее восточного края орогена, т. е. в его внешнюю Восточную зону.

Западно-Ингулецко-Криворожская мегазона, согласно приведенной выше интерпретации, может быть сравнима по строению и эволюции с Восточной зоной орогена Холлс Крик, а внутренняя Ингулецкая мегазона — с Центральной и Западной.

Таким образом, последние данные о геологии орогена Холлс Крик, несмотря на выявление некоторого несоответствия геохронологических данных с Кировоградским поясом, усиливают сходство их между собой в плане строения и эволюции за счет сравнения Восточной зоны пояса Холлс Крик с Западно-Ингулецко-Криворожской мегазоной и рассмотрения ее в качестве пассивной окраины. Важным аргументом в пользу такого сравнения остается близость пространственной со-

пряженности месторождений урана и щелочных магматитов калиевой специализации в этих поясах, отмеченная А.А. Калашник.

Сравнение палеопротерозойских орогенов УЩ с аналогичными структурами за его пределами, вмещающими промышленные месторождения алмазов, является благоприятным фактором для алмазопрогнозирования, что находит подтверждение в виде установленных перспективных районов и площадей на территории Волынского и Кировоградского мегаблоков [8].

Теоретическое обоснование присутствия алмазоносных кимберлитов за пределами архонов еще не создано в полной мере. Здесь важны данные Re-Os геохронологии, которые показывают, что процесс природного алмазобразования имел место не только в архее. Так, известны "эклогитовые" алмазы протерозойского возраста из кимберлитов трубки Премьер, меловых кимберлитов Орапа, Финч и др. Образование эклогитовых алмазов — это, по-видимому, результат тектоно-термальной переработки, затронувшей литосферу во время протерозойских эпизодов образования алмазов, в том числе и в процессе субдукции [34].

Приведенные данные об алмазоносных кимберлитах за пределами архейских кратонов расширяют количество тектонических факторов алмазоносности, выводя их за рамки классических схем. Учет этих данных благоприятно сказывается на оценке перспектив алмазоносности УЩ, опровергая мнение некоторых исследователей о том, что за пределами Среднеприднепровского блока можно рассчитывать на находки только некимберлитовых источников алмазов.

Геодинамическая модель. Оценка перспектив коренной алмазоносности любой территории в определенной степени зависит от принимаемой геодинамической модели формирования структуры первого ранга, в состав которой она входит. Применительно к УЩ важны представления об эволюции фундамента Восточно-Европейской платформы. Автор придерживается ранее опубликованной геодинамической модели, которая несколько отличается от распространенных взглядов на данную проблему [7]. Ключевым положением предлагаемой модели служит объединение разновозрастных образований ладожской серии Балтийского щита и воронцовской серии Во-

ронежского массива в состав единой пассивной окраины эпипаргейского Волго-Карельского кратона, граничащего с палеопротерозойским Свеко-Воронежским аккреционным орогеном. Внутренняя зона этого орогена включает свекофенниды Финляндии, Швеции, Белоруссии, Прибалтики и Сарматский макротеррейн, бывший микроконтинет, объединяющий Воронежский кристаллический массив и УЩ.

Данная геодинамическая модель предполагает "инородность" Украинско-Воронежского террейна по отношению к структуре Волго-Карельского кратона, что подтверждается различием в возрасте и строении гранит-зеленокаменных областей и гранулитовых поясов, складчатых систем палеопротерозоя и анортозит-рапакиви-гранитных формаций и т. д. В этом отношении напрашиваются аналогии скорее с Западной Австралией и Южной Африкой, чем с Балтийским щитом. В плане возможной коренной алмазоносности такое сравнение косвенно повышает перспективы УЩ.

Геолого-структурные факторы носят универсальный характер и хорошо описаны многими авторами. Среди них — пространственная сопряженность кимберлитового и траппового магматизма, приуроченность региональных кимберлитоконтролирующих зон к флангам авлакогенов, развитие осадочного чехла как возможный благоприятный фактор локализации и сохранения кимберлитов, структурный контроль крупных нарушений и линейментов. Эти важные факторы учитываются исследователями при алмазопрогнозировании на территории Украины и заслуживают отдельного самостоятельного рассмотрения.

Остановимся кратко лишь на одном критерии локализации алмазоносных кимберлитов, получившем в последние годы широкое распространение, во многом благодаря геологам Южной Африки [33, 45]. Речь идет о так называемых трансконтинентальных (транслитосферных) кимберлитовых коридорах — широких и весьма протяженных полосах определенного простирания, содержащих алмазоносные кимберлиты внутри кратонов и неалмазоносные кимберлиты и карбонатиты за их пределами. Структурный контроль размещения кимберлитов коридорами можно наблюдать на примере Южной Австралии, Северной Америки, Бразилии и других регионов. Наиболее интересны с точки зрения алмазопрогнози-

вания места пересечения кимберлитовых коридоров. Природа этих направлений и их ограничений не вполне ясна. Коридоры кимберлитов часто не совпадают с главными разломами, но могут быть параллельны им.

Некоторые кимберлитовые коридоры приурочены к продолжениям трансформных разломов (Ангола, Намибия, Западная Африка). Образование этих линеаментов южноафриканские геологи связывают с распадом мегаконтинента Гондвана, вызвавшим реорганизацию напряжений внутри Африканского континента и возникновение глубинных литосферных ослабленных зон. Эпизодически они становились зонами растяжений, обеспечивая подъем кимберлитовых флюидов.

Выводы. Рассмотрение тектонических факторов локализации алмазоносных кимберлитов показывает их сравнительно широкий спектр и необходимость использования в прогнозах.

Приуроченность к архейским кратонам ("правило Клиффорда") остается важным, но не единственным тектоническим фактором локализации коренной алмазоносности. Промышленные месторождения алмазов известны во внешних частях (древних пассивных окраинах) протерозойских и фанерозойских складчатых поясов, примыкающих к архейским кратонам, в коллизионных гранулит-гнейсовых архей-протерозойских поясах, в пределах палеопротерозойских аккреционно-коллизионных орогенов.

В докембрии УЩ в виде фрагментов представлены следующие палеотектонические элементы: Среднеприднепровский кратон, Приазовский и Западно-Украинский гранулит-гнейсовые пояса, Ингульско-Криворожский и Волынский орогены. Для них всех имеются мировые аналоги с присутствием в них крупных промышленных коренных алмазоносных источников. Таким образом, проведенный сравнительный палеотектонический анализ в сочетании с известными установленными фактами прямой алмазоносности подтверждает благоприятные научные предпосылки открытия источников коренных месторождений алмазов в пределах УЩ.

В процессе алмазопрогнозирования палеогеодинамические факторы контроля размещения алмазоносных кимберлитов и лампроитов должны дополняться геолого-структурными факторами, в числе которых все большее зна-

чение приобретают транслитосферные кимберлитовые коридоры.

Современная картина установленных проявлений алмазоносности на УЩ при всей своей огромной значимости во многом обусловлена разной изученностью отдельных его регионов и не отражает в полной мере реальный потенциал и перспективы, для раскрытия которых требуется проведение комплексных прогнозно-поисковых исследований, в том числе и на территориях, где к настоящему времени не обнаружены прямые признаки алмазоносности.

Автор выражает благодарность академику НАН Украины Н.П. Щербаку, доктору геол. наук В.Н. Кваснице, канд. геол.-минерал. наук С.Н. Цымбалу за содержательное обсуждение некоторых проблем геологии Украинского щита и его алмазоносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азаров Н.Я., Анциферов А.В., Шермет Е.М. и др. Геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны. — Киев : Наук. думка, 2005. — 190 с.
2. Алехин В.И. Проницаемость и неотектоническая активность разломов Приазовского блока Украинского щита в связи с оценкой их рудоносности // Науч. тр. Донец. гос. техн. ун-та. Сер. Горно-геол. — 2002. — Вып. 45. — С. 38—44.
3. Анциферов А.В., Шермет Е.М., Глевасский Е.Б. и др. Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита. — Донецк : Вебер, 2008. — 305 с.
4. Бобров А.Б., Кирилюк В.П., Гошовский С.В. и др. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита — европейский эталон. — Львов : ЗУКЦ, 2010. — 160 с.
5. Божко Н.А. Геотектонические факторы локализации алмазоносных кимберлитов в свете современных данных // Проблемы прогнозирования поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века : Сб. науч. тр. Воронеж. гос. ун-та. — Воронеж, 2003. — С. 360—365.
6. Божко Н.А. Беломорско-Лапландский пояс в ряду перманентно-мобильных гранулит-гнейсовых поясов Земли // Беломорский подвижный пояс и его аналоги : геология, геохронология, геодинамика, минералогия. — Петрозаводск, 2005. — С. 119—121.
7. Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А. Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы // Докл. Акад. наук. — 2002. — 386, № 5. — С. 651—655.
8. Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И. и др. Перспективы коренной алмазоносности Украины. — Львов : Центр Европы, 2006. — 200 с.
9. Глевасский Е.Б. Геодинамические критерии прогнозно-поисковой оценки алмазоносности Украин-

- ского щита и прилегающих территорий // Минерал. журн. — 1995. — 17, № 2. — С. 3—12.
10. *Калашиник А.А.* Влияние мантийных процессов на формирование гидротермальных месторождений урана Кировоградского рудного района Украинского щита // Наук. вісн. НГУ. — 2011. — № 1. — С. 10—18.
 11. *Каляев Г.И., Крутиховська З.О., Жуков В.Г. та ін.* Тектоніка Українського щита. — К. : Наук. думка, 1972. — 240 с.
 12. *Квасниця В.М., Глеваський Є.Б., Кривдік С.Г.* Палеотектонічні, петрологічні та мінералогічні критерії алмазності Українського щита // Мінерал. журн. — 2003. — 25, № 5/6. — С. 24—39.
 13. *Кирилюк В.П.* Основные черты тектоники и эволюции фундамента Украинского щита // Материалы XIV Междунар. конф. "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". — Петрозаводск, 2008. — Ч. 1. — С. 252—255.
 14. *Коржнев М.Н.* Геология и условия накопления толщ раннепротерозойских железорудных бассейнов : Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Киев, 1993.
 15. *Лесная И.М.* Геохронология чарнокитоидов Побужья. — Киев : Наук. думка, 1988. — 136 с.
 16. *Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Балаганский В.В. и др.* Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита // Докл. Акад. наук. — 2010. — 433, № 2. — С. 1—7.
 17. *Нечаев С.В.* Минерагеническая зональность центральной части Украинского щита и некоторые общегеологические следствия ее изучения // 36. наук. пр. УкрДГРІ. — 2012. — № 2. — С. 38—57.
 18. *Паранько И.С., Бобров А.Б.* Расчленение и корреляция постзеленокаменных метатерригенных комплексов Украинского щита : Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. "Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы" / УкрГГРИ. — Киев, 2010. — С. 172—175.
 19. *Пигулевский П.И.* Сейсмогеологическая модель строения земной коры центральной и восточной частей Украинского щита // Наук. вісн. НГУ. — 2010. — № 4. — С. 76—82.
 20. *Пилюгин С.М., Савко К.А., Новикова М.А.* Физико-химические условия метаморфизма железисто-кремнистой формации Приазовского блока Украинского щита // Вестн. ВГУ. Сер. Геол. — 2010. — № 1. — С. 121—134.
 21. *Самсонов А.В., Третьяченко В.В., Носова А.А. и др.* Разрез коры палеопротерозойского коллизионного орогена : данные по ксенолитам и ксенокристам из кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазносная провинция) // Проблемы плейт-плюм-тектоники в докембрии : Материалы III Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия / ИГГД РАН. — СПб., 2011. — С. 159—162.
 22. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника Докембрий. — М. : Недра, 1988. — 382 с.
 23. *Худур Дж.* Основные тектонические элементы Криворожской структуры и их роль в формировании залежей богатых железных руд // Геол.-мінерал. вісн. — 2005. — № 2. — С. 58—66.
 24. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М. и др.* Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой / Отв. ред. Н.П. Щербак. — Киев : Наук. думка, 2008. — 239 с.
 25. *Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибилова Е.В., Бойко В.Л.* Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. — 1984. — 37. — С. 73—83.
 26. *Щербак Н.П., Бибилова Е.В., Лобач-Жученко С.Б. и др.* Палеоархей Восточной части Украинского щита по данным U-Pb метода (3,6—3,2 млрд лет) // Мінерал. журн. — 2009. — 31, № 3. — С. 3—10.
 27. *Яценко Г.М., Бекеша С.Н., Гайовский О.В., Яценко И.Г.* Эпохи активизации, рудоносные структуры и формации лампроитового типа в архейских и протерозойских блоках Украинского щита. Ст. 2. Кировоградский блок // Мінер. ресурси України. — 2011. — № 2. — С. 25—29.
 28. *Barton J.M., Barnett Jr.W.P., Barton 3.-E.S. et al.* The geology of the area surrounding the Venetia kimberlite pipes, Limpopo Belt, South Africa : A complex interplay of nappe tectonics and granitoid magmatism // South. Afr. J. Geol. — 2003. — 106, No 2—3. — P. 109—128.
 29. *Bodorkos S., Sandiford M., Oliver N.H.S., Cawood P.A.* High-T, low-P metamorphism in the Paleoproterozoic Halls Creek Orogen, Northern Australia : the middle crust response to a mantle-related transient thermal pulse // J. Metamorphic Geol. — 2002. — 20. — P. 217—237.
 30. *Chinoda G., Matura N., Moyce W., Owen R.* Baseline Report on the Geology of the Limpopo Basin Area // A contribution to the Challenge Program on Water and Food Project 17 WaterNet. Working Paper 7. WaterNet, Harare. — 2009. — 44 p.
 31. *England P.C., Thompson A.B.* Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrol. — 1984. — 25. — P. 894—928.
 32. *Colorado Geological Survey // ROCKTALK.* — 1993. — 2, No 3.
 33. *Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G.* Tectonic setting of kimberlites // Lithos. — 2009. — 1125. — P. 155—165.
 34. *Mitchell R.N.* Kimberlites and Lamproites : Primary Sources of diamonds // Geosci. Can. — 1991. — 18, No 1. — P. 16.
 35. *Morris B.J., Townsend I.J.* Eureka kimberlite province — a diamondiferous dyke swarm // MESA J. — 2003. — 15. — P. 18—19.
 36. *O'Brien H., Lehtonen M., Spencer R., Birnie A.* Lithospheric mantle in Eastern Finland : a 250 km 3D Transect // 8th Intern. Kimberlite Conf. : Long Abstr. — 2003. — P. 1—4.
 37. *Robertshaw P.* Report on the Diamonds Exploration Potential of Five Properties in the Fort a la Corne area, Saskatchewan // On behalf of Fort a la Corne Diamond Fields Inc. — Oct. 28, 2002.

38. *Schmitz M.D., Bowring S.A.* The significance of U-Pb zircon ages from lower crustal xenoliths of the southwestern margin, Kaapvaal Craton, Southern Africa // *Chem. Geol.* — 2000. — **172**. — P. 59–76.
39. *Simandl G.J.* Diamond Potential in British Columbia, Canada // 8th Intern. Kimberlite Conf., Victoria, BC, Canada (22–27th, June, 2003) : Extended abstr., CD ROM. — 2003. — 6 p.
40. *Stiefenhofer J., Viljoen K.S., Marsh J.S.* Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths from the Letlhakane kimberlites, Botswana // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1997. — **127**, No 1–2. — P. 147–158.
41. *Tompkins L.A., Gonzaga G.M.* Diamonds in Brasil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brasil // *Econ. Geol.* — 1989. — **84**. — P. 591–602.
42. *Treloar P.J., Coward M.P., Harris N.B.W.* Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Zimbabwe Craton and Limpopo belt // *Precamb. Res.* — 1992. — **55**. — P. 571–587.
43. *Tyler J.M., Hocking R.M., Haines P.W.* Geological evolution of the Kimberley region of Western Australia // *Episodes.* — 2012. — No 1. — P. 298–306.
44. *Van Reenen D.D., Smit C.A.* The Limpopo metamorphic belt, South Africa : 1. Geological setting and relationship of the granulite complex with the Kaapvaal and Zimbabwe cratons // *Петрологія.* — 1996. — **4**, № 6. — С. 610–618.
45. *Vearncombe S., Vearncombe J.B.* Tectonic controls on kimberlite location, Southern Africa // *J. Struct. Geol.* — 2002. — **24**. — P. 1619–1625.

Поступила 12.03.2013

М.А. Божко

ГЕОТЕКТОНІЧНІ ЧИННИКИ ЛОКАЛІЗАЦІЇ КОРІННИХ ДЖЕРЕЛ АЛМАЗУ ТА ЇХ РОЛЬ В ОЦІНЦІ ПЕРСПЕКТИВ АЛМАЗОНОСНОСТІ УКРАЇНСЬКОГО ШИТА

У статті розглянуто палеогеодинамічні чинники локалізації корінних джерел алмазу в світлі порівняльного аналізу Українського щита з алмазонасними провінціями. Приуроченість до архейських кратонів ("правило Кліффорда") залишається важливим, але не єдиним тектонічним критерієм оцінки перспектив корінної алмазонасності. Промислові родовища алмазів відомі за межами архейських кратонів: в архей-

сько-протерозойських грануліт-гнейсових колізійних поясах, у зовнішніх зонах складчастих поясів, що межують з кратонами, і у палеопротерозойських акреційно-колізійних орогенах. Ці структури разом з архейським кратоном у вигляді фрагментів наявні в докембрії Українського щита. Для них всіх відомі палеотектонічні світові аналоги зі значними промисловими корінними алмазонасними джерелами. Проведений аналіз та описані факти прямої алмазонасності підтверджують сприятливі теоретичні передумови відкриття джерел корінних родовищ алмазів у межах Українського щита.

N.A. Bozhko

GEOTECTONIC FACTORS OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF PRIMARY SOURCES OF DIAMONDS IN THE LIGHT OF PROSPECTS OF DIAMOND DEPOSITS IN THE UKRAINIAN SHIELD

Geotectonic control of primary sources of diamonds is reviewed. It includes localization within the ancient cratons, off-cratonic diamondiferous kimberlites and lamproites paleotectonic environments. It has long been recognized that diamondiferous kimberlites are located in the ancient Archean cratons ("Clifford rule"). The cratons are underlain by deep-reaching mantle keels or roots which are significantly cooler than the mantle at similar depth. So the graphite-diamond transition is raised, creating a diamond stable window. However, diamondiferous lamproites and kimberlites which intrude Proterozoic terranes have been discovered as well. There are the following tectonic environments of manifestation of such off-craton kimberlites magmatism: epicratonic, essentially ensialic zones of orogenic belts. Generally they correspond to ancient passive margins of the belts; high-grade metamorphic granulite-gneiss belts formed as a result of continental collisions; accretionary-collisional orogenic belts. The following crustal tectonic units can be distinguished in the Precambrian of the Ukrainian Shield. These are the Middle Dnieper Archean craton; Peri-Azovian and West-Ukrainian Archean-Paleoproterozoic granulite-gneiss belts; Ingul-Krivoy Rog and Volyn Paleoproterozoic orogens. There are tectonically similar domains to these units in other parts of the World which contain well known commercial diamond deposits. Together with the known discoveries of diamonds this confirms the most promising prospects of diamond deposits in the Ukrainian Shield.