

В. Н. Кожевников

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КРАТОНЫ: ГЛОБАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ, К ПЕРСПЕКТИВАМ АЛМАЗОНОСНОСТИ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА*

Введение

Кратоны представляют крупные сегменты архейской или протерозойской континентальной земной коры, длительное время сохраняющие стабильность и испытывавшие тектоническую переработку преимущественно в окраинных областях. Раннедокембрийские кратоны слагают как щиты, так и фундамент платформ (рис. 1).

Приоритетное место, которое в проблеме ранней истории Земли занимают кратоны, определяется тем, что именно в них выделены древнейшие структурные единицы, несущие информацию о происхождении литосферы, о механизмах континентального горообразования, о составе мантии и ТР-условиях в ней, о палеогеографических и палеоклиматических условиях, о составе древней атмосферы и гидросферы, о происхождении жизни на Земле. С кратонами связаны крупнейшие месторождения алмазов, благородных, цветных и черных металлов, редких элементов и других полезных ископаемых.

В ходе предыдущих исследований автором с коллегами была обобщена информация по:

1) *архейским гранит-зеленокаменным областям ряда кратонов Земли*. Было показано, что наибольшее сходство Карельский кратон имеет с кратонами Лавразии, особенно с субпровинциями Сачиго-Беренс-Учи на северо-западе кратона Сьюпириор (Кожевников и др., 1998; Кожевников, 2000);

2) *золотоносности архея*, позволившая определить систему приоритетов для главных рудоконтролирующих факторов и типизировать обстановки золотогенеза (Кожевников и др., 1998);

3) *архейской и новейшей геодинамике*. Для архея Карельского кратона была продемонстрирована пра-

вомерность использования принципов террейнового анализа – основы разработанной аккреционно-коллизивной модели зеленокаменных поясов (ЗКП) (Кожевников, 2000). Был выделен комплекс признаков пологой субдукции и показана ее возможная роль как геодинамического фактора, ответственного за локальные факторы контроля золоторудных процессов и за ограничения, накладываемые на рудный потенциал архейских ЗКП (Кожевников, 2003);

4) *глобальным закономерностям распределения в пространстве и во времени термальных аномалий в коре и мантии в раннем докембрии*. Было показано, что существует разноранговая дискретность проявления мантийно-коровых термальных аномалий (Кожевников, Светов, 2001), обуславливающая цикличность в развитии геодинамических систем, близкую к цикличности Уилсона-Бертрана-Штилле в фанерозойской геологии (Кожевников, 2003);

5) *связи с подобными геодинамическими циклами рудогенных процессов*. Установлено, что с началом короткопериодичных циклов и плюмовым магматизмом связаны Cu-Ni±(PGE,Cr)-руды, а с завершающей аккреционно-коллизивной орогенцией – Au±(Ag, Mo, PGE)-руды (Кожевников, 2003).

За прошедшие 5–10 лет были получены и опубликованы как по Карельскому, так и по другим раннедокембрийским регионам новые данные по их хронологии, по режимам коматиитового и кимберлитового магматизма и связанных с ними Cu-Ni рудообразования и алмазоносности. Настоящая статья посвящена рассмотрению этих новых данных и представлений. Акцент сделан на некоторые общие закономерности строения и развития архейских кратонов Земли, на положение Карельского кратона в глобальной системе раннего докембрия, на пространственно-временные соотношения в системе «коматииты – Cu-Ni руды – алмазы» и как следствие – на оценку перспектив алмазоносности Карельского региона.

Карельский кратон в глобальной системе раннего докембрия Земли

Одна из последних схем строения и развития континентов (Bleeker, 2003) рассматривает формирова-

* Финансовая поддержка исследования осуществлялась в рамках плановых тем НИР ИГ КарНЦ РАН «Архейские кратоны Земли: строение, происхождение, эволюция, рудогенез» и «Раннедокембрийская геодинамика юго-восточной части Фенноскандинавского щита: геологический, геохимический, геохронологический и палеонтологический аспекты», Программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», Приоритетной программы № 5 ОНЗ РАН (раздел «Архейские геодинамические циклы: типоморфные ассоциации, уточненные границы, новейшие аналоги, металлогенические следствия») и региональных грантов РФФИ «Север» № 02-05-97507 и 08-05-98815.

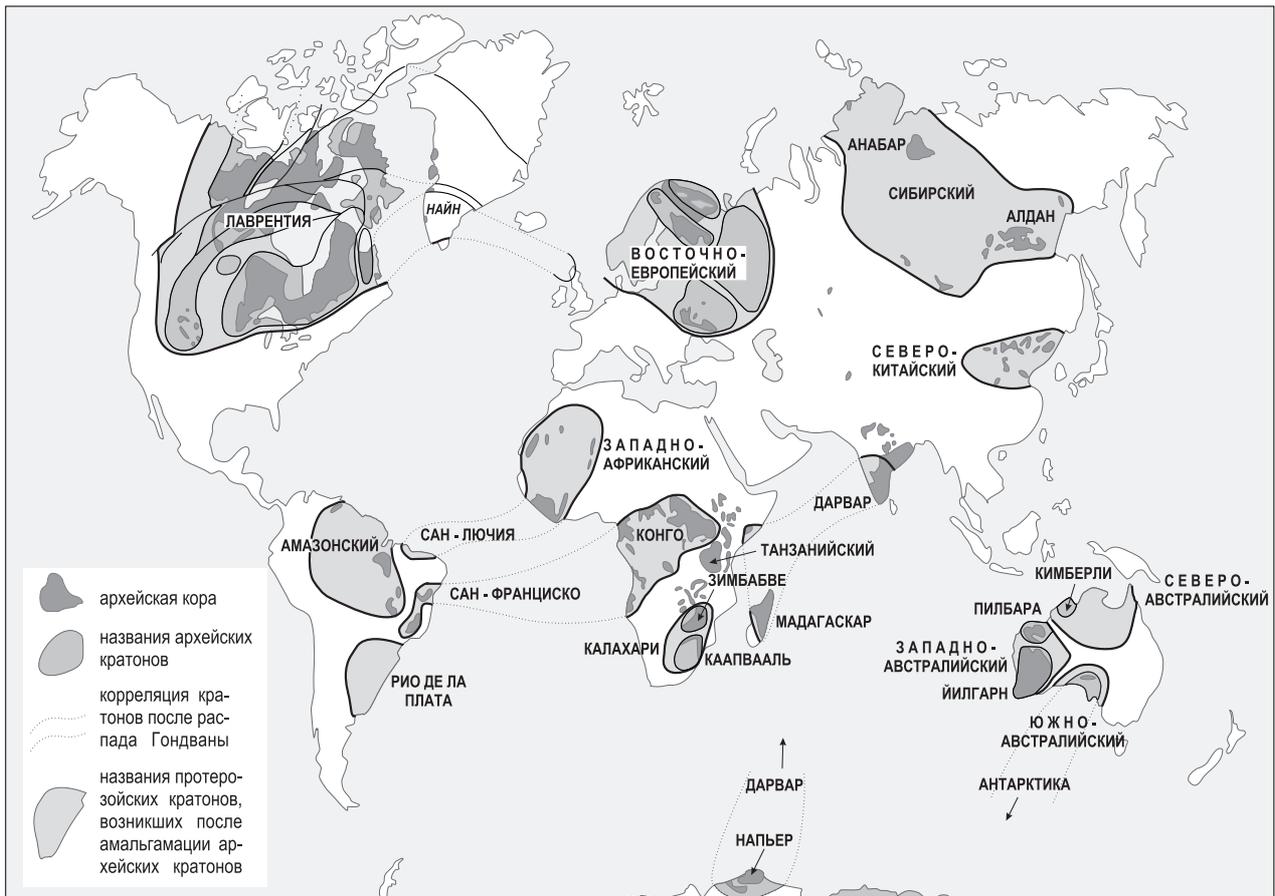


Рис. 1. Карельский регион в глобальной системе раннего докембрия (по: Bleeker, 2003)

ние архейских и протерозойских суперкратонов как результат амальгамации (слияния) древних архейских кратонов. Так, суперкратон Ваалбара, возникший в интервале 3,47–2,77 Ga, объединял архейские кратоны Каапвааль на юге Африки и Пилбара на севере Австралии. Суперкратон Сьюперия, кратонизация которого произошла в интервале 2,65–2,45 Ga, включал североамериканские кратоны Сьюпириор, Вайоминг, Рае, Хирн и, возможно, Карельский. Суперкратон Склавия, возникший в интервале 2,6–2,2 Ga, объединял кратоны Слэйв и Вайоминг в Северной Америке, Дарвар на юге Индии и Зимбабве в Южной Африке.

После раскола этих суперконтинентов и последующей конвергенции в интервале 2,0–1,8 Ga в результате амальгамации архейских кратонов Слэйв, Рае, Сьюпириор, Вайоминг и Найн возник палеопротерозойский суперкратон Лаврентия, занимавший обширную территорию Северной Америки и южную половину Гренландии. Подобным образом формировались палеопротерозойские суперкратоны Балтика (Восточно-Европейский), объединявший архейские Кольский и Карельский кратоны восточной части Фенноскандинавского щита, Украинский щит и Волго-Уральскую часть фундамента Восточно-Европейской платформы, и Сибирия, включающий Алданский и Анабарский щиты. Меньшие по размерам протерозойские кратоны

расположены в Австралии – Западно-Австралийский, включающий архейские кратоны Пилбара, Йилгарн, Кимберли и Гавлер, и в Африке – Западно-Африканский, Конго и Калахари. Последний состоит из архейских кратонов Зимбабве и Каапвааль и разделяющего их мобильного пояса Лимпопо.

Глобальными корреляциями устанавливается значительное сходство ряда докембрийских кратонов, расположенных на разных материках и разделенных океанами, что связано с распадом единого суперконтинента Пангеи. Такие связи установлены, например, для протерозойских суперкратонов Сан-Франциско в Южной Америке и Конго в Центральной Африке, Западно-Африканского и Сан-Лючия в Южной Америке, а также Мадагаскара, кратона Дарвар и, возможно, Напьерского комплекса в Антарктиде.

Составляющими единицами наиболее древних архейских кратонов являются: древние гнейсовые комплексы; гранит-зеленокаменные области; гранулитогнейсовые области; парасланцевые преобладающие осадочные пояса; интракратонные седиментогенные бассейны; реже мобильные пояса. На рис. 2 приведены схемы строения некоторых типичных архейских кратонов разного возраста. Так, в кратонах Зимбабве и Каапвааль, которые вместе с разделяющим их коллизионным гранулитовым поясом Лимпопо образуют кратон Калахари на юге Африки, древнейшие

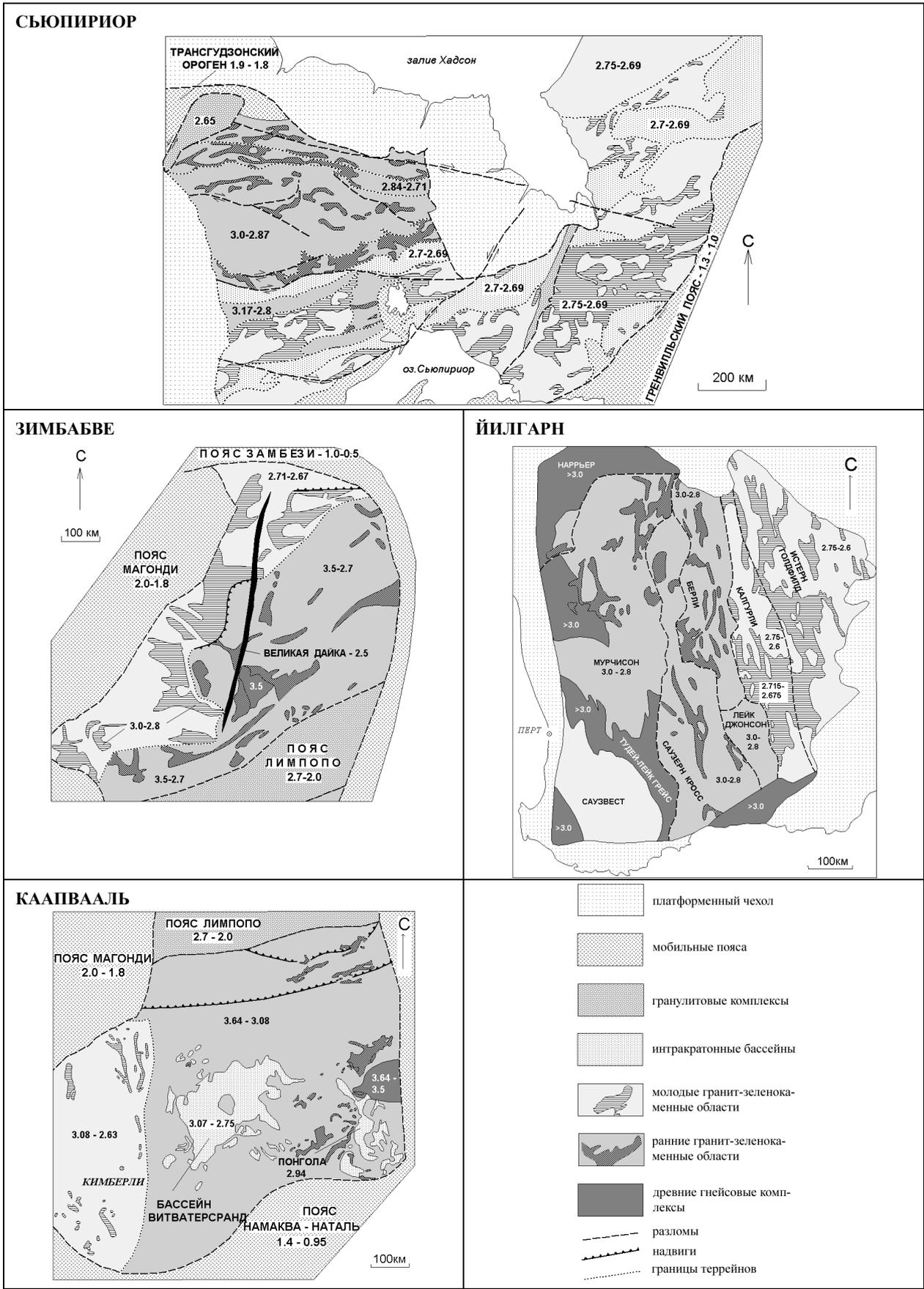


Рис. 2. Геологическое строение архейских кратонов Зимбабве, Каапвааль, Сьюпириор и Йилгарн (по данным из: Blenkinsop et al., 1997; Brandl, de Wit, 1997; Myers, Swager, 1997)

супракратальные породы представлены комплексами Свазиленд и Древним Гнейсовым Комплексом. Возраст этих древнейших ядер кратонов 3,7–3,6 Ga. В кратоне Йилгарн на западе Австралии древнекоровый материал имеет возраст 3,7–3,4 Ga, а кварциты и конгломераты палеопротерозойского возраста содержат детритовые цирконы хадейского (>3,85 Ga) возраста, максимальное значение которого на сегодняшний день инструментально определено в 4404 ± 8 Ma (Wilde et al., 2001). В крупнейшем на Земле архейском кратоне Сьюпириор возраст древнейших супракратальных пород из ЗКП Порпойс Коув определен в 3831–3801 Ma, а возраст древнейших ТТГ-гранитоидов – около 3,6 Ga. В то же время ксеногенные и детритовые цирконы указывают на источник с возрастом до 3,9 Ga.

В строении этих и большинства архейских кратонов выделяются крупные области развития двух разновозрастных – древней и молодой – гранит-зеленокаменных ассоциаций. Так, в кратонах Слэйв и Сьюпириор, Дарвар, Западно-Африканском и Йилгарн западные области оказываются древнее, чем восточные, а в кратонах Пилбара, Каапвааль и Зимбабве такая полярность имеет противоположный знак. Из крупных архейских кратонов такое двучленное деление не наблюдается в Гренландии, Амазонском и Танзанийском кратонах (Nutman, 1997; Tassanari, 1997; Borg, Shackleton, 1997).

Несинхронное геологическое развитие всей территории кратонов свидетельствует об их аккреционной природе. При этом аккреция может происходить как присоединением молодых террейнов к древним континентальным ядрам, как это имело место, например, при формировании Карельского кратона (Лобач-Жученко и др., 1997), так и наоборот, когда более древний террейн оказывался надвинут на более молодой. Подобная ситуация описана в восточной части кратона Йилгарн, где террейн Наррьер, возраст которого 3,73 Ga, на рубеже 2,8 Ga был надвинут на террейн Юанми с возрастом менее 3,4 Ga. Эта аккреция произошла позднее 2,8 Ga и может документироваться внедрением на рубеже 2,75 Ga высокоглиноземистых ТТГ-пород (Nelson, 1998).

Особенно контрастно специфика геологического строения и развития кратонов вырисовывается на диаграммах «событие – возраст», построенных по результатам обобщения литературных данных (рис. 3). Временная шкала охватывает интервал 4,5–1,6 Ga, т. е. хадей – конец палеопротерозоя. В качестве «событий» выступают пять групп геологических процессов, включающих формирование в каждом из кратонов:

1 – гранитоидного фундамента/инфракомплекса (он может отсутствовать, как, например, на востоке Сьюпириора и Зимбабве) и толщ вулканитов разной сериальности;

2 – осадочных толщ разной природы (синвулканические турбидиты, глубоководные осадки, терригенные грубообломочные и зрелые породы, отложения пулл-апарт и интракратонных бассейнов). Здесь

же на шкалу «время» вынесены результаты изучения детритовых цирконов из кварцитов и конгломератов;

3 – магматических комплексов (гранитоиды разного типа, щелочные породы, расслоенные интрузии и дайковые рои, санукитоиды и др.). В этом же столбце вынесены результаты изучения ксеногенных захваченных цирконов;

4 – структур и метаморфических ассоциаций разного динамо-кинематического (сжатие, растяжение, транспрессия, транстенсия) и фациального (зеленосланцевый-амфиболитовый и гранулитовый) типов. Для гранулитового метаморфизма в отдельных случаях показана длительность остывания, с которым связана генерация флюидов в средних сечениях земной коры;

5 – рудных месторождений (золоторудные, медно-никелевые ± платиноиды, полиметаллические, молибденовые порфиоровые, хромовые с платиноидами и алмазы). Последние приведены для кратона Сьюпириор, где в поясе Мичипикотен алмазоносные лампрофиры известково-щелочной серии имеют возраст 2,7–2,67 Ga (Lefebvre et al., 2005), для западной части кратона Каапвааль, где есть кимберлитовая трубка с возрастом 1,7 Ga, и для Карельского кратона, где обнаружены алмазоносные кимберлиты, по данным Sm-Nd метода имеющие возраст 1764 ± 125 Ma (Mahotkin, 1999). То есть вынесены те алмазоносные объекты, которые имеют архей-палеопротерозойский возраст.

Особое внимание в этих таблицах уделено представлению новой информации по поясу Абитибиды – одному из крупнейших горнорудных районов с огромными запасами золота, никеля, полиметаллов и других руд (рис. 3, врезка). Те изменения, которые произошли в представлениях о строении и развитии этого пояса, столь значительны и разительны, что им был посвящен специальный номер журнала *Precambrian Research* (v. 115, n. 1–4, 2002). Самым важным является пересмотр канадскими геологами представлений об этом поясе как об энзиматической структуре, сформированной при латеральной аккреции 48-ми стратотектонических ассоциаций в сугубо океанической обстановке.

В результате комплексного изучения, в котором важнейшую роль сыграло прецизионное датирование ксеногенных и детритовых цирконов на ионном микроанализаторе SHRIMP, произошло объединение большинства ранее выделяемых стратотектонических ассоциаций в семь вулканогенных, охватывающих интервал 2750–2698 Ma, и две осадочные ассоциации, отложившиеся в интервале 2696–2675 Ma. Наиболее ранняя вулканогенная ассоциация Пакаууд, представленная толеитовыми базальтами и коматититами с небольшим объемом известково-щелочных средне-кислых вулканитов, содержит только собственные цирконы, по которым ее возраст определяется интервалом 2750–2735 Ma. В вулканитах каждой из шести последующих ассоциаций канадским ученым удалось обнаружить цирконы, захваченные из

пород предшествующих вулканических импульсов, что является убедительным доказательством автохтонной природы пояса, главным механизмом формирования которого была вертикальная аккреция. Обилие в разрезе пояса Абитибидекоматитов, базальтов разной сериальности, а также известково-щелочных андезитов является свидетельством того, что геодинамические обстановки вулканизма на разных стадиях отвечали энсиматическому бассейну и сложно эволюционировавшей системе взаимодействия энсиматических дуг и плюма (Wyman et al., 2002).

Завершающий седиментогенез, когда отложились осадки сначала комплекса поркьюпайн (2696–2690 Ma), а затем тимискаминг (2685–2675 Ma), происходил уже в обстановке континентальной дуги типа Италии. Об этом свидетельствуют более древние, чем начало вулканизма (2750 Ma) в поясе, датировки детритовых цирконов и в комплексе поркьюпайн (до 2825 Ma), и в осадках тимискаминг (до 3017 Ma). Обстановка энсиалической дуги, в которой происходило отложение этих осадков, объясняет обилие щелочных вулкаников в разрезе тимискаминга – продуктов плавления метасоматизированного мантийного клина (Auer et al., 2002). Последнее и является, скорее всего, причиной столь высокой продуктивности пояса Абитибидекоматитов на золото.

Ранее проведенный анализ золотоносных регионов в докембрийских кратонах (Кожевников и др., 1998) позволил сформулировать ряд факторов контроля золотого оруденения, в котором наиболее универсальную роль играют массивы так называемых «внутренних гранитоидов» – пород широкого спектра составов и природы (Feng et al., 1993), вокруг которых образуются ореолы структурно-метаморфической и гидротермально-метасоматической переработки вмещающих зеленокаменных пород. С этими ореолами в большинстве случаев связано золотое оруденение. Проведенные позднее исследования таких массивов, в том числе в Карельском кратоне (Lobach-Zhuchenko et al., 2005), показали, что многие из таких массивов относятся к санукитоидам. С учетом того, что эти породы представляют собой продукты плавления метасоматизированного мантийного клина, возможная их роль как индикаторов золотого оруденения в Карельском кратоне возрастает.

В ходе сравнительного анализа выявились черты сходства Карельского кратона с западной частью кратона Сьюпириор. При этом важную роль в таких корреляциях сыграли те геологические процессы, связанные с магматизмом, структурообразованием, метаморфизмом и седиментогенезом, которые объединяются понятием орогенения. Поэтому на возрастных шкалах диаграмм показаны интервалы наиболее интенсивных орогенических процессов, в ходе которых происходило увеличение мощности и латеральное укорочение континентальной коры, связанное с конвергенцией, отложение орогенных синкинематических грубообломочных осадков, таких как флиш или моласса, синорогенный магматизм.

Разновозрастные орогении непосредственно предшествовали кратонизации континентальной земной коры и формированию докембрийских кратонов. Так, в разных частях Канадского щита выделено несколько раннедокембрийских орогений: ванипигованская с возрастом 2,87–2,85 Ga и учинская – 2,74 Ga, проявленные на северо-западе кратона Сьюпириор; кеноранская – 2,72–2,66 Ga, реконструированная на всей территории этого кратона и завершившая его архейскую историю; блезердианская с возрастом 2,2 Ga, проявившаяся в смятии пород супергруппы Гурон южнее оз. Верхнего; трансгудзонская – 1,9–1,8 Ga, обусловившая формирование орогена, разделившего кратоны Сьюпириор и Хирн; пеникианская – 1,86–1,835 Ga, связанная с коллизией типа «континент – дуга» на юге оз. Сьюпириор, во время которой произошли аккреция ювенильной коры к южной окраине кратона Сьюпириор и деформация супергруппы Гурон (Geology of Ontario, 1991, 1992).

В Карельском кратоне докембрийское корообразование происходило при аккреции и коллизии во время доробольской – 3,0–2,9 Ga, раннеробольской – 2,87–2,85 Ga, робольской – 2,72–2,65 Ga и свекофеннской – 1,92–1,85 Ga орогений. Три последние орогении хорошо коррелируются с ванипигованской, кеноранской и трансгудзонской орогениями кратона Сьюпириор (Кожевников и др., 1998). Событие с возрастом около 2,5 Ga фиксируется формированием сумийских расслоенных интрузий и роев мафитовых даек в Карелии и расслоенного комплекса Ист Булл Лэйк и дайкового комплекса Маттачеван в Сьюпириоре (Vogel et al., 1998). В то же время в Карельском кратоне близкие по времени орогенные процессы обуславливают кислый магматизм и отложение сумийских молассоидных осадков.

В раннедокембрийской истории кратона Йилгарн наряду с архейскими значительную роль играли протерозойские орогении: слайфордская – 2,45 Ga, гленбургская – 2,0 Ga, каприкорнская – 1,8 Ga и кимбанская – 1,7 Ga (Myers, Swager, 1997). В южноамериканских кратонах Амазонском и Сан-Франциско конвергенция и континентальное корообразование было связано с Гуриенс – 2,85–2,7 Ga, трансамазонской – 2,15–1,95 Ga и Эспинхачо – 1,7 Ga орогениями (Vaars, 1997; Tassanari, 1997). На Западно-Африканском щите выделена эбурнейская орогения с возрастом 2,19–2,05 Ga (Attah, Ekwueme, 1997), аналогичная трансамазонской орогении в палеопротерозое Южной Америки.

В последнее десятилетие значительная роль в глобальных корреляциях отводится коматитовому магматизму как индикатору плюмовых процессов и корово-мантийного взаимодействия в архее. Кроме того, с коматитами связаны Cu-Ni (\pm PGE и Au) руды камбалдинского типа, в генезисе которых вскрываются все более тонкие нюансы, что привлекает к ним внимание исследователей и с прагматической точки зрения. В ходе анализа литературы по алмазности архейских кратонов вырисовывалась глобаль-

ная и региональная несовместимость в пространстве площадей развития алмазоносных пород и Cu-Ni руд камбалдинского типа. Поэтому некоторые глобальные корреляции с использованием коматиитов, которые были сделаны для кратонов Сьюпириор, Йилгарн, Пилбара и Каапвааль (Nelson, 1998), будут рассмотрены в контексте этого вопроса ниже.

Интракратонные пояса с никелевыми рудами камбалдинского типа и алмазоносные провинции

Совместное рассмотрение соотношений никеленосных архейских ЗКП и алмазоносных провинций в рамках проблемы архейских кратонов обусловлено рядом обстоятельств. Во-первых, их связывает то, что алмазы и сульфидные никелевые руды являются результатом мантийного плавления, происходившего исключительно под этими раннедокембрийскими структурами. Во-вторых, проведенный ранее глобальный анализ глубинных режимов выплавления коматиитов с целью оценки перспектив архея Карелии на обнаружение Cu-Ni руд камбалдинского типа позволил выявить некоторые специфические черты региона, отличающие его от других кратонов. Так, удалось показать, что термальный пик в архейской мантии Карельского кратона на 300 Ма опередил глобальный пик на рубеже 2,7 Ga, документируемый проявлением в ряде докембрийских кратонов предельно высокотемпературных расплавов, с которыми и связаны Cu-Ni руды камбалдинского типа. Это не позволило дать оптимистичную оценку архейским ЗКП Карелии на данный тип оруденения (Кожевников, Светов, 2001). В-третьих, уже при обсуждении проблем никеленосности был затронут вопрос об алмазах, поскольку к концу прошлого века проявился особый интерес к термальной истории мантии, подогреваемый тем, что в молодых кимберлитах разных регионов Земли были обнаружены алмазы архейского (до 3,4 Ga) возраста (Richardson et al., 1984, 1993). Термобарометрия сосуществующих в них силикатов-узников свидетельствует о небольших (140–210 км) глубинах и температурах (900–1200 °C) кристаллизации всей ассоциации (Ваганов, 2000). Реконструируемые по этим данным архейские геотермы и тепловые потоки оказались практически аналогичными тем, которые установлены в архейских кратонах в настоящее время (Pollack, 1997). Такие факты заставляют исследователей существенно корректировать представления о времени и геодинамических обстановках, в которых формировались как сами алмазы, так и вмещающие их мантийные породы.

На сегодня существует обширнейшая литература по происхождению алмазов, режимам мантийного магмогенеза, природе и глубинному строению корней или килей архейских кратонов, уходящих глубоко в мантию. Такой интерес проявляется в связи как с решением фундаментальных проблем геологии, так и с поисками этого наиболее ценного ювелирного и технического минерала. Чтобы подойти к общей оценке перспектив алмазоносности Карелии был

проведен совместный анализ литературных данных по глобальным и региональным характеристикам алмазоносных и никеленосных провинций. Ниже приводится сжатое описание некоторых результатов этого анализа.

Глобальный и региональный анализ алмазоносных и никеленосных провинций

Наиболее общие различия между алмазоносными провинциями и никеленосными регионами камбалдинского типа проявляются в том, что они находятся либо в разных кратонах, либо в разных частях крупных кратонов типа Сьюпириор или Калахари (рис. 4). Возможно, это связано со спецификой коматиитового магматизма камбалдинского типа, который в наиболее мощном виде проявлен в Восточном Голдфилде – локалитетическом регионе на востоке кратона Йилгарн, где он был впервые описан. В кратонах Зимбабве, Сьюпириор и Сан-Франциско этот тип архейского рудогенеза проявлен менее интенсивно. В остальных кратонах сколько-нибудь значительных проявлений сингенетических руд, связанных с коматиитами, не известно. Таким образом, продуктивный коматиитовый магматизм в глобальном масштабе оказывается достаточно локализованным.

В то же время динамика работ, связанных с поисками алмазов, оказалась столь интенсивной и эффективной, что в последние 10–20 лет кимберлитовые трубки и лампроиты, в том числе алмазоносные, открыты практически на всех платформах и щитах – в Китае, Канаде, Австралии, Фенноскандии и других регионах. Достаточно отметить, что только в кратоне Слэйв с 1991 по 2003 г. было открыто свыше 350 подобных объектов (Armstrong, 2003). Более 450 тел кимберлитов, лампроитов и лампрофиров с возрастом от 2050 до 20 Ма, из которых четверть несет признаки наличия алмазов, открыты на севере Австралии в кратоне Кимберли и его окружении (Jaques, Milligan, 2004). Кроме того, выявились совершенно новые, нетрадиционные типы алмазоносных пород – коматииты, известково-щелочные лампрофиры, базальты, минетты и другие, что значительно расширило представления об условиях существования алмазов.

Проявившийся в глобальном масштабе антагонизм в распределении никеленосных и алмазоносных провинций заставил обратиться к более детальному анализу соотношений в системе «коматииты – Cu-Ni руды – кимберлиты – алмазы» в пределах отдельных архейских кратонов, которые представлены в таблице.

Жирным текстом выделены регионы, где широко проявлены алмазоносные породы. Такие характеристики, как площадь и мощность коры, не являются определяющими в алмазоносности территории, которая, скорее, связана с мощностью субконтинентальной литосферы, что хорошо проявлено в канадских кратонах и в Каапваале.

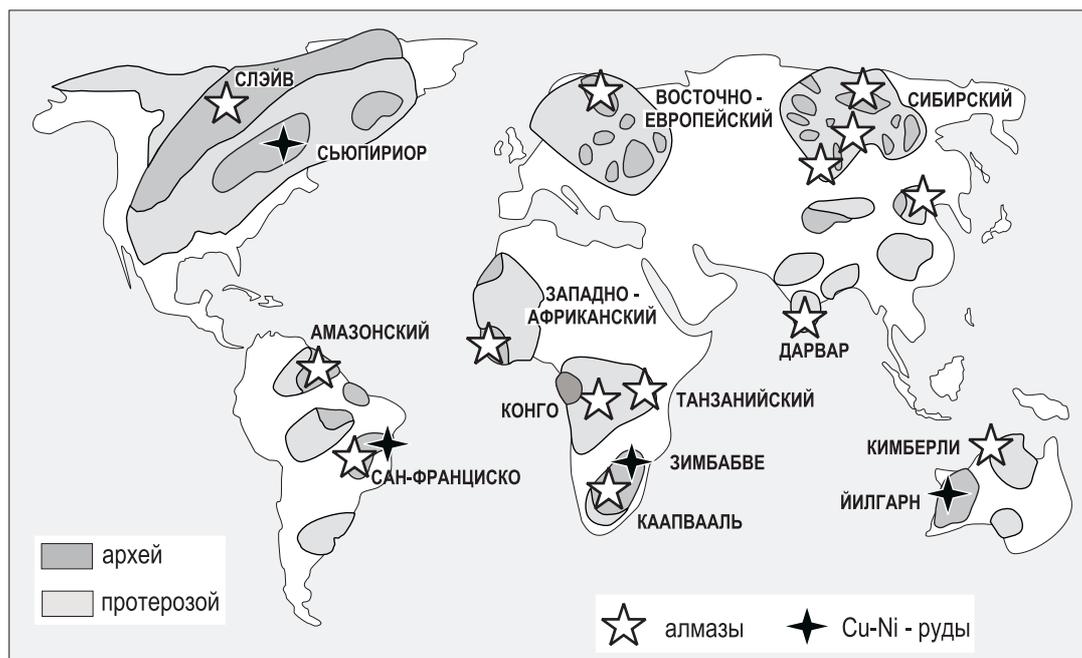


Рис. 4. Глобальное распределение алмазоносных кимберлитовых и лампроитовых провинций и никеленосных регионов камбаддинского типа (по: King, 2005, с дополнением)

Некоторые характеристики кратонов, наличие или отсутствие в них коматиитов, кимберлитов и алмазов

Название	Домены	Площадь, млн км ²	Мощность коры, км	Мощность литосферы, км	Наличие коматиитов	Наличие кимберлитов	Наличие алмазов
КАРЕЛЬСКИЙ		0,32	39–56	130–230	+ (алл)	+	+
СЛЭЙВ		0,19	34–38	350	–	++	+++
СЬЮПИРИОР	ЗАПАД	1,57	30–40	400	+	–	–
	ЦЕНТР				+2,89 Ga	– (ИЩ-вулканиты – 2,67 Ga)	+++
	ВОСТОК				+++	+	–
ТАНЗАНИЙСКИЙ		0,5	40–42	100–200	–	+++	+++
ЗАПАДНО-АФРИКАНСКИЙ	ЗАПАД	4,5	40	240	+++	–	–
	ВОСТОК				–	++	+++
КААПВААЛЬ	ЗАПАД	1,2	37–40	220–350	–	+++	+++
	ВОСТОК				++ (алл)	+	+++
ЗИМБАБВЕ		0,27	40	н.д.	+++	–	–
ЙИЛГАРН		10	38–40	210	+++	–	–
ПИЛБАРА	ЗАПАД	0,06	28–33	220	++	–	–
	ВОСТОК				++	–	–

Примечание. Таблица составлена на основе данных из: Greenstone Belts, 1997 с дополнением. Алл – аллохтонные мафические толщи с коматиитами, представляющие фрагменты офиолитоидов; количество крестиков отражает масштабы проявления алмазов и ультраосновных пород, прочерк – их отсутствие (необнаружение).

Наиболее контрастно региональный антагонизм коматиитового (в том числе продуктивного) магматизма и алмазоносности проявился в Слэйве, Йилгарне и Танзанийском кратоне. В архейской истории Танзанийского кратона и Слэйва коматиитовый магматизм не проявлен вообще, зато для них характерно обилие кимберлитов, лампроитов и лампрофиров при высоком проценте алмазоносных пород (Borg, Shackleton, 1997; King, Helmstaedt, 1997). Полярную позицию занимают Йилгарн, Зимбабве и восточная часть Сьюпириора – Абитиби, где в архейских ЗКП велик объем коматиитов, несущих Cu-Ni-руды. В

этих регионах есть проявления кимберлитов, но все они не алмазоносны. Выявленные в последние годы в поясе Абитиби проявления алмазов связаны с дайками известково-щелочных лампрофиров, минетт и других пород, сходных с теми, которые описаны в ЗКП Мичипикотен в субпровинции Вава в центральной части кратона Сьюпириор, возраст которых 2,7–2,67 Ga и которые представляют совершенно новый тип алмазоносных комплексов.

Особый интерес представляет кратон Каапвааль, в котором кимберлитовый магматизм проявлен очень мощно по региону и был растянут во времени

почти на 2 Ga (рис. 5). В то же время в нем также широко проявлен коматиитовый магматизм в ЗКП Барбертон (3,5 Ga) и в бассейне Витватерсранд (формация Вентерсдорп с возрастом 2715 Ma). Несмотря на молодой возраст последнего, никелевое оруденение с ним не связано. Некоторые моменты, связанные с алмазносностью этого кратона, важны при оценке территории Карелии:

- кимберлитовые поля в большей мере развиты в позднеархейской западной части кратона, где коматиитовый вулканизм проявлен слабо;

- в раннеархейской восточной части кратона мощные толщи коматиитов изливались в океанической обстановке и представляют аллохтоны (карельские коматииты в большинстве своем имеют энсиматическую природу и входят в состав разрезов аллохтонных стратотектонических ассоциаций);

- заметная часть алмазносных кимберлитовых кластеров находится в пределах мобильных поясов с возрастом 2,7–2,0 Ga (Лимпопо), 2,0–1,8 Ga (Магон-

ди) и 1,4–0,95 Ga (Намаква-Наталь). Это свидетельствует, во-первых, о существовании под этими разновозрастными орогеническими поясами единой с кратоном Каапвааль субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) и, во-вторых, о том, что формирование подобных тектонически активных структур не накладывает ограничение на появление алмазносных кимберлитов.

Последнее положение находит подтверждение и на территории расположенного на северо-западе Австралии кратона Кимберли (рис. 5, б), где из трех кимберлитовых и лампроитовых полей два наиболее крупных захватывают площади палеопротерозойских орогенических поясов, обрамляющих в настоящее время захороненный под бассейновыми осадками архей (3270–2680 Ma) – палеопротерозойский (2500–1845 Ma) кратон Кимберли. При этом в Восточной Кимберли Провинции, охватывающей северный конец орогена Холлс Крик, расположено крупнейшее месторождение алмазов, связанное с трубкой Аргайл.

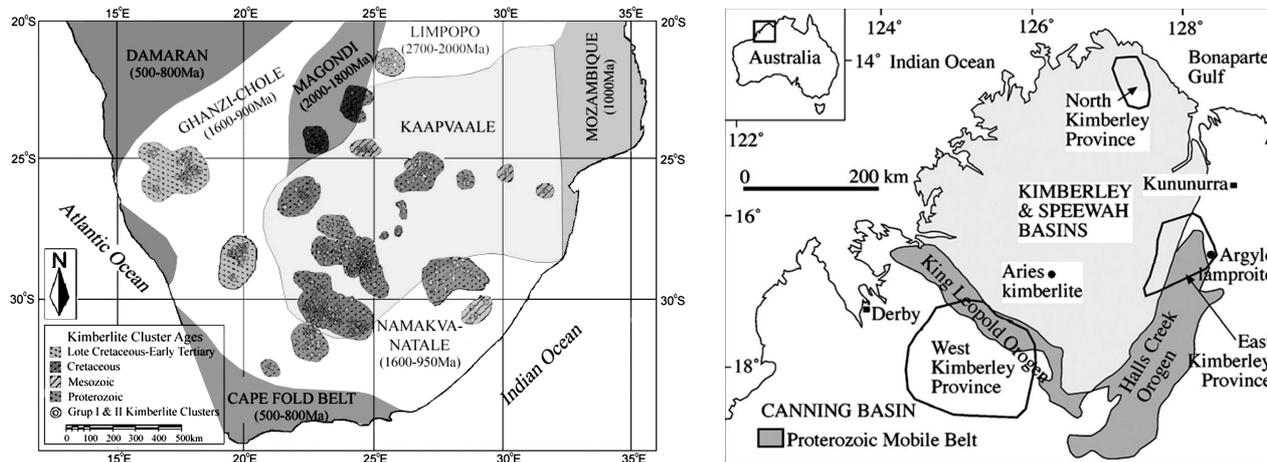


Рис. 5. Схемы расположения кимберлитовых трубок на юге Африки (по: Helmstaedt, Gurney, 1998, с дополнением) (а) и кимберлитовых полей в кратоне Кимберли на севере Австралии (Downes et al., 2007)

Таким образом, эти данные по обоим регионам, а также сходство по возрасту и природе Беломорского мобильного пояса и северной части Приладожья с поясами Лимпопо и Магонди в Южной Африке не позволяют априорно, как это делают ортодоксальные сторонники известного правила Клиффорда, считать заведомо бесперспективными эти тектонические единицы в раннем докембрии Карелии на основании только того, что оно якобы нарушается.

Причины антагонизма алмазносных и никеленосных раннедокембрийских регионов

Важными для обсуждения соотношений коматиитового магматизма и алмазообразования являются современные знания об обоих процессах.

Коматииты и медно-никелевые руды камбалдинского типа. Сопряженный детальный анализ

прецизионных определений возраста позднеархейского коматиитового магматизма, проведенный для кратонов Сьюпириор, Каапвааль и Йилгарн (Nelson, 1998), показал, что было два его мощных импульса, разделенные интервалом около 10 Ma. Ранний коматиитовый вулканизм, произошедший на рубеже 2715 Ma, носил более глобальный характер и проявился в кратонах Сьюпириор, Пилбара и Каапвааль, что давало повод некоторым исследователям объединять северную часть Западной Австралии и кратон Каапвааль в единый суперконтинент Ваалбара. Второй мощный импульс коматиитового магматизма, с которым и были связаны Cu-Ni руды, проявился позднее на рубеже около 2705 Ma в ЗКП Абитибии кратона Сьюпириор и в Восточном Голдфилде на востоке кратона Йилгарн (Nelson, 1998), где было положено начало открытию целой серии крупных Cu-Ni месторождений, связанных с коматиитами камбалдинского типа.

Несмотря на синхронность вулканизма в ЗКП восточной части кратона Йилгарн и в ЗКП Абитибиде, режим сжатия и гранитоидный магматизм в Йилгарне, по крайней мере, на 15 Ма отставали от этих событий в кратоне Сьюпириор, а интрузии сиенитов, движения по сдвиговым зонам, метаморфизм и отложение син-, посттектонических обломочных пород в кратоне Йилгарн были позже на 25–40 Ма. Это свидетельствует о том, что между 2720 и 2640 Ма в обоих кратонах были разные тектонические обстановки.

Синхронность коматиитового вулканизма на рубеже 2715 Ма на юге Сьюпириора (2714±5 Ма – ассоциация Кидд-Манро в Абитибиде), в кратонах Пилбара (2716±4 Ма – формация Пиради в разрезе континентального мафического плато в группе Фортеस्कью) и Каапвааль (2714±3 Ма – коматиитовые базальты формации Клипсверберг в группе Вентерсдорп) свидетельствует о глобальном характере этого магматического события, играющего, возможно, решающую роль в корообразовании в позднем архее. Все вместе указывает на то, что во время формирования гранит-зеленокаменных областей в позднем архее произошло наложение двух процессов, включающих глобальное конвективное перемешивание вещества верхней и нижней мантии и конвергентные плейт-тектонические процессы (Stein, Hofmann, 1994).

Как следствие в разных кратонах возникали разные геодинамические обстановки и связанные с этим эффекты: – излияния платобазальтов Фортеस्कью и Вентерсдорп на стабильные кратонные платформы в Пилбара и Каапваале; – бимодальный магматизм в Восточном Голдфилде, связанный с рифтингом тонкой коры на окраине кратона Йилгарн; – полимодальный вулканизм в Абитибиде-Вава на тонкой коре с формированием окраины будущего кратона Сьюпириор (рис. 6).

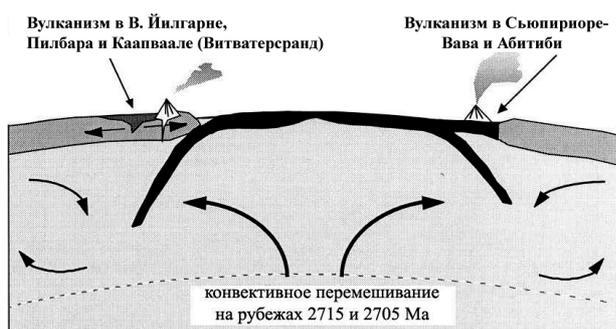


Рис. 6. Схема, иллюстрирующая влияние глобального конвективного перемешивания мантии под кратонами в разных геодинамических обстановках (по: Nelson, 1997, пояснения в тексте)

Итак, для обсуждения проблемы алмазоносности кратонов имеют значение следующие различия режимов коматиитового магматизма, существовавшие в архее, которые на эмпирическом уровне вытекают из сравнительного анализа:

– в алмазоносном кратоне Каапвааль древние (3,5 Ga) высокотемпературные глубинные Al-деплементированные неконтаминированные коровым материалом коматииты барбертонского типа изливались в океанической обстановке. Сложенные ими толщи представляют аллохтоны в разрезах ЗКП, в частности, Барбертона. Молодые (2,715 Ga) контаминированные коматииты, обнаруживаемые в разрезах континентальных платобазальтов (группа Вентерсдорп), изливались в осадочном бассейне Витватерсранд в обстановке стабилизированной континентальной платформы с очень мощной к тому времени СКЛМ (Pearson et al., 1998, 1999). Сразу заметим, что в позднеархейских осадках Витватерсранда присутствуют детритовые золото и алмазы (!) – *прямое доказательство существования алмазов архейского возраста* (Brandl, de Wit, 1997);

– в классическом никеленосном кратоне Йилгарн предельно высокотемпературные Al-недеплементированные малоглубинные, контаминированные континентально-коровым материалом коматииты камбалдинского типа изливались в обстановке континентального рифтогенеза, которому подвергалась тонкая архейская кора. Именно малоглубинное выплавление максимально высокотемпературных перидотитовых и дунитовых коматиитов и наличие континентально-корового материала являются обязательными условиями формирования руд камбалдинского типа. Подобные условия могли быть обеспечены высоким подъемом плюма в условиях окраины континента или молодой маломощной коры;

– особое место в таком анализе занимает кратон Сьюпириор. В поясе Абитибиде имеется целый ряд месторождений Cu-Ni руд, связанных с силлами и субвулканическими телами коматиитов, которые по главным признакам можно отнести к камбалдинскому типу. Изображенная на рис. 6 (в оригинальной редакции) ситуация в Абитибиде, где показано, что коматиитовые вулканииты с возрастом 2715–2705 Ма изливались в энзиматической обстановке, противоречит главному условию никелевого рудогенеза – наличию кислой коры. Новые изложенные выше представления канадских геологов об эволюции пояса Абитибиде, для которой разработана очень аргументированная модель автохтонной вертикальной аккреции взамен аллохтонной латеральной (см. врезку на рис. 3), снимают это противоречие, поскольку коматииты изливались, когда предыдущие излияния уже сформировали достаточно мощную кору с кислой составляющей.

Кимберлиты, алмазы, их временные соотношения. Обзор глобального положения кимберлитов и лампроитов показывает, что пространственно они во всех случаях приурочены к кратонам в пределах платформ или щитов. Термо-барометрические данные указывают на большие глубины зарождения кимберлитовых и лампроитовых алмазоносных магм в СКЛМ.

В первые годы после открытия кимберлитовых трубок было представление об единстве источника

алмазов и самих кимберлитов. Дальнейшее изучение показало, что многие алмазы находятся в мантийных ксенолитах, которые выносятся на поверхность кимберлитами. Алмазы в кимберлитах или лампроитах рассматривались как производные мантийного субстрата, находящегося под кратонами в составе СКЛМ.

Для кратонов Каапвааль, Слэйв и Сибири Re-Os и Sm-Nd модельными возрастными, полученными для алмазоносных эклогитовых и перидотитовых ксенолитов и для включений силикатов и сульфидов в алмазах из кимберлитов, доказывається древний (2,8–3,5 Ga) возраст формирования СКЛМ (Специус, 2004; Pearson et al., 1998, 1999).

Установлено, что практически все мантийные ксенолиты подверглись метасоматозу во время нахождения в мантии, чаще до того, как попали в кимберлит. Признаки многостадийного метасоматоза, которому была подвержена СКЛМ под Сибирской платформой, установлены, например, по нарушению Re-Os изотопии сульфидных включений в оливинах в период от 2,8 до 2,0 Ga, т. е. после формирования СКЛМ Сибирского кратона (3,5–2,9 Ga) (Специус, 2004). Существуют исследования, показывающие, что внешние оболочки кристаллов алмазов, как и часть микроалмазов, возможно, образовались в самой кимберлитовой магме (Navon, 1999).

Согласно обобщению З. В. Специуса (2002), «...возраст образования алмазов варьирует, преимущественно, в пределах 2,0–3,3 млрд. лет. Эти оценки и вариации сходны для алмазов из кимберлитов Сибири, Южной Африки и Канады и свидетельствуют о близости временных интервалов образования алмазов в различных провинциях мира, а также указывают на многостадийность процесса формирования алмазов в мантийных породах, что было отмечено при исследовании алмазов в ксенолитах алмазоносных эклогитов».

Мультистадийный рост алмазов (3,2, 2,89, 2,78–2,63, 1,9, 1,54, 1,2, 0,95, 0,8, 0,205 Ga) установлен в кимберлитовых трубках кратона Каапвааль (Richardson et al., 2004; Schmitz et al., 2003). Так, в трубке Кимберли с возрастом 85 Ma содержатся алмазы, возраст которых 3,2 Ga синхронен с формированием кратонного ядра на западе, и эклогитовые алмазы с возрастом 2,9 Ga, отвечающим времени аккреции этого террейна к древнему (>3,5 Ga) континентальному ядру на востоке кратона Каапвааль. Трубка Джваненг (240 Ma) содержит эклогитовые алмазы с возрастом 2,9 и 1,5 Ga, а в трубке Премьер (1180 Ma) установлены алмазы с возрастом 1,9 и 1,2 Ga. Формирование глубоких корней кратона Каапвааль связывают с высокой степенью плавления мантии, продуцировавшего на рубеже 3,5 Ga огромные объемы коматиитов (Richardson et al., 2003). Однако подобный механизм формирования килей кратонов, уходящих глубоко в мантию, вряд ли можно распространять на кратон Слэйв, где коматииты практически отсутствуют (King, Helmstaedt, 1997), но перидотитовые алмазы с возрастом 3,4–3,2 Ga известны в районе Екати (Westerlund et al., 2003).

Таким образом, большинство наблюдений и выводов свидетельствуют о том, что алмазы имеют значительно более длительную геологическую жизнь, чем вмещающие их породы. Существуют редкие исключения, когда они разновозрастны (трубка Премьер – 1180 Ma, известково-щелочные лампроиты Мичипикотена – 2,70–2,67 Ga и некоторые другие). В связи с этим для того чтобы древние алмазы сохранились до того момента, как они попадут в кимберлитовый, лампроитовый и любой другой расплав, который доставит его на поверхность, длительное время должна сохраняться достаточно стабильная обстановка. Именно этому условию отвечают древние кратоны.

На рисунке 7 в координатах «Температура – Глубина» показаны глубинные режимы, при которых происходили: выплавление мантийных пород – коматиитов, алмазоносных кимберлитов и лампроитов, лампрофиров известково-щелочной серии в субпровинции Вава кратона Сьюпириор; кристаллизация алмазов и сингенетичных силикатных и сульфидных минералов и минеральных ассоциаций (отдельно по данным финских геологов для ксенолитов из кимберлитов в финской части Карельского кратона). Видно, что линия перехода «алмаз → графит» ограничивает поле стабильности алмаза. В высокотемпературной области эта линия пересекает наименее глубинную, продуктивную в отношении сульфидного никеля область генерации архейских коматиитовых расплавов. Отсюда следует, что эта область является в лучшем случае областью метастабильности алмаза. Учитывая очень крутой на данном графике наклон пограничной линии «графит-алмаз», следует

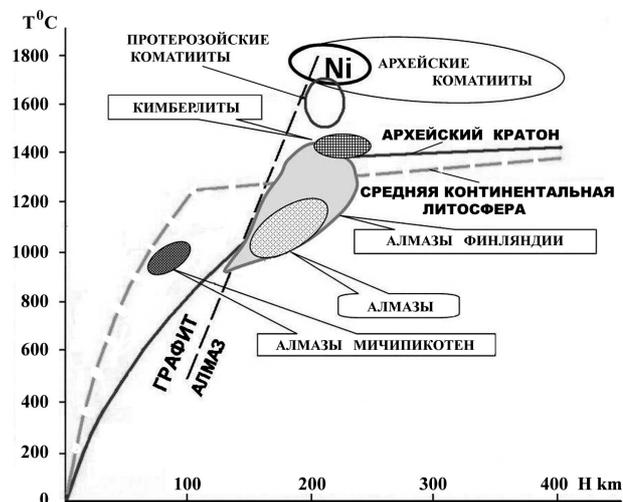


Рис. 7. Температура и глубина выплавления кимберлитов и лампрофиров (по: Ваганов, 2000), коматиитов (Ni-рудносных камбалдинского типа), условия формирования сингенетичных силикатов, включенных в алмазах архейского возраста (по: Khiltova, Nikitina, 1999; Pollack, 1997), алмазов в ксенолитах эклогитов из кимберлитов Восточной Финляндии (Peltonen et al., 2002) и в архейских известково-щелочных лампрофиров пояса Мичипикотен, Вава, Сьюпириор (Lefebvre et al., 2005). Архейская и современная «средняя» геотермы по: Pollack, 1997, граница перехода алмаз → графит по: Kennedy, Kennedy, 1976

признать, что высокий подъем изотерм, связанный с внедрением плюма, генерирующего в мантии никеленосные коматиитовые расплавы, окажется губительным для ранее созданных в СКЛМ алмазов, которые должны в этой ситуации перейти в графит. В то же время генерация палеопротерозойских коматиитовых расплавов, с которыми связаны никелевые руды в поясах Печенга в Фенноскандии, Кейп Смит и Томпсон в кратоне Сьюпириор, происходила на тех же глубинах, но при более низкой потенциальной температуре мантии (Кожевников, Светов, 2001). То, что плавление происходило в ТР-параметрах, не выходящих за пределы поля стабильности алмаза, делает такое выплавление продуктивных в отношении никеля расплавов «безопасным» для архейских алмазов, находившихся в палеопротерозе в мантии на уровне генерации этих расплавов. Загадочными остаются условия сохранения в породах пояса Мичипикотен малоглубинных (<80 км) алмазов, попадающих в поле стабильности графита.

Таким образом, главное ограничение на сосуществование в пределах древних кратонов алмазоносных и никеленосных провинций определяется абсолютно разными термодинамическими режимами в пределах кратонов, которые определяли рост алмазов и генерацию коматиитовых расплавов камбалдинского типа, – сугубо глубинными в низкоградиентном режиме для первых и малоглубинными при значительно более высоком термальном градиенте для вторых. С латеральными вариациями этого параметра в пределах древних кратонов и связан антагонизм в площадном распределении обоих полезных ископаемых.

К оценке перспектив Карельского кратона

Переходя к тому, как оценивать перспективы Карельского кратона, необходимо сразу подчеркнуть, что уже сделанные на его и российской, и финской территории открытия кимберлитов и лампроитов, в том числе алмазоносных, причем разного возраста, позволяют давать оптимистичный прогноз. Как показывают приведенные выше примеры по динамике открытия алмазоносных объектов в Канаде и Австралии, это очень быстро развивающийся процесс.

В рамках проведенного исследования было необходимо рассмотреть в этом аспекте Карельский регион с позиции современных представлений о его геологии и геодинамике. Решающую роль в таком подходе сыграли результаты изучения архейских ЗКП и в целом гранит-зеленокаменных ассоциаций, для которых показано, что:

1 – существовали древние ядра, сложенные континентальной корой, вокруг которых происходило ее наращивание за счет аккреции более молодых гранит-зеленокаменных ассоциаций, т. е. действовал такой же механизм роста Карельского кратона, как и в кратонах Каапвааль, Слэйв или Сьюпириор;

2 – в ходе многократного (3,1, 2,9 и 2,8 Ga) коматиитового магматизма создавались предпосылки для формирования глубокого килия кратона (Глебовицкий и др., 2005);

3 – предельно высокотемпературный коматиитовый магматизм на 300 Ma опередил глобальный пик, с которым был связан коматиитовый магматизм камбалдинского типа, признаки которого не обнаруживаются в карельском архее.

Наличие кратонного килия является важным условием роста алмазов в СКЛМ, а отсутствие в регионе признаков коматиитового вулканизма камбалдинского типа с возрастом 2,7 Ga также является положительным фактором, обеспечивающим сохранность архейских алмазов в мантии. Признаки проявления в архее региона субдукционных процессов в обстановке активной континентальной окраины, процессов, связанных со взаимодействием плюмов и зон субдукции, континентальной субдукции также могут выступать как благоприятные факторы для неоднократного роста алмазов. При этом могли создаваться предпосылки для находок алмазов как в традиционных породах – кимберлитах и лампроитах, так и в породах – производных субдукционного плавления в позднем архее, как это имеет место в Абитиби и Ва-ве, или в базальтовых и пироксенитовых коматиитах типа месторождений алмазов во Французской Гайяне в Южной Америке (Capdevila et al., 1999). Кроме того, нельзя рассматривать как бесперспективные площади Беломорского подвижного пояса и Северного Приладожья, что следует из сравнительного анализа с алмазоносными провинциями Южной Африки и Северной Австралии.

Заключение

Новая информация по геологии, геодинамике и металлогении раннедокембрийских кратонов, использованная при сравнительном анализе с ними строения и истории развития Карельского кратона, расширила представления о значительном сходстве его с кратоном Сьюпириор.

Специфика Карельского кратона отражается в том факте, что на его территории термальная кульминация в архее проявилась на рубеже 3,0 Ga, на 300 Ma опередив глобальный (~2,7 Ga) термальный коро-во-мантийный пик, с которым связан коматиитовый магматизм. В ряде кратонов с малоглубинными контактированными коматиитами этого возраста связаны Cu-Ni-руды камбалдинского типа.

Отсутствие проявлений в Карельском кратоне этого продуктивного позднеархейского высокотемпературного магматизма выступает как неблагоприятный фактор при оценке региона на руды этого типа. Одновременно это выступает как дополнительный региональный благоприятный фактор при оценке территории Карелии на алмазы, что следует из глобального и регионального антагонизма в распределении в пределах кратонов алмазоносных провинций и регионов с рудами камбалдинского типа.

Эти выявленные новые фундаментальные закономерности в развитии раннего докембрия открывают новые подходы к оценке перспектив Карельского региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и мира. М., 2000. 271 с.
- Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Овчинников Н. О. и др. Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние, химический состав, степень плавления (данные по глубинным ксенолитам) // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы: Тр. V междунар. семинара. Иркутск; Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 80–97.
- Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
- Кожевников В. Н. Архейские геодинамические системы: пологая субдукция, цикличность, молодые аналоги, металлогенические следствия // Тр. Карельского НЦ РАН. 2003. Вып. 5. С. 3–21.
- Кожевников В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 55–64.
- Кожевников В. Н., Светов С. А. Мантийные и коровые термальные аномалии в архее и раннем протерозое: региональный анализ, глобальные корреляции, металлогенические следствия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 3–17.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Чекулаев В. П. и др. Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс – аккреционный ороген, сформированный 2,9–2,8 млрд. лет назад // Тез. докл. Докембрий Северной Евразии. СПб., 1997. С. 55–56.
- Снециус З. В. Эволюция субконтинентальной литосферной мантии Сибирского кратона в сравнении с аналогичными районами развития кимберлитового магматизма // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов: Сб. науч. тр. Иркутск, 2002. С. 166–188.
- Снециус З. В. Процессы метасоматоза и частичного плавления в ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии: приложение к генезису алмазов // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами: Тр. IV междунар. семинара. Вып. 2. Улан-Уде; Иркутск, 2004. С. 107–144.
- Armstrong J. P. Diamond discovery in the Slave craton: compilations of exploration data as tools for future discovery // 8th International Kimberlite Conference, 2003.
- Attoh K., Ekwueme B. N. The West African Craton // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. P. 517–528.
- Ayer J., Amelin Y., Corfu F. et al. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation // Precambrian Research. 2002. 115, N 1–4. P. 63–95.
- Baars F. J. The São Francisco Craton // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. P. 529–557.
- Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. Vol. 71, N 2–4. P. 99–134.
- Blenkinsop T., Martin A., Jelsma H. A., Vinyu M. L. The Zimbabwe Craton // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. P. 567–580.
- Borg G., Shackleton R. M. The Tanzania and NE-Zaire Cratons // Ibid. P. 608–619.
- Brandl G., de Wit M. J. The Kaapvaal Craton // Ibid. P. 581–607.
- Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J. F. Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana // Nature. 1999. Vol. 399, N 3. P. 456–458.
- Downes P. J., Griffin B. J., Griffin W. L. Mineral chemistry and zircon geochronology of xenocrysts and altered mantle and crustal xenoliths from the Aries micaceous kimberlite: Constraints on the composition and age of the central Kimberley Craton, Western Australia // Lithos. 2007. Vol. 93. P. 175–198.
- Feng R., Fan J., Kerrich R. Noble metal abundances and characteristics of six granite magma series overprinting of mesothermal gold deposits // Econ. Geol. 1993. Vol. 88, N 6. P. 1376–1401.
- Geology of Ontario. Ontario geological survey. Spec. vol. 4, part 1. 1991. 713 p.; Spec. vol. 4, part 2. 1992. P. 714–1525.
- Greenstone Belts / Eds. de Wit M. D., Ashwal L. D. Oxford monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. 809 p.
- Helmstaedt H., Gurney J. J. Geodynamic controls of kimberlites – What are the roles of hotspot and plate tectonics? // Russian geology and Geophysics. 1997. 38. P. 492–508.
- Jaques A. L., Milligan P. R. Patterns and controls on the distribution of diamondiferous intrusions in Australia // Lithos. 2004. Vol. 77. P. 783–802.
- Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geophys. Res. 1976. 81. P. 2467–2470.
- Khiltova V. Ya., Nikitina L. P. The heterogeneity of the upper mantle thermal state and precambrian tectonic units // Abstr. Int. Conf.: Early precambrian: genesis and evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology). Moscow, 1999. P. 19–21.
- King J., Helmstaedt H. The Slave province, North-West Territories // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophys N 35. Oxford, 1997. P. 233–254.
- King S. D. Archean cratons and mantle dynamics // Earth and Planet. Sci. Letters. 2005. Vol. 234, N 1–2. P. 1–14.
- Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: Unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks // Precambrian Research. 2005. 138. P. 57–87.
- Lehtonen M., O'Brien H., Peltonen P. et al. Layered mantle at the edge of the Karelian craton: P-T of mantle xenocrysts and xenoliths from eastern Finland kimberlites // 8th International Kimberlite Conference, 2003.
- Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P. et al. The Archean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 107–128.
- Mahotkin I. L. Age and geochemistry of rock samples from the Kemozero occurrence, Karelia, NW Russia // AML Report N 52390, 1999.
- Myers J. S., Swager C. The Yilgarn Craton, Australia // Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35. Oxford, 1997. P. 640–656.
- Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle // The 7th IKC proceeding 2, 1999. P. 584–605.
- Richardson S. H., Harris J. W. Antiquity of peridotitic diamonds from the Siberian craton // Earth and Planet. Sci. Letters. 1997. 151. P. 271–277.
- Nelson D. R. Granite–greenstone crust formation on the Archean Earth: a consequence of two superimposed processes // Earth and Planet. Sci. Letters. 1998. 158. P. 109–119.

Nutman A. The Greenland Sector of the North Atlantic Craton // *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35.* Oxford, 1997. P. 665–674.

Pearson D. G., Shirey S. B., Harris J. W., Carlson R. W. Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S. Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 1998. 160. P. 311–326.

Pearson D. G., Shirey S. B., Bulanova G. P. et al. Re-Os isotopic measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. 63. P. 703–711.

Pollack H. N. Thermal characteristics of the archaean // *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35.* Oxford, 1997. P. 223–232.

Richardson S. H., Shirey S. B., Harris J. W. Episodic diamond genesis at Jwaneng, Botswana, and implications for Kaapvaal craton evolution // *Lithos.* 2004. Vol. 77, N 1–4. P. 143–154.

Richardson S. H., Gurney J. J., Erlank A. J., Harris J. W. Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature.* 1984. 310. P. 198–202.

Richardson S. H., Harris J. W., Gurney J. J. Three generations of diamonds from old continental mantle // *Nature.* 1993. 366. P. 256–258.

Schmitz M. D., Shirey S. B., Carlson R. C. High-precision U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopic systematics of zircons in Southern African cratonic mantle eclogites and implications for subcontinental lithospheric mantle evolution and metasomatism // 8th International Kimberlite Conference. 2003.

Stein M., Hofmann A. W. Mantle plumes and episodic crustal growth // *Nature.* 1994. 372. P. 63–68.

Vogel D. C., Vuollo J. I., Alapieti T. T., James R. S. Tectonic, stratigraphic, and geochemical comparisons between ca. 2500–2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields // *Precambrian Research.* 1998. 92. P. 89–116.

Tassanari C. C. G. The Amazonian Craton // *Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics N 35.* 1997. P. 558–566.

Westerlund K. J., Shirey S. B., Richardson S. H. et al. Re-Os isotope systematics of peridotitic diamond inclusion sulfides from the Panda kimberlite, Slave craton // 8th International Kimberlite Conference, 2003.

Wilde S. A., Valley J. W., Peck W. H., Graham C. M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature.* 2001. 409. P. 175–178.

Wyman R., Kerrich, Polat A. Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume–arc interaction in the Abitibi–Wawa subduction–accretion complex // *Precambrian Research.* 2002. 115, N 1–4. P. 37–62.