

<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0350>

DEEP CRUSTAL STRUCTURE AND MODEL OF NEORCHAEAN EVOLUTION OF THE NORTH AMERICAN CRATON

M. V. Mints, T. B. Afonina

Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

Abstract: The structure of the Archaean crust of the North America has been studied based on the synthesis of geological and geophysical data, including seismic sections along LITHOPROBE Geotransects, magnetic and gravity anomaly maps, and seismic tomography data. The authors rely on the experience gained in the Russian Program of the deep geological and geophysical studies of the East European Craton. The juvenile Neoarchaean crust, containing the fragments of reworked Meso- and Paleoarchaean rocks, forms an asymmetric round-oval-shaped domain, wherein the geophysical, structural, and metamorphic parameters display a concentric zoning pattern. The Central zone occupies the Hudson Bay basin. The Internal zone (the northeastern and northern Superior Province) is mainly composed of the granulite facies of metaplutonic, metavolcanic and metasedimentary rocks. The External zone encompasses the southern Superior Province together with Hearne and Rae Provinces. This paper presents 3D crustal models of southern Superior Province. The crust development resulted from rifting and a partial disruption of the continental crust, short-term opening of the linear oceans, successive northward subduction and accretion of the ancient continental and juvenile Neoarchaean oceanic and island-arc terranes between ~2.78 and ~2.70 Ga. Subsequent events in the epicontinental environment, including formation of the metasedimentary belts, granulite facies metamorphism and intense ore formation processes, took place within the range from ~2.71 to ~2.63 Ga. The SCLM morphology within the limits of the Archaean North American Craton can be represented as a flattened overturned cone with a vertical axis (down to a depth of ~350 km). The Hudson Bay basin is located right above the lithospheric keel. A number of the main features of the structure and evolution of the Archaean crust of the North American Craton, primarily the oval-concentric zoning, the important role of high-temperature magmatic and metamorphic processes and mainly intracontinental magmatism and sedimentation, indicates the leading role of the mantle-plume type processes. The Neoarchaean evolution of the North American craton represents the plate-tectonic processes initiated by a superplume. The Neoarchaean North American Craton is one of a series of similar phenomena that occurred ~2.75 Ga ago in a number of continental regions. The most important features, repeated to a certain degree in tectonic units of this type, are: (1) synchronous formation between 2.79 and 2.58 Ga; (2) mainly intracontinental development; (3) the prevalence of oval-shaped synformal tectonic structures of different ranks with some form of concentric zoning; (4) high-temperature magmatism (usually with the participation of enderbite-charnockites and gabbro-anorthosites) and metamorphism of the granulite facies; (5) a frequently repeated combination of high-grade (granulite and high-temperature amphibolites facies) and low- or moderate-grade (greenschist and epidote-amphibolite facies) metamorphic rocks; (6) the lower-crust granulite-basaltic layer that had formed and was deformed at the final stage of endogenic activity; (7) a thick lithosphere (the lithospheric keel reaches a depth of 250–350 km).

Key words: North American Craton; Superior Province; LITHOPROBE; reflection seismics; 3D model of the crust; Neoarchaean; mantle-plume evolution model

REVIEW ARTICLE

Handling Editor: E.V. Sklyarov

Received: September 20, 2017

Revised: November 20, 2017

Accepted: January 12, 2018

For citation: Mints M.V., Afonina T.B., 2018. Deep crustal structure and model of Neorchaean evolution of the North American Craton. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (2), 309–363. doi:10.5800/GT-2018-9-2-0350.

Для цитирования: Минц М.В., Афонина Т.Б. Глубинное строение и модель неорхейской эволюции Северо-Американского кратона // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 2. С. 309–363. doi:10.5800/GT-2018-9-2-0350.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МОДЕЛЬ НЕОАРХЕЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КРАТОНА

М. В. Минц, Т. Б. Афонина

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация: Строение архейской коры Северной Америки представлено на базе синтеза геолого-геофизической информации (сейсмопрофили программы LITHOPROBE, карты аномальных магнитного и гравитационного полей, данные сейсмотомографических исследований литосферы). В своей работе авторы опирались на опыт, полученный при изучении Восточно-Европейского кратона в рамках российской программы глубинных геолого-геофизических исследований. Ювенильная неоархейская кора, содержащая фрагменты переработанной мезопалеоархейской коры, заключена в асимметричной округло-овальной области, где распределение геофизических, структурно-тектонических и метаморфических характеристик подчинено концентрической зональности. Центральная зона охватывает впадину Гудзонова залива. В строении Внутренней зоны (северо-восточная и северная часть провинции Сьюпириор) преобладают плутонические, вулканогенные и осадочные породы, сформированные и/или метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Внешняя зона охватывает южную часть провинции Сьюпириор и провинции Херн и Рэй. В статье представлена трехмерная модель глубинного строения южной части провинции Сьюпириор. Формирование коры в южной части провинции Сьюпириор стало результатом рифтинга и частичного разрыва континентальной коры, кратковременного раскрытия линейных океанов, последовательной субдукции в северном направлении и аккреции древних континентальных фрагментов и неоархейских океанических и островодужных террейнов между ~2.78 и ~2.70 млрд лет. Последующие события в эпиконтинентальной обстановке, в том числе формирование метаосадочных поясов, метаморфизм гранулитовой фации и интенсивное рудообразование, заключены в интервале от ~2.71 до ~2.63 млрд лет. Литосферу Северной Америки в границах архейского континента можно представить в виде уплощенного перевернутого конуса, вершина которого (литосферный киль) расположена на глубине ~350 км. Впадина Гудзонова залива располагается непосредственно над литосферным килем. Ряд главных особенностей строения и эволюции архейской коры Северо-Американского кратона, прежде всего овально-концентрическая зональность, важная роль высокотемпературных магматических и метаморфических процессов, преимущественно внутриконтинентальные обстановки магматизма и осадконакопления, указывает на ведущую роль процессов мантийно-плюмового типа. Модель неоархейской эволюции Северо-Американского кратона демонстрирует ведущую роль процессов мантийно-плюмового типа, относящихся к классу суперплюмов. Неоархейский кратон Северной Америки является одним из наиболее ярких в ряду близких по содержанию объектов, зафиксированных практически на всех континентах ~2.75 млрд лет назад. К числу их важнейших особенностей относятся: 1) синхронность формирования в интервале между 2.79 и 2.58 млрд лет; 2) преимущественно внутриконтинентальное развитие; 3) преобладание овальных в плане синформных тектонических структур различного ранга с той или иной формой концентрической зональности; 4) высокотемпературный магматизм (как правило, с участием эндербит-чарнокитов и габбро-анортозитов) и метаморфизм гранулитовой фации; 5) часто повторяющееся сочетание ассоциаций горных пород высокого уровня метаморфизма (гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации) и низкого – умеренного метаморфизма, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации; 6) наличие нижнекорового гранулит-базитового слоя, сформированного на заключительной стадии эндогенной активности; 7) мощная литосфера, максимальная глубина которой в области литосферного кия достигает 250–350 км.

Ключевые слова: Северо-Американский кратон; провинция Сьюпириор; LITHOPROBE; сейсмопрофилирование отраженных волн; объемные модели коры; неоархей; мантийно-плюмовая модель

1. ВВЕДЕНИЕ

Наши знания о строении и эволюции архейских кратонов значительно расширились в недавние годы благодаря интенсивным исследованиям их глубинного строения. К настоящему времени завершена программа LITHOPROBE («ЛИТОПРОБА»)

для Северо-Американского композитного кратона [Cook et al., 2010; Hammer et al., 2010], исследования по российскому проекту 1-ЕВ [Mints et al., 2010, 2015] и по финскому проекту FIRE [Kukkonen, Lahtinen, 2006] для Восточно-Европейского композитного кратона. Однако межрегиональная корреляция геодинамических событий и тектонических структур в истории формирования этих кратонов

затруднена существующей разницей в подходах и методах исследования, а также в некоторых базовых геологических представлениях российских и финских исследователей с одной стороны и канадских исследователей – с другой. В нашей статье предпринята попытка интерпретации сейсморазведочных данных программы LITHOPROBE по провинции Сьюпириор на основе методических решений и выводов, которые были получены при исследовании Восточно-Европейского композитного кратона. Кроме того, в статье предпринята попытка реконструировать историю формирования архейской коры Северо-Американского композитного кратона в целом.

Предлагаемая статья в преобладающей части повторяет содержание ранее опубликованной статьи в журнале *Precambrian Research* [Mints, 2017b]. Дополнительно приведено непосредственное сравнение версий геологической интерпретации сейсмических образов коры по профилям программы LITHOPROBE, полученных авторами статьи и канадскими коллегами, обсуждаются различия в интерпретации и причины этих различий. Кроме того, в статье обсуждаются межрегиональные корреляции неархейских событий (см. рис. 18 и 19).

Вплоть до настоящего времени реконструкции архейских суперконтинентов, важные для понимания условий и обстановок возникновения и эволюции архейских кратонов, базируются на ограниченных данных палеомагнитных исследований и межрегиональной корреляции характерных тектонических структур и специфических осадочных и магматических комплексов пород. В истории архейской коры Северной Америки [Hoffman, 1988, 1989; Aspler, Chiarenzelli, 1998; Bleeker, 2003; Evans et al., 2010; Ernst, Bleeker, 2010; Pehrsson et al., 2013] важная роль отводится суперконтинентам Нунавутия [Hartlaub et al., 2004] и Кенорленд [Aspler, Chiarenzelli, 1998]. Далее предполагается, что в протерозое Северо-Американский композитный кратон участвовал в строении суперконтинентов Коламбия (он же Нуна, он же Нена) (~1.8–1.5 млрд лет) и Родиния (от ~1.1 до ~0.75 млрд лет) [Rogers, Santosh, 2004; Li et al., 2008; Kusky, Santosh, 2009; Pisarevsky et al., 2014, и ссылки в этих работах].

Существующие различия в подходах и в методологии российских и североамериканских исследователей глубинного строения и эволюции архейских кратонов, на наш взгляд, следующие.

1. Различные подходы к интерпретации неархейской и палеопротерозойской тектоники привели к альтернативным моделям: большинством исследователей Восточно-Европейского композитного кратона принята модель внутриконтинентального рифтогенного происхождения палео-

протерозойских вулканогенно-осадочных поясов с умеренным и низким уровнем метаморфизма. Лишь в ограниченных участках эти пояса обнаруживают свидетельства кратковременного перехода от внутриконтинентального растяжения к разрыву континентальной литосферы, формированию линейных океанов красноморского типа и последующему закрытию этих океанов в результате субдукции и обдукции океанской коры [Melezhik et al., 2012; Mints et al., 2010, 2015, и ссылки в этих работах]. Соответственно предполагается, что блоки архейской коры, размещенные между палеопротерозойскими поясами, ранее участвовали в строении единой континентальной области, а относительные смещения этих фрагментов в результате палеопротерозойских событий были относительно небольшими. Исключение из этого правила составляет Свекофеннский аккреционный ороген, сформированный в позднем палеопротерозое вдоль юго-западной окраины Карельского кратона.

В отличие от этого, большинство исследователей Северо-Американского композитного кратона привержены модели «Соединенных плит Америки» (United Plates of America), предложенной П. Хоффманом около 30 лет назад [Hoffman, 1988, 1989]), согласно которой фрагменты архейской коры («архейские провинции») принадлежали первоначально удаленным континентальным блокам. Лишь в конце палеопротерозоя после закрытия разделявших их океанов эти блоки объединились в составе континента Лаврентия. Палеопротерозойские осадочно-вулканогенные пояса интерпретируются в качестве коллизионных орогенов. Наиболее значительным является Транс-Гудзонский ороген (Trans-Hudson orogen). Соответственно предполагается, что тектонические структуры архейской коры ограничены пределами провинций и трассирование этих структур через палеопротерозойские пояса, как правило, лишено смысла.

2. Методология глубинных исследований по программе LITHOPROBE была тесно связана с моделью эволюции Северо-Американского кратона, принятой еще до начала работ по программе. При планировании исследований на территории Северо-Американского континента были выделены ключевые участки (трансекты). В их пределах выполнены детальные исследования, в том числе сейсморазведка вдоль относительно коротких профилей, пересекавших ключевые тектонические структуры в оптимальных участках. Это позволило кардинально расширить знания о глубинном строении соответствующих тектонических структур, включая южную часть провинции Сьюпириор и палеопротерозойские тектонические структуры в ее обрамлении [Clowes, 2010]. Однако методология не

обеспечивала создание целостной модели земной коры Северной Америки. При выяснении общих закономерностей строения и эволюции докембрийской коры Северо-Американского кратона исследователи столкнулись с определенными затруднениями, связанными с пунктирным характером полученных данных [Hammer et al., 2010]. Напротив, глубинные исследования Восточно-Европейского композитного кратона опирались на протяженные геотраверсы 1-ЕВ и Татсейс, которые с незначительными перерывами пересекли большинство главных тектонических структур, как палеопротерозойских, так и архейских. Полученные материалы позволили разработать объемную (3D) модель строения коры и коромантийной границы для преобладающей части кратона. При этом некоторые важные, но относительно небольшие структурные элементы остались неохарактеризованными.

3. Следует специально обратиться к соотношению понятий «раздел Мохо» и «коромантийная граница». Хотя открытие раздела Мохо состоялось столетие назад, происхождение и условия формирования этого раздела и маркируемой им границы между корой и мантией остаются одной из главных проблем в изучении литосферы (например [Carbonell et al., 2013; Prodehl et al., 2013]). Исторически сложилось, что термины «коромантийная граница» и «раздел Мохо» многими авторами рассматриваются как синонимы. Однако по мере того как геофизические и геологические наблюдения повышали детальность наших знаний о морфологических, структурных и петрологических характеристиках границы между корой и мантией, стало очевидно, что понятия «Мохо» («раздел Мохо») и «коромантийная граница» совпадают лишь частично (например [O'Reilly, Griffin, 2013]). Мохо – это геофизический образ плавно изгибающейся поверхности планетарного ранга, при пересечении которой скорость продольных волн более или менее скачкообразно возрастает с 6.9–7.4 до 8.0–8.2 км/с. Эта поверхность приблизительно следует нижней границе земной коры. В свою очередь, «коромантийная граница» – это комплексный геологический феномен, совмещающий сведения о составе, уровне метаморфизма и механических свойствах горных пород земной коры и мантии в пограничной области, а также структурные особенности границы между ними [Mints, 2016].

Геологическое строение коромантийной границы может быть охарактеризовано, в частности, картинами сейсмических отражений (сейсмическими образами коры). Эта граница в одних случаях сохраняется неизменной с момента формирования коры, тогда как в других случаях она оказывается относительно более молодой в сравнении с

преобладающей частью перекрывающей коры [Braille, Chiang, 1986; Mereu et al., 1989; Mooney, Meissner, 1992; Berzin et al., 2002; Cook et al., 2010; Mints, 2011]. Особенности сейсмического образа коромантийной границы в основании континентальной коры, полученного с использованием отраженных волн, значительно варьируются, демонстрируя зависимость от особенностей строения и истории формирования коры. В пределах докембрийских кратонов эта граница, как правило, проявлена достаточно отчетливо по смене умеренно или интенсивно отражающей нижней коры акустически относительно прозрачной мантийной областью [Mints, 2016].

4. Важное различие в подходе к геодинамической интерпретации геологических и геофизических данных определялось также разными представлениями о геодинамической природе и тектонической позиции гранулитового метаморфизма, гранулитовых комплексов и гранулитогнейсовых поясов, которые могут рассматриваться как в рамках моделей тектоноплитного типа, так и в качестве производных мантийно-плюмовых процессов. Большинство геологов Северной Америки в согласии с популярной моделью М. Брауна [Brown, 2007, 2009, и ссылки в этих работах] рассматривают метаморфизм гранулитовой фации в рамках «чистой» тектоноплитной модели в качестве одного из продуктов субдукционно-коллизийного процесса. Напротив, наши исследования Восточно-Европейского кратона показали, что гранулитовые комплексы регионального ранга формируются во внутриконтинентальной обстановке в связи с мантийно-плюмовыми событиями. К числу необходимых характеристик гранулитогнейсовых поясов и ареалов, помимо высокого уровня метаморфизма, относится еще целый ряд специфических особенностей тектоники, магматизма и осадконакопления [Mints et al., 2010, 2015; Mints, 2014; Mints, Eriksson, 2016]. Согласно нашей модели, формирование гранулитовых поясов включало: интенсивный прогрев мощных сечений континентальной коры за счет мантийных источников тепла (плюмов) → процессы андерплейтинга и интраплейтинга мантийных (в том числе анортозитовых) магм в основании коры → возникновение рифтогенных бассейнов и вулканотектонических депрессий (в частном случае это могли быть задуговые бассейны) → их заполнение осадками рифтового типа и вулканическими производными коро-контamинированных магм → высокотемпературный метаморфизм нижних и средних уровней коры, включая выполнение бассейнов и депрессий → расслоение коры и надвигообразование в обстановке общего сжатия (коллизии), эксгумация пород, подвергшихся гранулитовому метаморфизму,

сопровождавшаяся формированием инвертированной метаморфической зональности в автохтонных комплексах → образование внутриконтинентальных коллизионных орогенов. Гранулитогнейсовые комплексы обычно сопряжены с синхронно формировавшимися осадочно-вулканогенными поясами низкого и умеренного метаморфизма. Хорошо известным примером такого сочетания является пара Лапландский гранулитовый пояс и осадочно-вулканогенный пояс Печенга-Имандра-Варзуга на Кольском полуострове. Было показано, что внутриконтинентальные орогены регионального ранга, где гранулитогнейсовые пояса ассоциируют с осадочно-вулканогенными поясами, как правило, характеризуются овально-концентрическим строением. Особенности строения и условия формирования этих орогенов, прежде всего овально-концентрическое строение, высокие и сверхвысокие температуры магматизма и метаморфизма и неоднократное повторение высоко-температурных событий через значительные промежутки времени, противоречат коллизионной модели и указывают на связь с мантийно-плюмовыми явлениями, относящимися к классу суперплюмов [Mints, 2014; Mints et al., 2015; Mints, Eriksson, 2016].

Таким образом, задачей этой статьи является синтез геолого-геофизической информации, характеризующей строение архейской коры Северной Америки, и в частности провинции Сьюпириор, для усовершенствования представлений об их строении и неархейской эволюции с использованием опыта глубинных геолого-геофизических исследований Восточно-Европейского кратона. Безусловно, говоря об этом опыте, мы имеем в виду более широкий перечень вопросов, чем представлен выше (см. [Mints et al., 2015]). Эта работа первоначально была нацелена на создание 3D модели глубинного строения и модели эволюции коры в южной части провинции Сьюпириор на базе сейсмопрофилей программы LITHOPROBE и с учетом результатов глубинных исследований Восточно-Европейского кратона. Однако логика исследования потребовала вовлечения в анализ большого числа дополнительных материалов, характеризующих геологическое строение архейской коры и литосферы Северо-Американского континента в целом. В итоге это позволило разработать мантийно-плюмовую модель произошедшей в неархее кардинальной перестройки литосферы этого континента, оценить движущие механизмы и значимость неархейских событий тектоноплитного типа, провести координацию процессов в истории Северо-Американского и других континентов, которые определялись комплексом событий, вызванных к жизни неархейским суперплюмом ~2.7 млрд лет назад.

2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ АРХЕЙСКОЙ КОРЫ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА, РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ ПРОВИНЦИИ СЬЮПИРИОР

Архейская кора Северо-Американского континента заключена в округло-овальной области около 3000 км в поперечнике и площадью ~7000000 км², которая протягивается от Баффиновой Земли на севере до Великих Озер на юге и от Кордильер на западе до провинции Гренвилл (Grenville Province) на востоке (рис. 1, а). Около центра этой области с небольшим смещением к северу расположена впадина Гудзонова залива, которая также имеет форму овала диаметром около 800 км. На округло-овальные очертания Северо-Американского кратона и на размещение крупного эпикратонного бассейна Гудзонова залива приблизительно в центре этого овала впервые обратил внимание А. Гудвин [Goodwin, 1985].

Провинция Сьюпириор (рис. 1, 2) размещена в пределах южного и юго-восточного секторов округло-овальной области и охватывает приблизительно треть архейской коры Северной Америки. Эта провинция – крупнейшая среди неархейских кратонов Земли. Ее северо-восточная часть образована ансамблем поясов северо-западного простирания, в строении которых преобладают породы, сформированные и/или метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Возраст высоко-температурного магматизма и метаморфизма гранулитовой фации заключен в интервале между 2.74 и 2.67 млрд лет. Южная часть провинции, которая традиционно рассматривается в качестве ансамбля неархейских гранит-зеленокаменных террейнов, образована осадочно-вулканогенными и вулканоплутоническими комплексами [Percival et al., 2012, и ссылки в этой работе]. Формирование вулканогенно-осадочных разрезов зеленокаменных поясов преимущественно заключено в интервале от 2.78 до 2.70 млрд лет. В области сочленения северо-восточной и южной части провинции простирание границ главных тектонических элементов меняется с северо-западного на запад-юго-западное и субширотное. Контуры гранит-зеленокаменных областей демонстрируют плавный дугообразный изгиб от широтного в пределах области Норт Карибу (North Caribou) на западе до восток-северо-восточного направления в пределах пояса Ла Гранде (La Grande) на востоке. Предполагается, что образованию провинции предшествовало возникновение около 3.0 млрд лет назад континентальной структуры Норт Карибу, позднее преобразованной в гранит-зеленокаменную область того же названия. Существование древнего континентального основания предполагается также и в восточной части области Вава (Wawa). Последующие события в

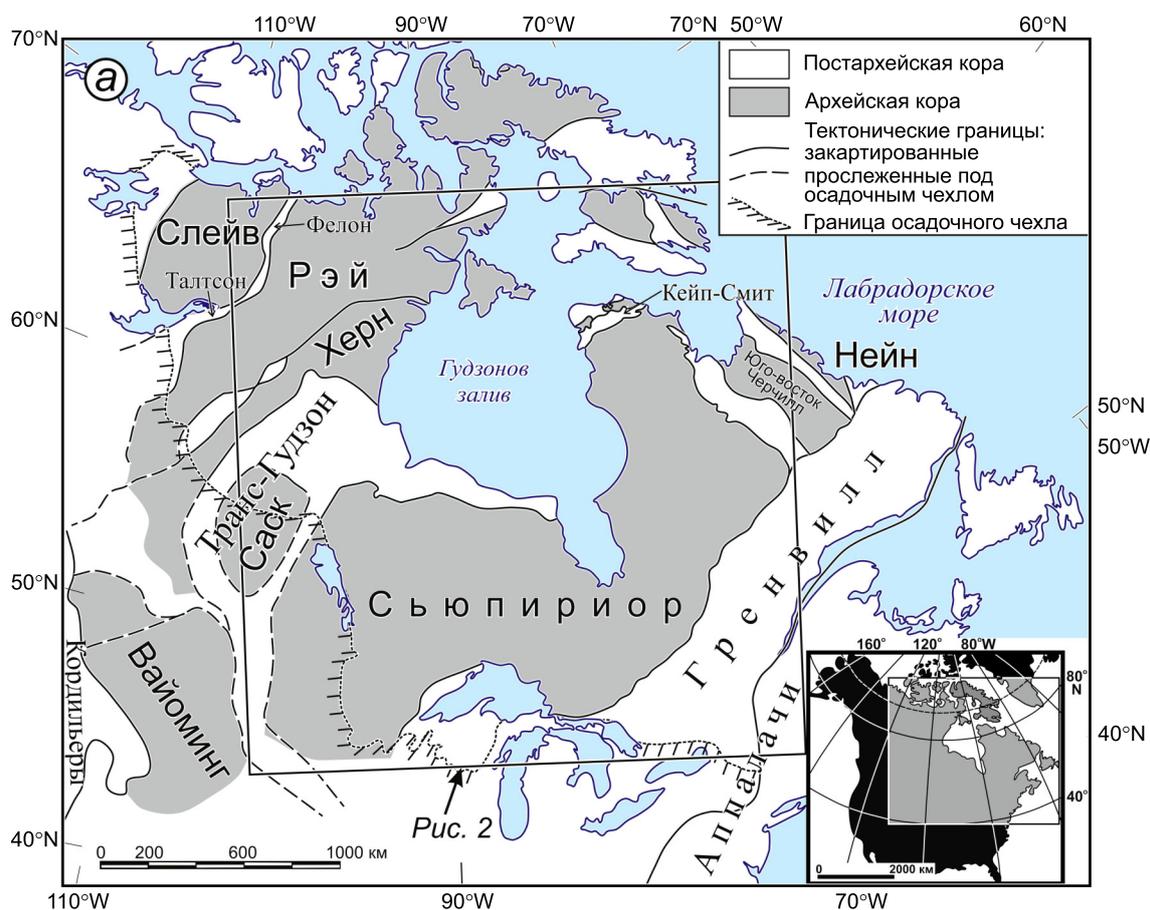


Рис. 1. Архейская кора Северо-Американского кратона (по [Mints, 2017b], с небольшими изменениями).

(а) – тектоническое районирование (показано положение рис. 2); (б) – структурные линии, проведенные по локальным магнитным аномалиям (в качестве основы использована Карта магнитных аномалий Северной Америки [Magnetic Anomaly Map..., 2002]), характеризующие архейские и постархейские тектонические структуры; (в) – структурные линии, характеризующие геологическое строение на уровне нижней коры или коромантийной границы (в качестве основы использована карта гравитационных аномалий Северной Америки [Gravity Anomaly Map..., 1987]), проведенные по локальным аномалиям поля силы тяжести; (г) – пространственные и структурные соотношения архейских тектонических провинций и структурных линий, по гравитационным аномалиям.

Fig. 1. The Archean crust of the North American Craton (slightly modified after [Mints, 2017b]).

(a) – tectonic zoning (Fig. 2 position is shown); (б) – structural trends drawn along the local magnetic anomalies characterizing the Archean and post-Archaean tectonic structures (based on [Magnetic Anomaly Map..., 2002]); (в) – structural trends drawn along the local gravity anomalies characterizing the geological structure at the level of the lower crust and the crust-mantle boundary (based on [Gravity Anomaly Map..., 1987]); (г) – spatial and structural relations of the Archean tectonic provinces and the structural trends (according to gravity anomalies).

неоархейской истории провинции, происходившие в эпиконтинентальной обстановке, в том числе формирование метаосадочных поясов типа Куэтико и Тимискаминг (Quetico and Timiscaming types) и метаморфизм гранулитовой фации, заключены в интервале 2.71–2.63 млрд лет. К характеристике метаосадочных поясов мы вернемся ниже.

Архейские провинции в обрамлении провинции Сьюпириор – Вайоминг (Wyoming) на юго-западе, Херн (Hearne), Рэй (Ray) и Слейв (Slave) на западе и северо-западе, согласно модели «Соединенных плит Америки» [Hoffman, 1988, 1989], формировались независимо друг от друга и объединились в

результате коллизионных событий лишь в конце палеопротерозоя.

Композитная Рэй-Херн провинция (см. рис. 1, 2) ограничена палеопротерозойскими орогенами: с запада – орогеном Талтсон-Фелон (Taltson-Thelon orogen) (2.4–1.9 млрд лет), протянувшимся между кратонами Рэй-Херн и Слейв, с востока – Транс-Гудзонским орогеном (Trans-Hudson orogen) (1.9–1.8 млрд лет), который отделяет кратоны Рэй-Херн и Вайоминг от провинции Сьюпириор. Границей между провинциями Рэй и Херн считается тектоническая зона Сноуберд (Snowbird Tectonic zone) палеопротерозойского возраста [Hoffman, 1988,

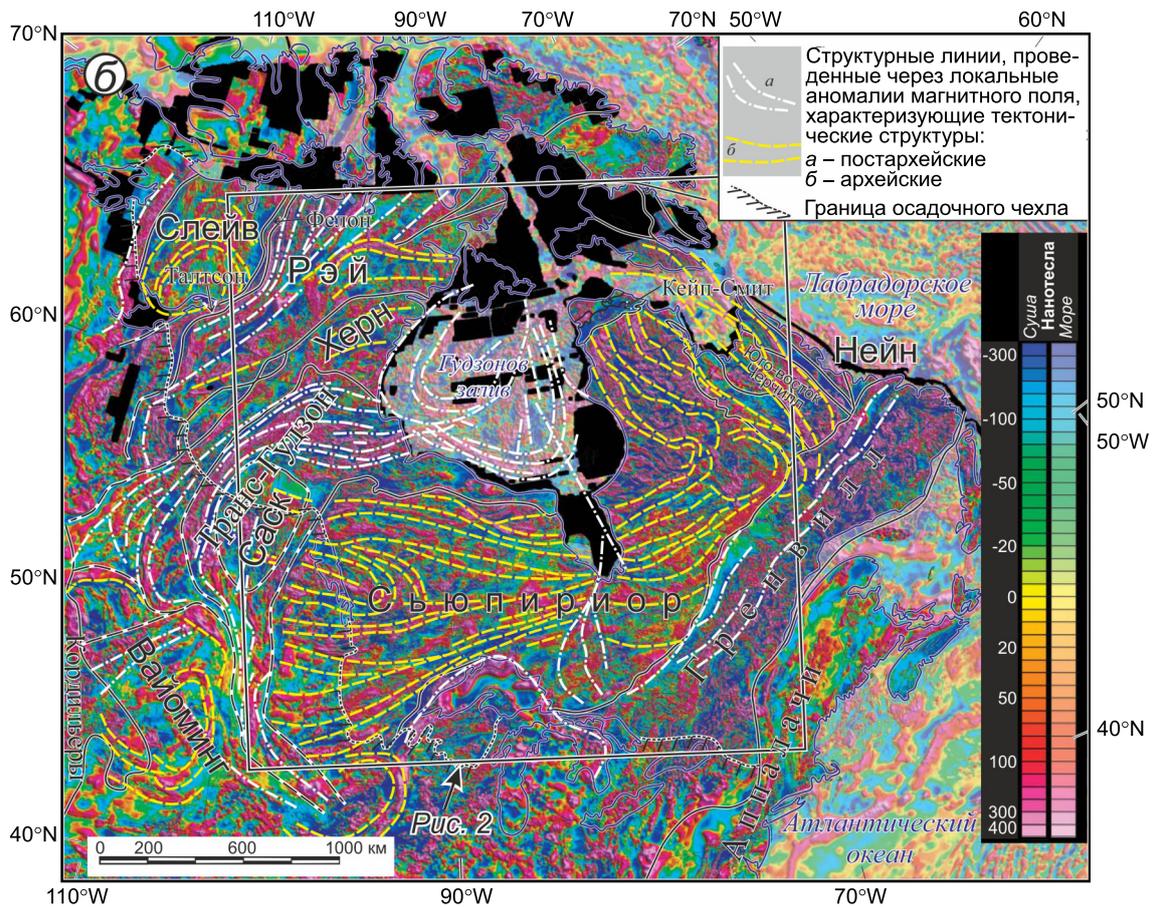


Рис. 1 (продолжение).

Fig. 1 (continued).

1989]. Геохронологические данные, полученные в недавние годы, показывают, что формирование преобладающей части коры перечисленных провинций протекало субсинхронно или близко по времени.

Провинция Херн включает зеленокаменный пояс Централ-Херн (Central Hearne), длиной более 700 км, который протягивается в северо-восточном направлении в согласии с общим структурным трендом этой провинции. Пояс включает две ювенильные вулканоплутонические ассоциации, первая (толеитовая) датирована 2.71–2.69 млрд лет, вторая (известково-щелочная: мафитовые и фельзитические подводные и субаэральные вулканы) – 2.69–2.68 млрд лет. Деформации и метаморфизм связаны с заключительным этапом магматической активности. Непосредственно вслед за ним формировались толщи метаосадков с участием железистых кварцитов. Завершающая стадия включала интрузии постдеформационных гранитов (2.67 млрд лет) и карбонатитов (2.66 млрд лет) и накопление конгломератов и аренитов тимискамингского типа (несколько позднее 2.66 млрд лет) [Hanmer et al., 2004; Davis et al., 2004]. В целом, пояс

был сформирован в течение короткого интервала времени – не более 50 млн лет. При геохронологических исследованиях не были зафиксированы кристаллы циркона древнее неоархейского возраста: ни в виде унаследованных цирконов в магматических породах, ни в виде детритовых зерен в метаосадках [Davis et al., 2004].

По мнению С. Хенмера и У.Дж. Дэвиса с соавторами, по особенностям строения и возрастным характеристикам пояс Централ-Херн близок неоархейским зеленокаменным поясам других регионов, и в частности поясу Абитибии провинции Сьюпириор, которые, как принято считать, формировались в согласии с тектоноплитной моделью. Предполагается, что наиболее подходящей моделью возникновения и эволюции ранней ассоциации пояса Централ-Херн является Идзу-Мариана-Бонинская дуга, тогда как вторая ассоциация могла возникнуть в «классической» субдукционной обстановке.

Провинция Рэй остается одной из наименее изученных областей архейской коры Северной Америки. Наряду с вулканидами значительную роль в составе зеленокаменных поясов этой провинции

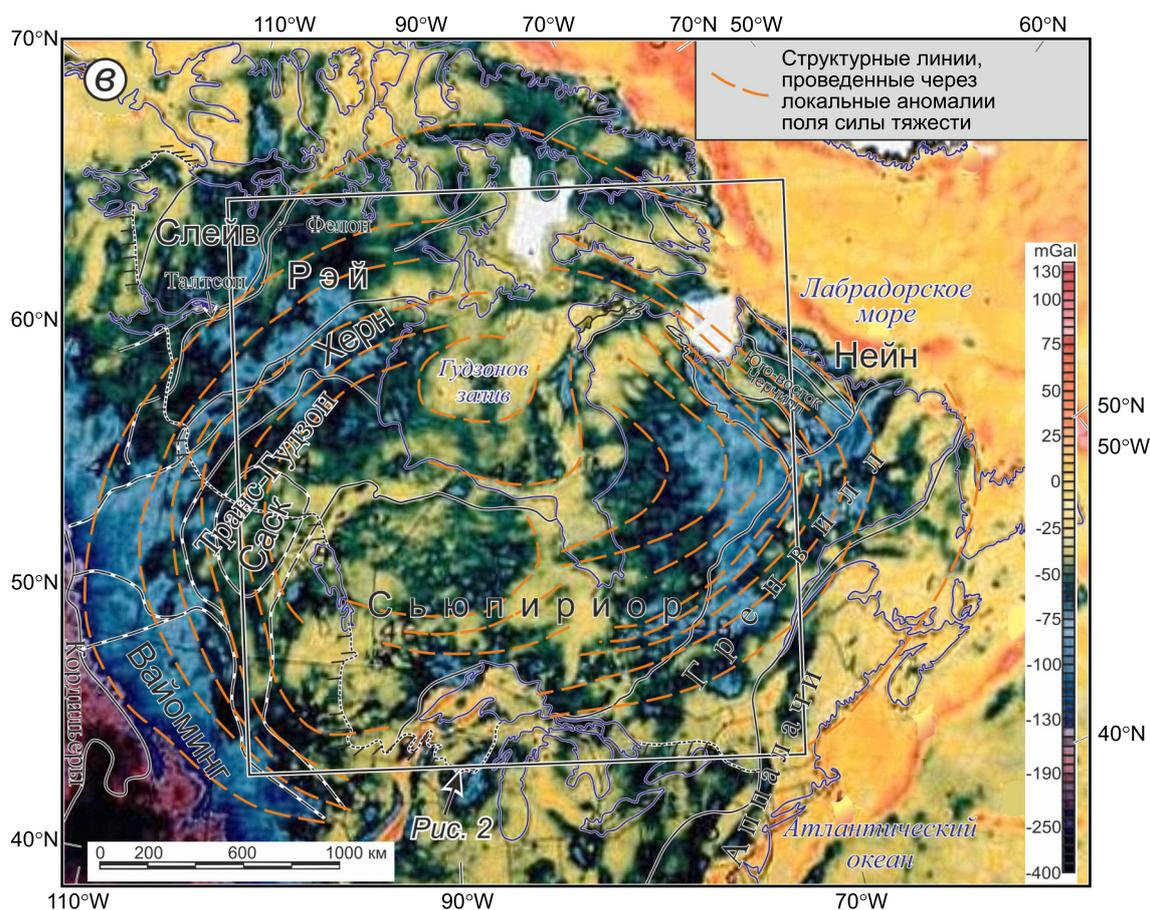


Рис. 1 (продолжение).

Fig. 1 (continued).

играют терригенные и хемогенные метаосадочные породы (в том числе конгломераты, кварциты, железистые кварциты и магнетит-силикатные породы). Изверженные породы среднего и кислого состава были сформированы в результате трех импульсов магматизма: около 2.77 млрд лет, 2.72–2.68 и 2.60 млрд лет. Со средним по возрасту импульсом связаны также медно-никеленосные габбро (например [Davis, Zaleski, 1998; Bethune, Scammell, 2002]). Исключением из общего правила являются коматититсодержащие зеленокаменные пояса северо-восточного простирания, принадлежащие группе Принц-Альберт (Prince Albert Group) в центральной части полуострова Мелвилл с возрастом около 2.97 млрд лет [Wodicka et al., 2011; Corrigan et al., 2013]. Возраст гранитоидов комплекса основания, датированных в южной части провинции Рэй, составляет 3.01–2.94 млрд лет [Hartlaub et al., 2004; Ashton et al., 2009, 2010], однако преобладают неорархейские гранитоиды с возрастом 2.62–2.58 и реже 2.71 млрд лет [LeCheminant, Roddick, 1991].

Р.П. Хартлауб с соавторами [Hartlaub et al., 2004] интерпретируют зеленокаменные пояса провин-

ции Рэй в качестве внутриконтинентальных рифтогенных структур. Образованный цепью локальных структур пояс рифтогенного происхождения, который протягивается от южной части провинции Рэй до Баффиновой Земли, имеет длину более 2000 км. Сопоставляя зеленокаменные пояса провинции Рэй с разновозрастными поясами провинций Херн и Сьюпириор, эти авторы делают вывод о существовании обширного палеоконтинента Нунавуттия (Nunavutia), охватывавшего преобладающую часть Северо-Американского композитного кратона, который (с учетом возрастных характеристик комплекса основания и детритовых цирконов в метаосадках) существовал продолжительное время – от палеоархея до раннего неорархея.

Провинция Вайоминг расположена в юго-западной части округло-овальной области архейской коры (см. рис. 1, а). В отличие от провинций, приближенных к центру области, в структуре которых главную роль играют линейно вытянутые и плавно изгибающиеся тектонические пояса, эта провинция имеет концентрически зональное строение, что отчетливо фиксируется картой магнитного поля [Magnetic Anomaly Map..., 2002] (см. рис. 1, б) и

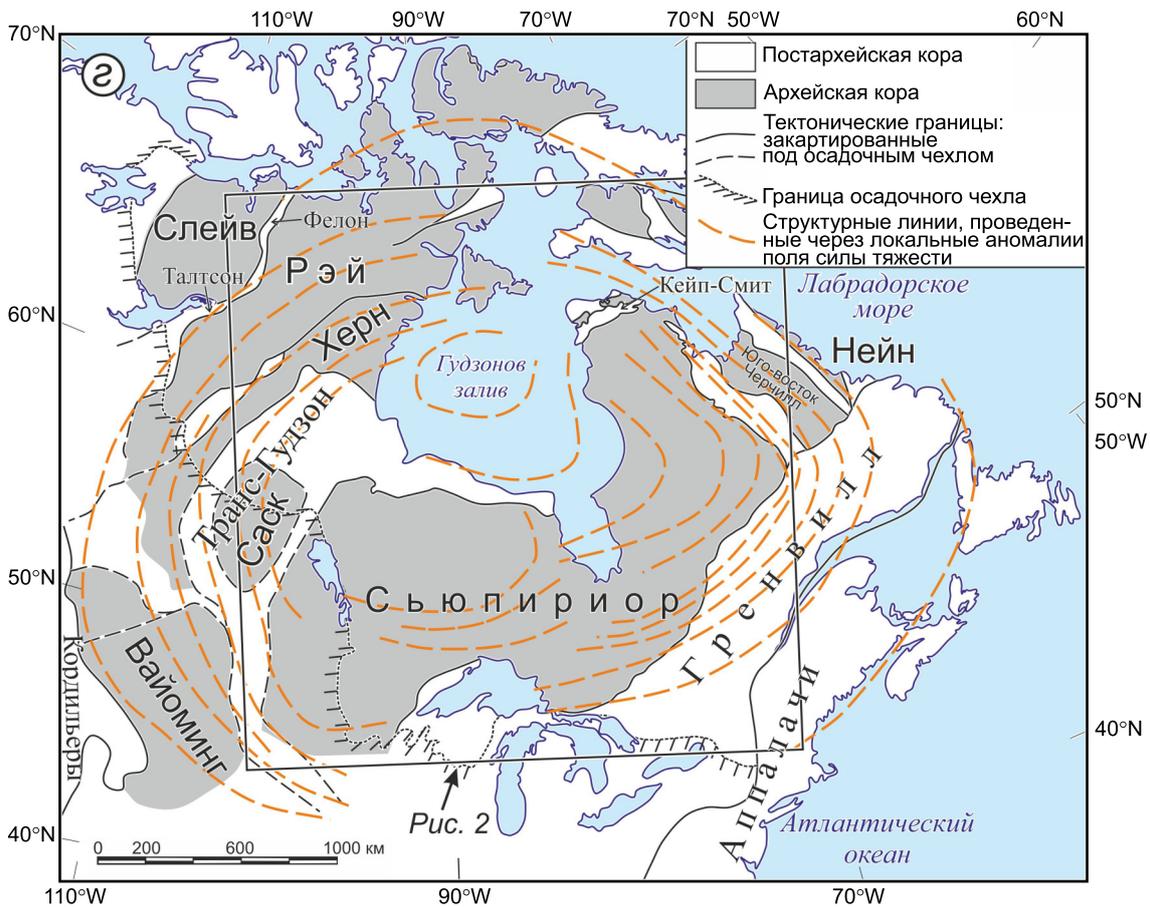


Рис. 1 (окончание).

Fig. 1 (end).

геологической картой южной половины провинции Вайоминг [Sims et al., 2001]. Дугообразно изогнутая выпуклостью на север северная граница провинции Вайоминг известна под названием Структура Вулкан (Vulcan structure). Она отделяет блок Медисин Хэт (Medicine Hat block), охватывающий северную часть провинции Вайоминг, от блока Ловерна (Loverna block) в южной части провинции Херн. Эта версия разграничения архейских провинций Херн и Вайоминг была предложена М.Д. Томасом с соавторами [Thomas et al., 1987] и П.Ф. Хоффманом [Hoffman, 1988]; впоследствии предлагались и иные версии, которые, как и первоначальная, не имели однозначного обоснования [Clowes et al., 2002, и ссылки в этой работе]. Тем не менее, поскольку структура Вулкан в качестве северной границы провинции Вайоминг наиболее естественно вписывается в концентрически зональную структуру, южная часть которой безусловно принадлежит провинции Вайоминг, в этой статье принята первоначальная интерпретация.

В строении провинции Вайоминг значительную роль играют палео- и мезоархейские (3.60–2.95 млрд лет) тоналит-трондьемит-гранодиори-

товые (ТТГ) гнейсы и метаосадки. Эти породы представлены немногочисленными обнажениями, на геологические события этого возрастного интервала указывают также широко распространенные изотопно-геохронологические метки в интрузивных породах неоархейского и палеопротерозойского возраста. В свою очередь, возраст детритовых цирконов в метаосадках достигает 4.0 млрд лет. Следующие интрузии тоналитов датированы интервалом 2.89–2.84 млрд лет [Chamberlain et al., 2003; Frost, Fanning, 2006]. Магматизм следующего цикла, который по своим геохимическим особенностям подобен типу активных континентальных окраин, преимущественно связан с интервалом от 2.68 до 2.67 млрд лет и прослеживается вплоть до 2.50 млрд лет. Ему сопутствовали внедрения чарнокитов и метаморфизм гранулитовой фации [Frost B.R. et al., 2006; Frost C.D. et al., 2006]. В районе Винд-Ривер Рейндж (Wind River Range) метаморфизм амфиболитовой-гранулитовой фации датирован интервалом от 2.65 до 2.53 млрд лет [Keane et al., 2006], оценки пиковых параметров составляют 780–815 °C и 8–9.5 кбар [Donohue, Essene, 2005]. Как отмечено во Введении,



региональное проявление гранулитового метаморфизма указывает на внутриконтинентальную эволюцию, инициированную мантийным плюмом [Mints, 2014; Mints et al., 2010, 2015; Mints, Eriksson, 2016]. Предполагается, что проявления мафитового вулканизма сопряжены с размещением мафитовых магм в основании коры. На это указывает увеличение мощности современной коры с 35–40 до 55 км [Snelson et al., 1998; Clowes et al., 2002; Chamberlain et al., 2003].

Опираясь на данные сейсмоки отраженных волн и моделирование гравитационного поля, Д.У. Итон с соавторами [Eaton et al., 1999] интерпретировали структуру Вулкан в качестве погружающегося на юг коллизионного шва между кратами Херн и Вайоминг. Наш анализ сейсмического образа коры вдоль линий 21, 25 и 29, принадлежащих трансекту SALT 95 (Southern Alberta, the Southern Alberta Lithospheric Transect), в согласии с моделью Д.У. Итона с соавторами показал, что структура

Рис. 2. Схематическая геологическая карта провинции Сьюпириор и окружающих тектонических структур (по [Mints, 2017b]). Карта составлена на основе работ [Leclair et al., 1994; Percival, West, 1994; Maurice et al., 2009; Boily et al., 2009; Roger et al., 2011; Percival et al., 2012]. Показано положение рис. 5. Условные обозначения для рис. 2 и 5–9.

1 – фанерозой; 2 – протерозой; 3–8 – неоархей: 3 – рифтогенный вулканогенно-осадочный комплекс тимискамингского типа, 4 – гранитоидный комплекс с участием эндрбитов и чарнокитов с включениями гранулитов, 5 – мигматизированный осадочный комплекс, метаморфизм амфиболитовой – гранулитовой фации, 6 – осадочный комплекс, метаморфизм амфиболитовой – гранулитовой фации, 7 – гранитоидный плутонический комплекс типа активной окраины, 8 – зеленокаменные пояса в составе гранит-зеленокаменных комплексов; 9–12 – палеомезо-неоархей: 9 – ТТГ-гнейсы гранит-зеленокаменного комплекса кратона Сьюпириор, 10 – ТТГ-гнейсы провинции Рэй, подвергшиеся гранулитовому метаморфизму в палеопротерозое (блок Куин-Мод), 11 – ТТГ-гнейсы гранит-зеленокаменных комплексов провинций Херн и Рэй, 12 – гранулит-базит-анортозитовый комплекс мантийно-плюмовой природы: а – пояс Капускейсинг и нижнекоревая зона рефлексивности на сейсмогеологических разрезах, б – массив анортозитов Шоумере; 13 – палеомезоархей: террейн Миннесота-Ривер, гранитоиды; 14 – литосферная мантия на сейсмогеологических разрезах; 15–18 – разломы и тектонические границы: 15 – надвиги, 16 – сбросы, 17 – сдвиги и разрывы неустановленной кинематики, 18 – разломы предполагаемые (а), то же в пределах акваторий (б); 19–20 – разломы и границы на сейсмогеологических разрезах: 19 – разломы, выделенные уверенно (а), предположительно (б), 20 – границы структурных доменов.

Fig. 2. Simplified geological map of the Superior Province and the surrounding tectonic units (after [Mints, 2017b]). This map uses the data published in Leclair et al. [1994], Percival and West [1994], Maurice et al. [2009], Boily et al. [2009], Roger et al. [2011], and Percival et al. [2012]. Fig. 5 position is shown. See the legends for Fig. 2 and Fig. 5–9.

1 – Phanerozoic; 2 – Proterozoic; 3–8 – Neoarchean: 3 – Timiskaming-type rift-related volcano-sedimentary complex, 4 – granitoid complex including enderbites and charnokites, and those with granulite inclusions, 5 – migmatized metasedimentary rocks (amphibolite- and granulite-facies metamorphism), 6 – metasedimentary rocks (amphibolite- and granulite-facies metamorphism), 7 – granitoids of active-margin type, 8 – greenstone belts; 9–12 – Paleo-Meso-Neoarchean rocks: 9 – TTG gneisses of the Superior Craton granite-greenstone complex, 10 – TTG gneisses of the Ray Province that underwent granulite-facies metamorphism in the Paleoproterozoic (Queen Maud block), 11 – TTG gneisses of the Ray and Hearne granite-greenstone complexes, 12 – lower-crust mafic granulites with anorthosite inclusions: а – Kapuskasing Belt and the lower-crust reflectivity zone at seismic-geological sections, б – Shawmere anorthosite; 13 – Paleo-Mesoarchean: Minnesota River terrane; 14 – lithospheric mantle at seismic-geological sections; 15–18 – faults and tectonic boundaries: 15 – reverse, 16 – normal, 17 – strike-slip, 18 – inferred (а), in the bottom of water areas (б); 19–20 – faults and geological boundaries at seismic-geological sections: 19 – credible (а), assumed (б), 20 – structural lines deciphered from the the seismic images of the crust.

Вулкан более всего соответствует существующим представлениям о строении зон столкновения континентальных блоков. Однако следует отметить отсутствие каких-либо признаков субдукции океанской литосферы, равно как и структурных и/или вещественных свидетельств процессов на активной окраине. Увеличение мощности коры с 40 до ~50 км и относительно высокая скорость сейсмической волны в основании коры, установленная сейсморазведкой преломленных волн по линии SAREX (Southern Alberta Refraction Experiment) [Clowes et al., 2002], очевидно, связаны с погружением в мантию пакета коровых пластин блока Ловерна в лежачем боку структуры Вулкан. Аналогичная интерпретация увеличения мощности коры в районе структуры Вулкан была поддержана Ю. Бузиди с соавторами [Bouzidi et al., 2002]. Пограничная структура Вулкан имеет дугообразные очертания в плане, а образующие эту структуру тектонические пластины погружаются к центру дуги. Это позволяет предполагать синформное строение концентрически зональной провинции Вайоминг в целом.

Провинция Слейв расположена на северо-западной окраине округло-овальной области архейской коры Северной Америки. Подобно провинции Вайоминг и в отличие от провинций, приближенных к

центру области, провинция Слейв имеет овальные очертания и характеризуется концентрически-зональным строением, которое вполне отчетливо прочитывается на карте магнитных аномалий [Magnetic Anomaly Map..., 2002] (см. рис. 1, б). Кажется странным, что эта особенность тектонической структуры провинции Слейв не получила отражения на геологических картах (например [Ketchum et al., 2004; Bleeker et al., 1999a]).

Породы древнего комплекса основания преимущественно распространены в центральной части провинции (the Central Slave Basement Complex). Наиболее древний представитель этого комплекса, известный как гнейсы Акаста (Acasta Gneiss Complex), расположен на западной периферии провинции [Bleeker et al., 1999a, 1999b; Ketchum et al., 2004, и ссылки в этих работах]. В составе комплекса основания преобладают мигматизированные диоритовые-тоналитовые гнейсы, более скромную роль играют разгнейсованные немигматизированные тоналиты-гранодиориты с участием гранитов. Те и другие пересечены мафитовыми дайками, которые позднее были деформированы, метаморфизованы и интродированы более поздними гранитоидами. Протолит полиметаморфических гнейсов был сформирован ~4.03 млрд лет назад [Stern, Bleeker, 1998; Bowring, Williams, 1999]. Далее последовали

пять эпизодов активизации интрузивного магматизма: 3.96, 3.75, 3.55–3.60, 3.37 и 2.94 млрд лет назад [Reimink et al., 2016].

В центральной части провинции возраст комплекса основания и последовавшие стадии интрузивного магматизма соответственно датированы 3.40 млрд лет и 3.15, 2.93–2.95 и 2.83 млрд лет [Sircombe et al., 2001]. В ряде мест комплекс основания с несогласием перекрыт маломощным слоем кварцитов, в том числе магнетитовых, которым начинается эпиконтинентальный разрез зеленокаменных поясов. Возраст осадочного горизонта, выделенного как группа Централ-Слейв Ковер (Central Slave Cover Group), заключен в интервале 2.85–2.80 млрд лет. Последовавшее формирование зеленокаменных поясов супергруппы Йеллоунайф (Yellowknife Supergroup) сопровождалось ТТГ магматизмом (2.73–2.67 млрд лет) и внедрением поздне- и посттектонических гранитов (2.59 млрд лет) [Ketchum et al., 2004]. Следует отметить, что размещение древнейших пород комплекса Акаста на краю овальной структуры провинции Слейв и сосредоточение неоархейских пород преимущественно в центральной области провинции указывают на синформное строение провинции Слейв в целом.

3. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИКА

Локальные магнитные аномалии, представленные картой магнитного поля Северной Америки [Magnetic Anomaly Map..., 2002], следуют как главным, так и второстепенным направлениям тектонических структур континента. Геологические объекты, которые являются источником этих аномалий, располагаются в верхней части кристаллической коры на уровне дневной поверхности или под осадочным чехлом. В первом приближении можно выделить структурные рисунки трех типов, в том числе два типа, которые характеризуют строение архейских провинций, и третий – соответствующий протерозойским орогенам (см. рис. 1, б).

Структурный рисунок магнитных аномалий первого типа характерен для провинций Сьюпириор, Рэй и Херн. В пределах провинции Сьюпириор линейно-протяженные структурные линии рисуют разворот геологических комплексов от субширотного простирания в южной части провинции к северо-западному в ее северо-восточной части. В пределах кратона Саск в осевой зоне палеопротерозойского Транс-Гудзонского орогена прослеживаются широтные аномалии, продолжающиеся структурные направления сопредельной части провинции Сьюпириор. Тектонические струк-

туры в восточном обрамлении провинции Сьюпириор также имеют северо-западное простирание. На западе магнитные аномалии в пределах провинций Рэй и Херн имеют северо-восточное простирание и также следуют генеральному направлению геологической структуры.

Структурный рисунок второго типа связан с провинциями Вайоминг и Слейв. Обе провинции представляют собой блоки коры овальных очертаний около 1000 км по продольной оси. Длинная ось овала провинции Слейв имеет север-северо-восточное простирание, в случае провинции Вайоминг – субмеридиональное простирание. Магнитные аномалии фиксируют концентрически-зональное внутреннее строение этих провинций, которое, по нашей оценке, можно прочесть и на геологических картах. К этому же типу относится округлый в плане гранулитовый блок Ашунипи (Ashuanipi) в восточной части провинции Сьюпириор.

Структурный рисунок третьего типа отвечает протерозойским орогенам: Талтсон-Фелон, Транс-Гудзон, Мидконтинент-Рифт и Гренвилл. Подобно архейским структурам первого типа, для протерозойских орогенов характерны линейные плавно изгибающиеся аномалии. Эти аномалии отчетливо пересекают (Транс-Гудзон) или срезают (Гренвилл) структуры архейских провинций; на западе и на востоке Северо-Американского кратона они следуют приблизительно параллельно архейским структурам (Талтсон-Фелон, северная часть Транс-Гудзонского орогена). В пограничной с провинцией Сьюпириор области орогена Гренвилл фрагментарно прослеживаются аномалии, трассирующие структурные направления провинции Сьюпириор, которые фиксируют размещение архейской коры в поднадвиговой области орогена.

Особое внимание необходимо уделить анализу структурного рисунка, образованного двумя системами концентрических магнитных аномалий в акватории Гудзонова залива: в центральных районах юго-восточной и северо-западной части. Юго-восточная часть залива не охвачена аэромагнитной картой [Magnetic Anomaly Map..., 2002], однако дугообразная геометрия береговой линии на юго-востоке залива, получившая название «Дуга Настапока» [Beals, 1968], указывает на вероятное существование третьей овальной структуры. В таком случае тектонику основания Гудзонова залива можно представить как сочетание трех овальных структур. Наиболее ранняя структура на юго-востоке залива (дуга Настапока) срезана овалом, охватывающим центральную часть залива. Та, в свою очередь, срезана овальной структурой на северо-западе залива, которая, очевидно, возникла последней. Важно отметить, что рисунок магнитных аномалий фиксирует срезание тектонических

структур Транс-Гудзонского орогена овальными структурами Гудзонова залива.

Карта поля силы тяжести [Gravity Anomaly Map..., 1987; Hanna et al., 1989] демонстрирует округло-овальную геометрию внутренней структуры коры Северной Америки (см. рис. 1, в). Ранее направленное к периферии снижение уровня гравитационного поля в центральной и северо-восточной части Северной Америки было отмечено Дж.С. Класнером и К.Дж. Шульцем [Klasner, Schulz, 1982]. Они предположили, что создающие этот образ особенности геологической структуры возникли около 2 млрд лет назад и, возможно, представляют собой след от удара крупного метеорита [Klasner et al., 1981]. Концентрическая зональность гравитационного поля Северной Америки была отмечена также М.Д. Томасом [Thomas, 1984], который, напротив, отрицает связь этого феномена с каким-либо крупным элементом геологического строения или событием в геологической истории Северной Америки и указывает на его зависимость от рельефа.

В отличие от вышеназванных исследователей, мы обратили особое внимание на геометрию чередующихся положительных и отрицательных аномалий поля силы тяжести. Структурные линии, следующие границам локальных аномалий, рисуют образ овала, охватывающего центральную и северо-восточную часть Северо-Американского континента (см. рис. 1, в). Этот образ имеет определенные отличия в сравнении с представлениями Дж.С. Класнера с соавторами. Тем не менее вполне очевидно, что мы обсуждаем то же самое природное явление. Наложение структурных линий на карту пространственного распределения докембрийских провинций Северной Америки (см. рис. 1, г) и сопоставление полученного образа с картой провинции Сьюпириор и обрамляющих ее архей-палеопротерозойских комплексов (см. рис. 2) и с картой магнитных аномалий (см. рис. 1, б) позволяют отметить несколько важных закономерностей.

1. Структурные линии, сформированные локальными аномалиями гравитационного поля, приблизительно следуют простиранию неоархейских поясов провинций Сьюпириор, Херн и Рэй и соответствующих им магнитных аномалий, но пересекают концентрически-зональные структуры провинций Вайоминг и Слейв.

2. Палеопротерозойские пояса Талтсон-Фелон и Транс-Гудзон и мезопротерозойский пояс Гренвилл не прерывают структурные линии, отвечающие локальным аномалиям поля силы тяжести. Эта особенность указывает на глубинное размещение источника гравитационных аномалий.

3. В центральной области овала, обрисованного структурными линиями, расположен Гудзонов залив.

4. СУБКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ (СКЛМ) СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

На севере Канадского щита граница литосферы – астеносферы (ГЛА) в пределах округло-овальной области архейской коры согласно глобальной томографической модели расположена на глубине более 225 км, как и в основании других архейских кратонов [Ritsema et al., 2011] (рис. 3). Сейсмотомографические исследования методом S-P приемной функции и особенности распределения скоростей поперечных волн (S-волн) показали, что мощность литосферы под центральной частью Гудзонова залива достигает ~350 км, тогда как под периферическими частями залива и в его обрамлении толщина литосферы составляет ~200–250 км. Литосферный киль Северо-Американского кратона расположен под Гудзоновым заливом (рис. 4) [Porritt et al., 2015]. Глубина ГЛА достигает ~350 км и значительно превышает ранее полученные оценки, которые составляли 280 км [Bastow et al., 2013] и ~280–300 км [Darbyshire et al., 2013]. Наблюдаемые вариации глубины ГЛА рассматривались авторами перечисленных работ как результат преобразований архейской литосферы при предполагаемом объединении архейских континентальных блоков и образовании Транс-Гудзонского орогена, который спаял ранее независимые архейские кратоны в соответствии с моделью Соединенных Плит Америки [Hoffman, 1988, 1989]. Между тем томографические модели Северной Америки повторяют результаты аналогичных наблюдений на других континентах, где литосферные кили приурочены именно к архейским кратонам вне связи с палеопротерозойскими событиями [Ritsema et al., 2011] (см. рис. 3).

5. ПРОВИНЦИЯ СЬЮПИРИОР: ГЕОЛОГИЯ

Наиболее значительный компонент архейской коры Северо-Американского кратона – провинция Сьюпириор – охватывает площадь около 1.5 млн км². В строении провинции принято выделять две значительно различающиеся области. Южная часть провинции образована вулканогенными, осадочными и плутоническими породами, подвергшимися метаморфизму в широком диапазоне умеренных температур и давлений, тогда как в северо-восточной части преобладают породы, сформированные и/или метаморфизованные в условиях гранулитовой фации.

Северо-восточная часть провинции Сьюпириор (см. рис. 2) образована ансамблем поясов северо-западного простирания. В пределах поясов Тиккерутук (Tikkerutuk), Бьенвилл (Bienville), Утсалик

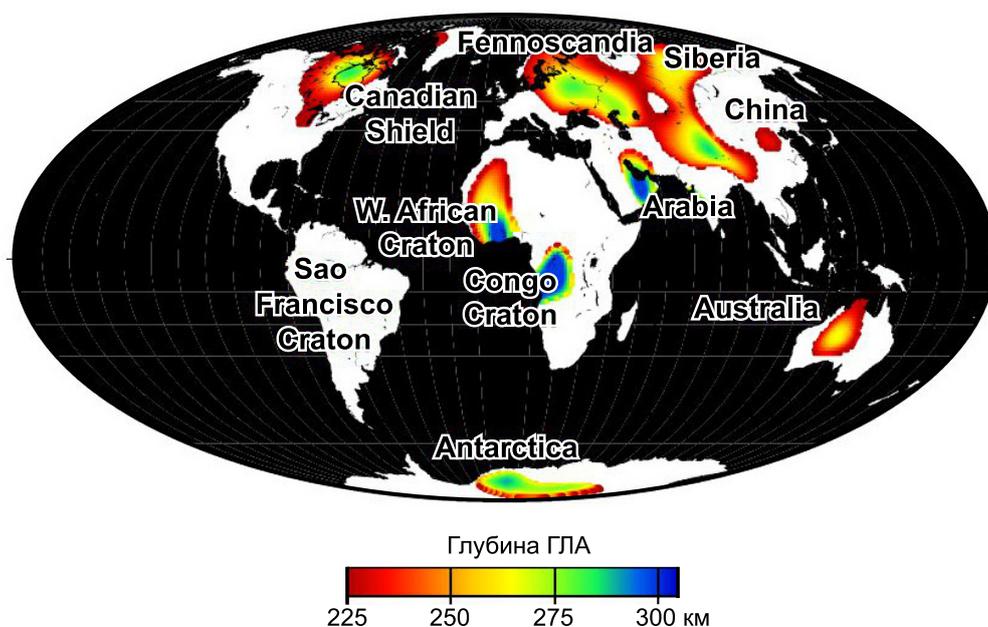


Рис. 3. Глобальная модель глубины размещения границы литосферы – астеносферы по [Bastow et al., 2013], построенная на основе модели Ритсема с соавторами [Ritsema et al., 2011].

Fig. 3. A global view of the lithosphere – asthenosphere boundary (LAB) (after [Bastow et al., 2013], based on the model described in [Ritsema et al., 2011]).

(Utsalik) и Дуглас Харбор (Douglas Harbour) преобладают плутонические комплексы со значительным участием эндербит-чарнокитов. Заметную роль играют мигматизированные метаосадочные гранулиты пояса Лейк Минто (Lac Minto) [Boily et al., 2009; Percival et al., 2012]. Зеленокаменным осадочно-вулканогенным ассоциациям, заключенным в пределах поясов Каллувиартук (Qalluviartuuq), Гудалле (Goudalle) и Ла Гранде (La Grande), принадлежит резко подчиненная роль (<10 %). Особенности географического распределения модельных возрастов T_{DM} Sm-Nd и унаследованных U-Pb возрастов, зафиксированных в ядрах цирконов, позволяют выделить две области, различающиеся возрастом древнего основания. Предполагается, что эти области принадлежат двум континентальным ядрам (зародышам будущих континентальных террейнов): более древнего террейна Хадсон Бэй (Hudson Bay) приблизительно в границах поясов Тиккерутук, Бьенвилл, Гудалле и Ла Гранде с возрастом пород в интервале 3.9–2.9 млрд лет и более молодого террейна Ривьера Арнауд (Rivière Arnaud) в границах поясов Лейк Минто, Каллувиартук, Утсалик и Дуглас Харбор, которые сложены породами, сформированными 3.0–2.8 млрд лет назад [Maurice et al., 2009]. Предполагается, что в результате объединения этих террейнов 2.76–2.74 млрд лет назад возник композитный континент, который в настоящее время включен в северо-восточную область провинции Сьюпириор. Практически

тому же интервалу времени отвечает возникновение и заполнение осадками бассейна Лейк Минто, возникшего на только что сформированном континенте. Непосредственно вслед за этим в коре новообразованного континента разместились крупные тела высокотемпературных пироксеносодержащих гранитоидов и эндербитов. Внедрениям магмы сопутствовал метаморфизм, который охватил осадочные породы. Пиковые значения параметров, достигающие уровня гранулитовой фации, варьируются от 560 °C и 3 кбар до 840 °C и 8.4 кбар [Percival et al., 1994, 2001; Percival, Skulsky, 2000]. Эндербиты пояса Дуглас Харбор включают сапфириносодержащие глубинные ксенолиты. Параметры метаморфизма этих ксенолитов заключены в интервале между 7.5 и 14 кбар, что соответствует глубинам от 24 до 46 км и температурам 755–1260 °C. Высокие температуры указывают на значительный приток мантийного тепла, ставшего причиной магматизма и метаморфизма [Cadéron et al., 2005]. Вся последовательность событий заключена между 2.74 и 2.67 млрд лет.

Ранее были предложены две модели высокотемпературных событий в неоархейской истории северо-восточной части провинции Сьюпириор. Согласно первой, неоархейская кора формировалась в процессе билатеральной субдукции с запада и востока под мезоархейское континентальное образование. В этой модели высокотемпературный метаморфизм рассматривается как непосредственное следствие

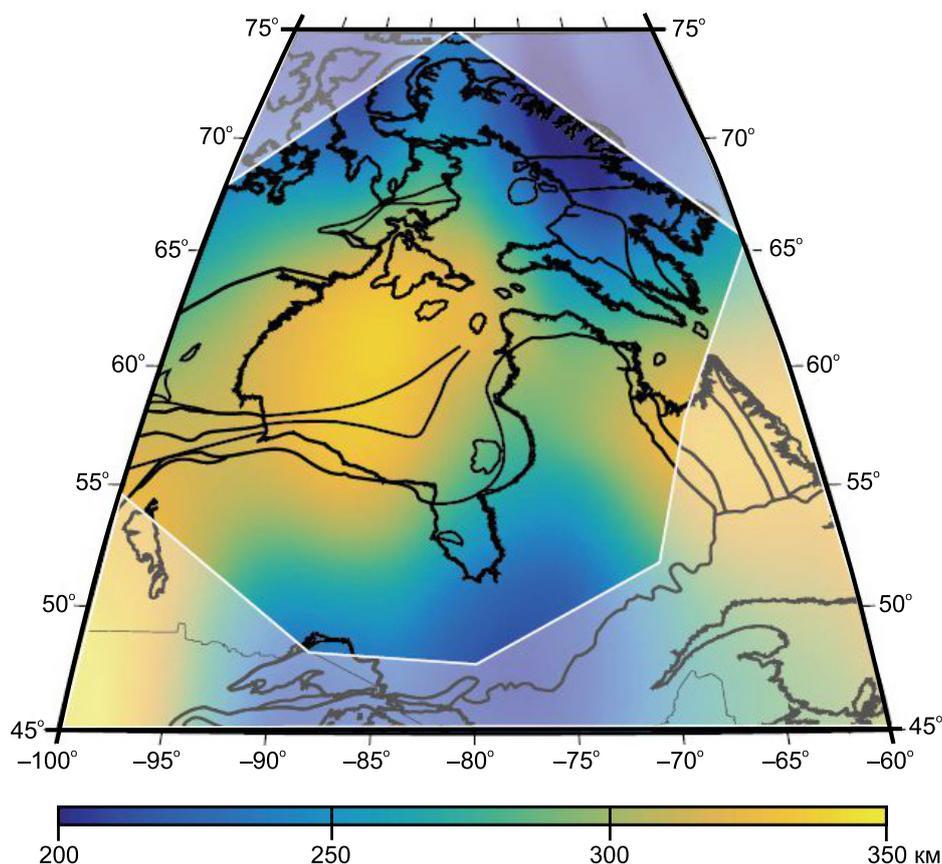


Рис. 4. Мощность литосферы в районе Гудзонова залива (по [Porrirt et al., 2015]). Оценка мощности литосферы получена в результате объединения модели распределения скоростей поперечных волн (S-волн) [Darbyshire et al., 2013] и данных сейсмотомографических исследований методом S-P приемной функции. Затененная периферическая область находится за пределами модели [Darbyshire et al., 2013] и охарактеризована только сейсмотомографией.

Fig. 4. Thickness of the lithosphere beneath Hudson Bay and its vicinity (after [Porrirt et al., 2015]). The lithosphere thickness value was estimated from the joint interpretation of the SdP CCP volume and the shear velocity model of Darbyshire et al. [2013]. The regions with white shading are outside the coverage of the model of Darbyshire et al. [2013], but are still covered by the SdP CCP volume.

орогенеза, последовавшего за завершением субдукции [Percival, Skulsky, 2000]. Согласно альтернативной модели мантийно-плюмового типа, предполагается преимущественно вертикальное направление тектонических перемещений [Maurice et al., 2009; Boily et al., 2009; Bédard et al., 2013; Bédard, Harris, 2014], андерплейтинг мантийных мафитовых расплавов и сопутствующий рост температур в коре.

На северо-западе провинции расположены гранулиты Пиквитоней (Pikwitonei), которые прослеживаются под осадочным чехлом в восточном направлении и объединяются с гранулитами пояса Бьенвилл (см. рис. 2). Пояс Пиквитоней рассматривается в качестве западной части террейна Хадсон Бэй, который участвует также и в строении фундамента Гудзонова залива [Boily et al., 2009; Stott et al., 2010]. Гранулиты Пиквитоней – это преимущественно пироксенсодержащие гранитоиды и эндербиты с прослоями метаосадочных гнейсов, ма-

фитовых гранулитов и железистых кварцитов. Ассоциация включает небольшие тела габбро-анортозитов. Параметры метаморфизма соответствуют гранулитовой фации: 830–880 °C и 9.3–10.4 кбар. Часть эндербитовых гнейсов возникла уже в палеомезоархее 3.4–3.0 млрд лет назад, тогда как преобладающие по объему массивные эндербиты формировались в неоархее. История роста циркона в эндербитах и гранулитах фиксирует несколько эпизодов: 2.74–2.72, 2.70–2.69, 2.68, 2.66–2.64 и 2.63–2.59 млрд лет. Пиковые значения метаморфизма датированы 2.64 млрд лет [Mezger et al., 1990; Heaman et al., 2011]. По мнению К. Мезгера с соавторами, метаморфизм гранулитовой фации непосредственно связан с внедрением высокотемпературной (>1100 °C) ортопироксенсодержащей эндербитовой магмы.

В области сочленения северо-восточной и южной части провинции Сьюпириор простирается

главных тектонических элементов меняется с северо-западного на запад-юго-западное и субширотное. В районе коленообразного разворота структурных направлений размещен овальный в плане гранулитовый комплекс (блок) Ашуанипи. За формированием преобладающих в составе комплекса парагнейсов и железистых метаосадков в интервале между 2.75 и 2.73 млрд лет непосредственно последовали метаморфизм и мигматизация в условиях гранулитовой фации.

Южная часть провинции Сьюпириор (см. рис. 2) преимущественно образована осадочно-вулканогенными и вулканоплутоническими комплексами, которые традиционно рассматриваются в качестве гранит-зеленокаменных областей Абитибби (Abitibi), Вава (Wawa), Вабигун (Wabigoon), Норт Карибу (North Caribou), Учи (Uchi) и Ла Гранде (La Grande). Кроме того, выделяются комплексы гранитоидов с относительно редкими включениями вулканогенно-осадочных ассоциаций. Они заключены в пределах поясов Виннипег Ривер (Winnipeg River), Мармион (Marmion) и Опатика (Opatica) и участвуют в строении центральной части террейна Норт Карибу.

Немногочисленные прямые свидетельства существования мезоархейской коры (преимущественно 3.0–2.9 млрд лет) отмечены в западной части провинции. Редкие остатки древней коры (3.8–3.4 млрд лет) известны в поясе Виннипег Ривер. Тоналитогнейсы, датированные 2.82 млрд лет, слагают комплекс основания пояса Опатика. Вулканические и плутонические породы с возрастом 2.92–2.88 млрд лет распространены в поясе Вава [Percival et al., 2012, и ссылки в этой работе]. Открытие алмазонасных лампрофиров и кимберлитов в поясе Вава свидетельствует, что ранее 2.7 млрд лет провинция Сьюпириор обладала литосферным корнем [Stone, Semenyina, 2004; Barnett et al., 2007; Kopylova et al., 2011].

Свидетельства рифтинга мезоархейской коры, в свою очередь, широко распространены в южной части провинции Сьюпириор. На это событие указывают вулканогенно-осадочные разрезы с максимальной мощностью до 5 км с участием ювенильных мафитовых и коматиитовых лав мантийно-плюмового геохимического типа, карбонатных и обогащенных кварцем осадков, в нижней части с железистыми кварцитами и аренидами, которые несогласно перекрывают комплекс основания. Эти разрезы датированы 2.98–2.78 млрд лет. Метаосадки включают детритовые цирконы с возрастом 3.4–2.9 млрд лет [Percival et al., 2012, и ссылки в этой работе].

Формирование вулканических комплексов зеленокаменных поясов в основном заключено в интервале от 2.78 до 2.70–2.69 млрд лет. С породами

гранит-зеленокаменных областей, которые подверглись низко- и среднетемпературному метаморфизму, контрастируют пояса, сложенные интенсивно метаморфизованными метаосадками. Осадконакопление, датированное 2.70–2.68 млрд лет, по времени совпадало с завершением активного вулканизма на сопредельной территории или непосредственно следовало за ним. Оно сопровождалось внедрением небольших ультрамафитовых и габбро-анортозитовых тел (2.69 млрд лет). Вскоре (2.67–2.65 млрд лет) осадки подверглись метаморфизму амфиболитовой и локально гранулитовой фации умеренных давлений [Ashwal et al., 1983; Card, 1990; Thurston et al., 1991; Percival, West, 1994, и ссылки в этих работах].

Две системы метаосадочных поясов этого типа с плавным изгибом протягиваются в восток-северо-восточном направлении через южную часть провинции. Северная система включает (с запада на восток) пояс Инглиш Ривер (English River) и западные сегменты поясов Немискау (Nemiscau) и Опинака (Opinaca); южная система включает (также с запада на восток) пояс Куэтико и восточные сектора поясов Немискау и Опинака. Ниже мы упоминаем эти метаосадочные пояса в качестве «поясов типа Куэтико». Протяженность типового для этой группы собственно пояса Куэтико достигает 1200 км. В краевых частях пояса преобладают сланцы (метаграувакки) турбидитового типа, подвергшиеся метаморфизму зеленосланцевой фации. В осевой части они сменяются породами высокой амфиболитовой и гранулитовой фации, возрастает роль мигматитов и высокоглиноземистых лейкогранитов. Давление возрастает на протяжении 800 км с запада на восток от 2.5 до 6 кбар [Percival, 1989]. Накопление граувакк в пределах протяженного линейного бассейна могло происходить в обстановке, аналогичной современным аккреционным призмам. Однако этой версии противоречит высокотемпературный метаморфизм осадков, протекавший на небольших глубинах [Percival et al., 2012, и ссылки в этой работе].

Хронологически в то же самое время, но отчетливо стратиграфически выше и с резким субаэральным угловым несогласием залегают вулканогенные породы и кластические осадки в пределах поясов тимискамингского типа (см. рис. 2). Их возраст в северо-западной части провинции составляет 2.71–2.69 млрд лет, в южной части провинции эти ассоциации заметно моложе – 2.68–2.67 млрд лет [Corfu, Lin, 2000; Ketchum et al., 2008, и ссылки в этих работах]. Эти пояса имеют особую значимость, потому что именно с ними ассоциируют во времени и в пространстве месторождения золота и колчеданные месторождения цветных металлов мирового класса. Осадочные ассоциации, слагающие эти пояса, пре-

имущественно образованы мелководными морскими и эпиконтинентальными (речными и озерными) молассовидными конгломерат-песчаниковыми и песчано-глинистыми литофациями. Они формировались на финальной стадии архейского орогенеза в сочетании с известково-щелочными и щелочными вулканическими и плутоническими породами в транспрессионных бассейнах типа пулл-апарт [Corcoran, Mueller, 2007; Parks, 2011; Lodge et al., 2013, и ссылки в этих работах].

Контуры тектонических структур в южной части провинции плавно меняют простирание от широтного в пределах области Норт Карибу на западе до восток-северо-восточного в пределах пояса Ла Гранде на востоке.

Особое место в тектонической структуре провинции Сьюпириор занимает субмеридиональная взбросо-надвиговая зона («поднятие») Капускейсинг (Kapuskasings) протяженностью 500 км, поперечная к генеральному простиранию тектонических структур (см. рис. 2). В пределах этой зоны в палеопротерозое ~1.9 млрд лет назад к верхнему уровню коры были выведены средне- и нижнекорые породы неоархейского орогена: мафитовые, тоналитовые и метаосадочные гнейсы амфиболитовой и гранулитовой фации (750–790 °C и 8–11 кбар [Mäder et al., 1994; Percival, 1994; Percival, West, 1994]), которые слагают последовательность положозалегающих тектонических пластин. В нижней части последовательности размещен массив анортозитов Шоумиа (Shawmege), датированный 2.70 млрд лет. Среди архейских анортозитов этот массив является одним из наиболее крупных (~800 км²). Первоначальное проявление высокотемпературного метаморфизма в пределах зоны Капускейсинг отмечено спустя приблизительно 40 млн лет после активного вулканизма пояса Абитибиды [Krogh, 1993]. Два последовательных высокотемпературных метаморфических события датированы 2.66–2.65 и 2.64–2.63 млрд лет. Метаморфические преобразования на более глубинных уровнях имеют более молодой возраст, что, по всей вероятности, связано с постепенным охлаждением коры сверху вниз и более длительной сохранностью высоких температур на глубинном уровне коры. Завершение этапа деформаций и формирования линейности и гнейсовидности, датированное у дневной поверхности 2.58 млрд лет, также имеет тенденцию омоложения с глубиной. Мощность выведенного к поверхности фрагмента коры составляла ~15–20 км. Нижняя часть этого фрагмента прибыла с глубины 25–30 км. Предполагается, что повышенная мощность коры (~53 км) в районе Капускейсинг связана с внутриконтинентальным сжатием в конце палеопротерозоя [Percival et al., 1992, 2012].

Многочисленные малые тела санукитоидов, состав которых варьируется от ультрамафитов до гранитоидов, интродировали от ~2.70 до 2.68 млрд лет [Stern et al., 1989; Corfu, Stone, 1998; Stevenson et al., 1999].

Согласно популярной, хотя и не общепринятой версии формирование южной части провинции Сьюпириор – это результат последовательной субдукции в северном направлении и аккреции незначительного числа эо-, палео- и мезоархейских континентальных фрагментов и значительно преобладающих по объему неоархейских океанических и островодужных террейнов в течение относительно короткого промежутка времени между ~2.75 и ~2.69 млрд лет [Card, 1990; Jackson et al., 1994; Calvert et al., 1995; Daigneault et al., 2004; Percival et al., 2012]. Преобразование аккреционного орогена в коллизионный завершилось присоединением с юга палеоархейского континентального террейна Миннесота Ривер Вэлли (Minnesota River Valley) 2.69–2.68 млрд лет назад. Свидетельства неактуалистического характера процессов формирования архейских гранит-зеленокаменных комплексов, противоречащие аккреционной модели, систематизированы П. Терстоном [Thurston, 2015]. Альтернативная модель, в которой определяющая роль в формировании коры южной части провинции Сьюпириор отведена латеральным мантийным течениям («мантийному ветру»), была предложена Дж. Бедаром и Л.Б. Харрисом [Bédard, Harris, 2014].

Тесно связанные в пространстве и времени процессы осадконакопления, магматизма и метаморфизма гранулитовой фации в южной части провинции Сьюпириор между 2.68 и 2.59 млрд лет рассматриваются в качестве посторогенных событий или как проявление эндогенной активности мантийно-плюмового типа [Wyman et al., 2002; Percival et al., 2012, и ссылки в этих работах].

Специфические особенности метаморфической зональности в пределах провинции определяются размещением пород, подвергшихся метаморфизму в условиях высокой амфиболитовой – гранулитовой фации в интервале между 2.72 и 2.68 млрд лет. Ассоциации высокотемпературных горных пород характерны: 1) для северо-восточной части провинции, где преобладают плутонические и метаосадочные (при ограниченном участии метавулкаников) породы гранулитовой фации; 2) для пояса Пиквитоней на северо-западе провинции; 3) для протяженных метаосадочных (при ограниченном участии метавулкаников) поясов типа Куэтико в южной части провинции и 4) для пород взбросо-надвигового пояса (зоны) Капускейсинг. Помимо высоких температур, минеральные ассоциации фиксируют повышенное относительно окружающих пород давление метаморфизма, что указы-

вает на перемещение этих пород с более значительных глубин в коре в сравнении с обрамляющими гранит-зеленокаменными комплексами. Минеральные ассоциации гранулитовой фации в породах поясов Ашуанипи и Минто указывают на кристаллизацию на глубине 25–35 км [Percival et al., 2012, и ссылки в этой работе]. При средней мощности современной коры порядка 40 км мощность коры неорхаейского орогена могла достигать 75 км [Percival et al., 2012].

6. ПРОВИНЦИЯ СЬЮПИРИОР: СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ОБРАЗОВ КОРЫ ПО СЕЙСМОПРОФИЛЯМ ПРОГРАММЫ LITHOPROBE

Глубинное строение коры провинции Сьюпириор охарактеризовано двумя сечениями вдоль пунктирных профилей Запад-Сьюпириор (West Superior) и Абитиб-Гренвилл (Abitibi-Grenville) (рис. 5–7). Дополнительная информация имеется по поперечному сечению зоны Капускейсинг (рис. 8). В разрезе вдоль траверса Запад – Сьюпириор кора характеризуется интенсивными частыми и протяженными отражениями от глубины 10–15 км до основания, сейсмические образы средней и нижней коры и коромантийной границы насыщены отражениями и весьма информативны. Разрез вдоль профиля Абитиб-Гренвилл характеризуется аналогичными особенностями, но интенсивные отражения захватывают практически всю область коры, начиная с глубины 5–10 км. Причиной этих различий, по-видимому, являются технические характеристики сейсмического эксперимента и особенности строения и состава геологической среды.

Представленные ниже интерпретационные геологические модели как для отдельных профилей, так и в виде объемных (3D) моделей коры и коромантийной границы разработаны одним из авторов этой статьи – М.В. Минцем. Сейсмические образы (картины сейсмических отражений) заимствованы из публикации по программе LITHOPROBE и на общедоступном WEB-сайте Государственной геологической службы Канады (Natural Resources Canada). Соответствующие ссылки приведены в подрисуночных подписях.

6.1. Нижняя кора и коромантийная граница провинции Сьюпириор

Анализ сейсмического образа коры и коромантийной границы провинции Сьюпириор позволяет выделить на фоне многочисленных отражений выдержанную зону интенсивных протяженных

субпараллельных отражений в основании коры – зону рефлексивити. Нижняя граница этой зоны является границей коры и мантии. Мощность зоны рефлексивити по профилю Абитиб-Гренвилл незначительно варьируется около значения 10 км, в сечении профилем Запад – Сьюпириор мощность зоны удвоена и в среднем равна 20 км. Как правило, эта зона характеризуется субгоризонтальным положением гладких или полого изгибающихся линий структурного рисунка и подстилается горизонтально залегающей коромантийной границей, ниже которой располагается акустически прозрачная мантийная область. В перекрывающей зону рефлексивити части коры структурные линии имеют более сложный рисунок, который во многих местах срезается верхней границей зоны рефлексивити. Зона рефлексивити разбита на фрагменты тектоническими нарушениями: северные концы коровых пластин изгибаются, погружаются в мантию в северном направлении и как бы растворяются в ней; южные концы пластин коры вовлекаются во встречные взбросо-надвиговые перемещения в южном направлении. Протяженность интервалов, где границы и структурные линии зоны рефлексивити сохраняют ровное субгоризонтальное положение, составляет 50–100 км, в некоторых случаях может превышать 150 км (см. рис. 6, 7). Наиболее ярко выраженное погружение в мантию нижнекоровой пластины первоначально интерпретировалось в качестве следа архейской зоны субдукции [Ludden, Hynes, 2000]. Места погружения коровых пластин в мантию и участки взбросо-надвиговых перемещений структурно и пространственно взаимосвязаны: там, где северные окончания пластин погружаются в мантию, южные окончания следующих к северу пластин вовлекаются в перемещение к дневной поверхности. С перемещениями второго типа связано значительное увеличение мощности зоны рефлексивити. Тектонические границы, определяющие геометрию тектонической структуры в этих участках, как правило, удается проследить при пересечении ими средней коры и в некоторых случаях вплоть до дневной поверхности.

Структурные особенности коромантийной границы непосредственно связаны со строением и деформациями нижнекоровой зоны рефлексивити. В свою очередь, сейсмический образ зоны рефлексивити связан с относительно молодой нижней корой, которая могла возникнуть в результате андерплейтинга мафитовых мантийных магм и сопутствующего гранулитового метаморфизма. Примеры аналогичных образований в основании архейской коры детально охарактеризованы в наших публикациях, посвященных глубинному строению Восточно-Европейского кратона [Mints, 2011; Mints

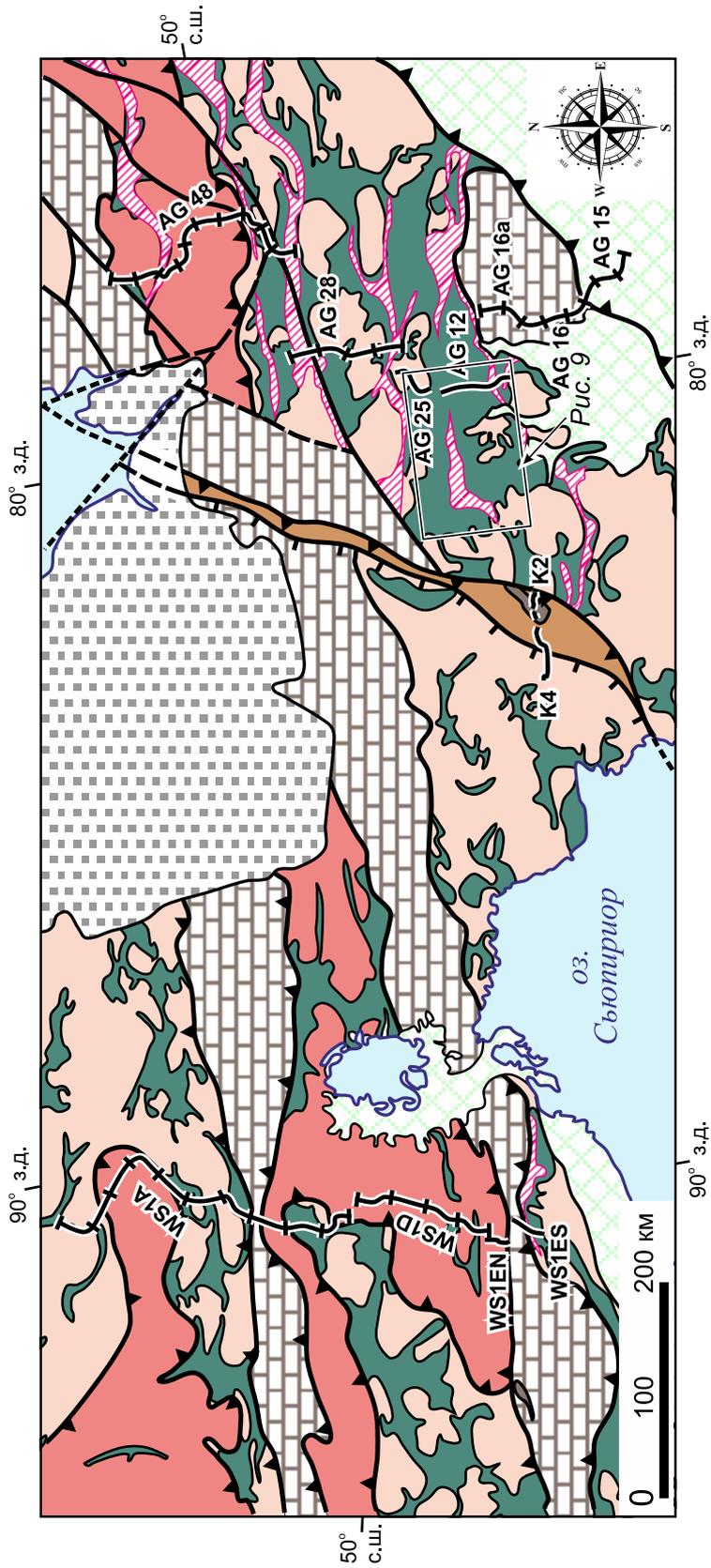


Рис. 5. Схематическая геологическая карта южной части провинции Сьюпириор (по [Mints, 2017b], с небольшими изменениями). Показано положение систем профилей: геотрансекта WS – Запад-Сьюпириор (West Superior), геотрансекта AG – Абитибид-Гренвилл (Abitibi-Grenville) и геотрансекта К – Капускей-синг (Kapuskasing). Показано положение рис. 9; условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 5. Simplified geological map of the southern Superior Province (slightly modified after [Mints, 2017b]). Geotranssects: WS – West Superior, AG – Abitibi-Grenville, K – Kapuskasing. Fig. 9 position is shown; see Fig. 2 for the legend.

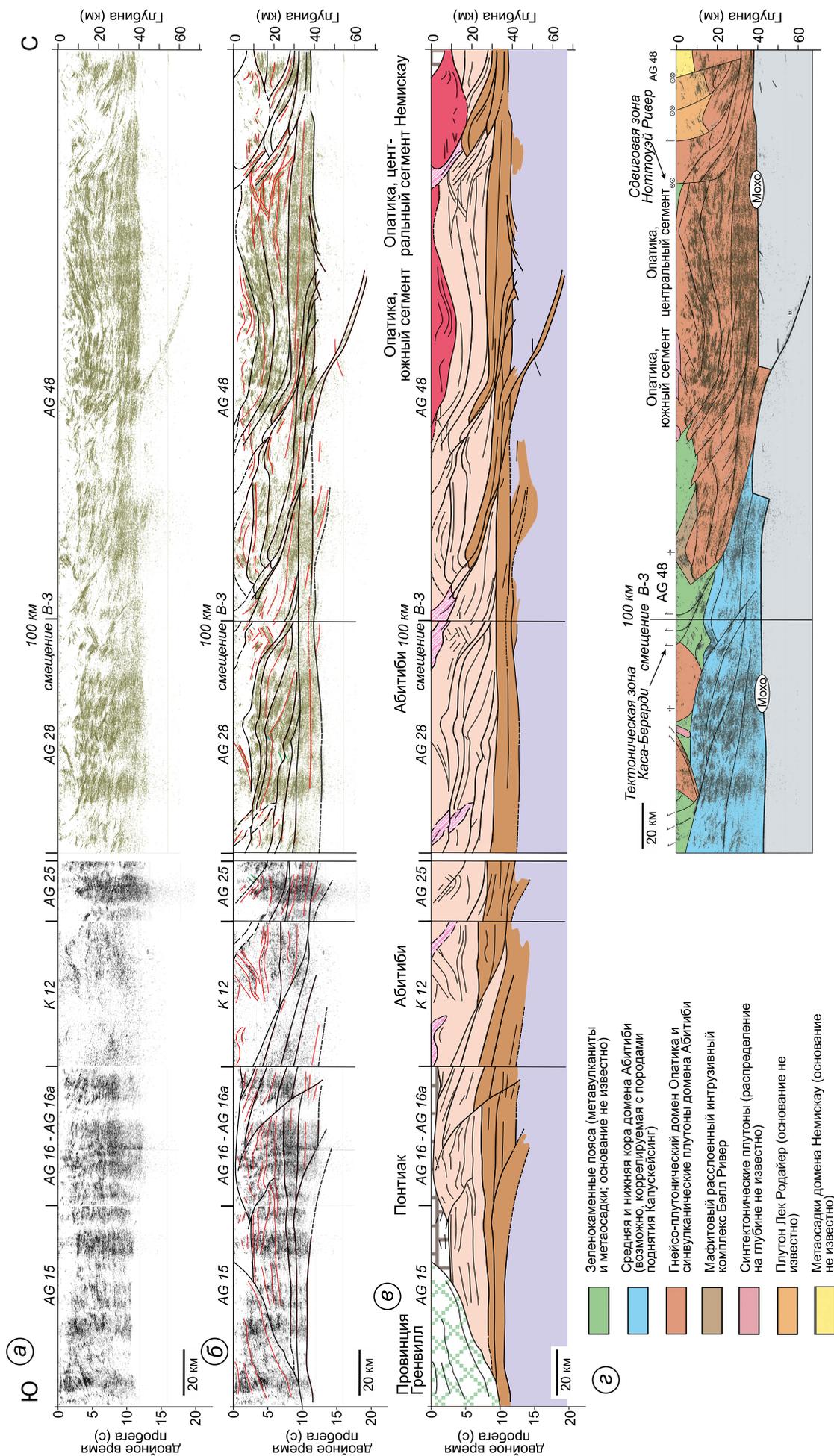


Рис. 7. Разрез по системе профилей геотрансекта AG – Абитибиды-Гренвилл (по [Mints, 2017b], с дополнениями). (а) – сейсмический образ коры и коромантийной границы (мигрированный разрез); (б) – сейсмический образ с отделированными геологическими и тектоническими границами; (в) – интерпретационный геологический разрез, полученный М.В. Минцем; (г) – интерпретационный геологический разрез по [Cook et al., 2010] (разрез преобразован: вертикальный и горизонтальный масштабы уравнены). Сейсмический разрез вдоль линий AG28 и AG48 заимствован из [Cook et al., 2010], сейсмические разрезы по линиям AG15, AG16, AG16a, K12 и AG 25 заимствованы на сайте [Natural Resources Canada]. Условные обозначения см. на рис. 2

Fig. 7. The Earth's crust along Geotranssect AG (Abitibi-Grenville) (modified after [Mints, 2017b]). (a) – migrated CMP section; (б) – migrated CMP section with geological boundaries; (в) – geological model elaborated by M. Mints; (г) – geological model after [Cook et al., 2010]. The seismic image along lines AG28 and AG48 was published in [Cook et al., 2010]. The seismic image along lines AG15, AG16, AG16a, K12, and AG25 was published on Natural Resources Canada WEB-site. See Fig. 2 for the legend.

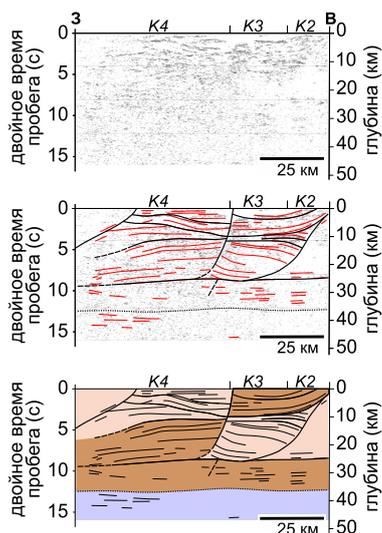


Рис. 8. Разрез по системе профилей геотрансекта К – Капускейсинг (по [Mints, 2017b]). Сверху вниз: сейсмический образ (мигрированный разрез); сейсмический образ с отдешифрованными геологическими и тектоническими границами; интерпретационный геологический разрез, полученный М.В. Минцем. Сейсмический разрез по линии K2-K3-K4 заимствован на сайте [Natural Resources Canada, 2018]. Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 8. The Earth's crust along Geotranssect K (Kapusksing) (after [Mints, 2017b]). Top to bottom: migrated CMP section; migrated CMP section with geological boundaries; geological model elaborated by M. Mints. The seismic image along line K2-K3-K4 was published on Natural Resources Canada WEB-site [Natural Resources Canada, 2018]. See Fig. 2 for the legend.

et al., 2010, 2015]. Фрагмент нижней коры провинции Сьюпириор, который выведен к поверхности при позднепалеопротерозойском надвигообразовании в пределах зоны Капускейсинг, делает эту область коры доступной для непосредственного наблюдения и изучения. Благодаря этому можно с достаточной уверенностью предполагать, что комплекс пород в пределах зоны рефлексивити преимущественно образован мафитовыми и анортозитовыми гнейсами гранулитовой фации и сформировался около 2.70 млрд лет назад, то есть синхронно с процессами осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма в поясах типа Куэтико. Последующие высокотемпературные метаморфические события в породах зоны Капускейсинг 2.66–2.65 и 2.64–2.63 млрд лет назад, вероятно, синхронны с процессами осадконакопления и вулканизма (2.68 млрд лет) в поясах тимискамингского типа и в пределах пояса Понтиак (Pontiak) [Percival, West, 1994] или несколько моложе их. Поскольку присутствие позднеархейского нижнекорового мафит-гранулитового комплекса зафиксировано всеми тремя сечениями в разных частях провинции Сьюпириор, естественно предположить, что ассоциация горных пород этого типа подстилает кору провинции повсеместно. Этот вывод находит подтверждение в плотностной модели литосферы южной части Северо-Американского кратона, полученной методом S-P приемной функции [Thurner et al., 2015]. Модель демонстрирует относительно небольшой плотностной контраст между нижней корой и верхней частью литосферной мантии, подстилающей провинцию Сьюпириор, с модельной плотностью 3.1 г/см³. С. Тернер с соавторами предполагают, что эти особенности указывают на андерплейтинг мафитовых магм.

6.2. СРЕДНЯЯ КОРА

Сейсмический образ средней коры демонстрирует пологонаклонную расслоенность (см. рис. 6, 7): мощность отдельных «слоев» варьируется в интервале 10–20 км. Изменения наклона и срезание одних пачек другими, которые хорошо видны на рис. 6 и 7, указывают на тектоническое происхождение границ слоев. Особенности структурного рисунка фиксируют взбросо-надвиговые перемещения тектонических пластин в направлении дневной поверхности, что, в свою очередь, указывает на латеральные перемещения тектонических пластин друг относительно друга. Примечательная особенность состоит в том, что ни одна из среднекоровых пластин не достигает уровня коромантийного раздела, от которого они постоянно отделены нижнекоровыми тектоническими пластинами. С морфологической (геометрической) точки зрения эта особенность согласуется с опубликованной ранее интерпретацией сейсмического образа коры. Вместе с тем структурные особенности средней коры, по нашей оценке, не дают достаточных оснований для распознавания субвертикальных или крутонаклонных границ террейнов, которые были ранее обозначены на интерпретационных профилях [Ludden, Hynes, 2000; White et al., 2003; Percival et al., 2006, 2012].

6.3. СКВОЗЬКОРОВЫЕ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Контрастный и весьма детальный структурный рисунок среднего и нижнего уровня коры провинции Сьюпириор, помимо охарактеризованных выше свидетельств вещественной расслоенности и тектонических деформаций, демонстрирует погружающиеся к северу под углами от 30–40 до

60–70° сквозькоровые зоны разломов листрической геометрии (см. рис. 6, 7). В некоторых случаях особенности сейсмического образа коры позволяют трассировать разломы, участвующие в строении этих зон, до дневной поверхности. Суммарная мощность сквозькоровых зон разломов обычно составляет 5–10 км и может достигать 20 км. Как правило, эти зоны разграничивают традиционно выделяемые тектонические пояса в южной части провинции Сьюпириор. Для разломов характерна надвиго-поддвиговая кинематика: блоки коры в висячем (северном) боку этих зон надвинуты на расположенные южнее блоки коры, соответственно блоки коры в лежащем (южном) боку погружаются (пододвигаются) под соседние с севера блоки. Погружающиеся в мантию фрагменты нижнекоровых пластин часто рассматриваются в качестве фрагментов океанической коры в архейских палеозонах субдукции [Calvert et al., 1995; Daigneault et al., 2004; Percival et al., 2012]. Однако, учитывая относительно позднее формирование нижнекорового гранулит-базитового слоя, подстилающего провинцию Сьюпириор, формирование сквозькоровых зон разломов и сопутствующие им надвиго-поддвиговые движения, очевидно, следует связывать с обстановкой тектонического сжатия на заключительной стадии неоархейского орогенеза.

6.4. ВЕРХНЯЯ КОРА

Сейсмический образ верхней коры (до глубин 5–10 км) на глубинных профилях программы LITHOPROBE в значительной части образован акустически прозрачными объемами и потому малоинформативен. Технические характеристики сейсмического эксперимента являются наиболее вероятной причиной этого обстоятельства. Однако дополнительный сейсмический эксперимент, методически ориентированный на изучение верхней части коры, позволил получить сейсмический образ коры (картину сейсмических отражений в коре) со значительно более высоким разрешением [Snyder et al., 2008]: в этом случае рисунок отражений достаточно близко воспроизводит тектонические структуры, наблюдаемые на дневной поверхности (рис. 9–11).

Совмещение фрагментов структурного рисунка на региональных профилях программы LITHOPROBE с границами комплексов пород на геологической карте позволяет установить региональные закономерности в структурной позиции метаосадочных поясов типа Куэтико, сложенных породами, метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фации, и вулканогенно-осадочных поясов тимискамингского типа. Пояса типа Куэти-

ко в вертикальном сечении представляют собой сжатые синформы, венчающие сквозькоровые тектонические зоны (см. рис. 6, 7). Исключение составляет пологая синформная структура пояса Понтиак, связь которой со сквозькоровыми нарушениями менее очевидна (см. рис. 7).

Строение узких поясов тимискамингского типа на профилях программы LITHOPROBE установить невозможно. Вместе с тем внимательный анализ сейсмического образа коры свидетельствует о размещении большинства поясов этого типа также в непосредственной пространственной и во многих случаях – структурной связи со сквозькоровыми надвиго-поддвиговыми тектоническими зонами. Известно также, что в пределах сдвиго-надвиговой зоны Поркюпайн–Дестор породы ассоциации Тимискаминг преимущественно сложены в синклинальные складки [Snyder et al., 2008].

Более высокое разрешение сейсмических образов верхней коры по профилям ST (Юг-Тимминс) и CC (Кроучест) (рис. 10, 11) обеспечивает уверенное дешифрирование тектонических структур взбросо-надвигового типа.

6.5. СРАВНЕНИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ КОРЫ, ПОЛУЧЕННЫХ АВТОРАМИ СТАТЬИ И КАНАДСКИМИ КОЛЛЕГАМИ: ЧТО НОВОГО?

Как видно на рисунках 6, 7, 10 и 11, выделение основных структурных линий на сейсмических разрезах программы LITHOPROBE, выполненное авторами статьи и канадскими коллегами, однотипно или совпадает. Однако геологическая интерпретация сейсмических образов коры и коромантийной границы, выполненная М.В. Минцем, заметно отличается от интерпретации, предложенной ранее канадскими коллегами. Опыт, полученный нами в процессе интерпретации протяженных профилей, которые полностью пересекли Восточно-Европейскую платформу [Mints et al., 2010, 2015], а также необходимость корректной увязки с главными особенностями геологического строения, предусмотренная задачей объемного моделирования (см. рис. 9; рис. 12), обеспечили выделение ряда ранее неизвестных важных деталей глубинного строения кратона Сьюпириор.

1. В соответствии с обозначенным во Введении акцентом на различия в содержании понятий «раздел Мохо» и «коромантийная граница» в нашей работе специальное внимание уделено дешифрированию и детальной «отрисовке» этой границы. В результате, в отличие от канадских коллег, мы показали, что структурные особенности коромантийной границы непосредственно связаны со строением и деформациями нижнекоровой зоны рефлексивити.

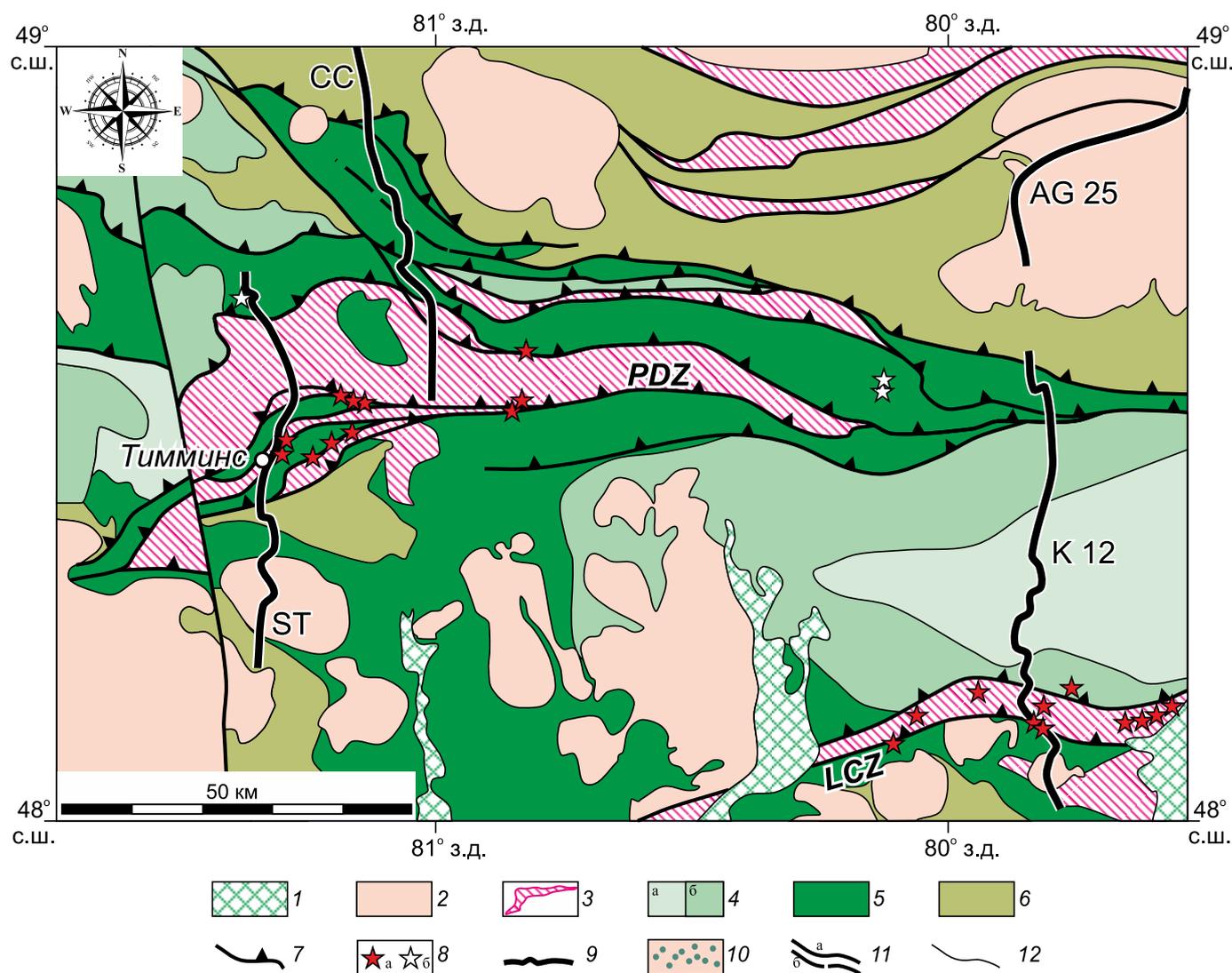


Рис. 9. Геологическая карта западной части зеленокаменного пояса Абитибид в провинции Сьюпириор (генерализованная версия карты, представленной на рис. 1 в [Snyder et al., 2008]) (по [Mints, 2017b]). Показано положение сейсмических профилей: ST – Юг-Тимминс (South Timmins), CC – Кроучест (Crawchest).

1 – протерозой; 2–7 – неоархей: 2 – гранитоиды (2.75–2.67 млрд лет), 3 – пояса тимискамингского типа: вулканогенно-осадочные комплексы Тимискаминг (2.68–2.67 млрд лет) и Поркюпайн (~2.69 млрд лет); 4–6 – зеленокаменные комплексы в составе гранит-зеленокаменных областей: 4 – Блейк Ривер (~2.70 млрд лет): а – верхняя часть, б – нижняя часть, 5 – Тисдейл (2.71–2.70 млрд лет) и Кидд-Манро (2.72–2.71 млрд лет), 6 – Стаунтон-Рокьюмер (~2.72 млрд лет), Делоро (2.73–2.72 млрд лет) и Пакод (2.75–2.74 млрд лет); 7 – надвижки, в том числе: PDZ – сегмент зоны Поркюпайн-Дестор и LCZ – сегмент зоны Лардер Лейк-Кадиллак; 8 – месторождения: а – золота типа Киркленд-Лейк (Kirkland Lake), б – вулканогенные массивные сульфидные руды типа Кидд-Крик (Kidd Creek); 9 – сейсмические профили методом отраженных волн: ST – Юг-Тимминс, CC – Кроучест; 10–12 – обозначения на сейсмогеологических разрезах: 10 – гранит-зеленокаменные комплексы без разделения, 11 – разрывы (преимущественно надвиго-поддвиговой кинематики), 12 – границы структурных доменов.

Fig. 9. Geological map of the eastern Abitibi greenstone belt (Superior Province). This is a simplified version of the map shown in Fig. 1 in [Snyder et al., 2008] (after [Mints, 2017b]).

1 – Proterozoic; 2–7 – Neoproterozoic: 2 – granitoids (2.75–2.67 Ga), 3 – Timiskaming type belts: rift-related volcano-sedimentary Timiskaming (2.68–2.67 Ga) and Porcupine (~2.69 Ga) complexes; 4–6 – greenstones within granite-greenstone terranes: 4 – Blake River (~2.70 Ga): a – Upper Unit, б – Lower Unit, 5 – Tisdale (2.71–2.70 Ga) and Kidd-Munro (2.72–2.71 Ga), 6 – Stoughton-Roqueuaire (~2.72 Ga), Deloro (2.73–2.72 Ga) and Pacaud (2.75–2.74 Ga); 7 – thrust faults: PDZ – a segment of the Porcupine-Destor deformation zone, LCZ – a segment of the Larder Lake-Cadillac deformation zone; 8 – mineral deposits: a – Kirkland Lake type gold deposits, б – Kidd Creek type VMS deposits; 9 – seismic reflection lines: ST – South Timmins, CC – Crawchest; 10–12 – faults and geological units at seismic-geological sections: 10 – granite-greenstone complexes undivided, 11 – faults, mainly thrusts, 12 – structural lines deciphered from the seismic images of the crust.

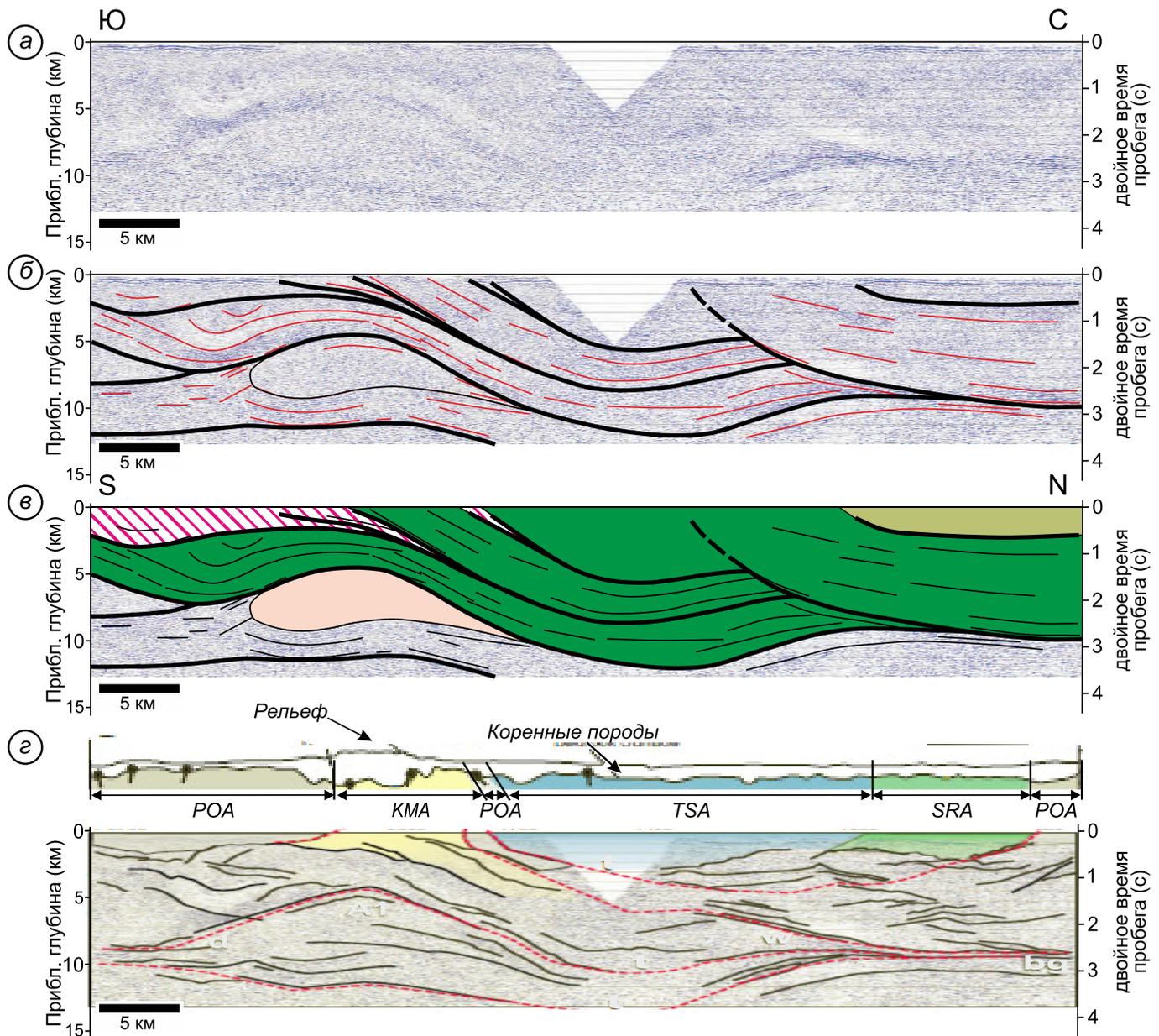


Рис. 10. Разрез по профилю СС – Кроучест (по [Mints, 2017b], с дополнениями).

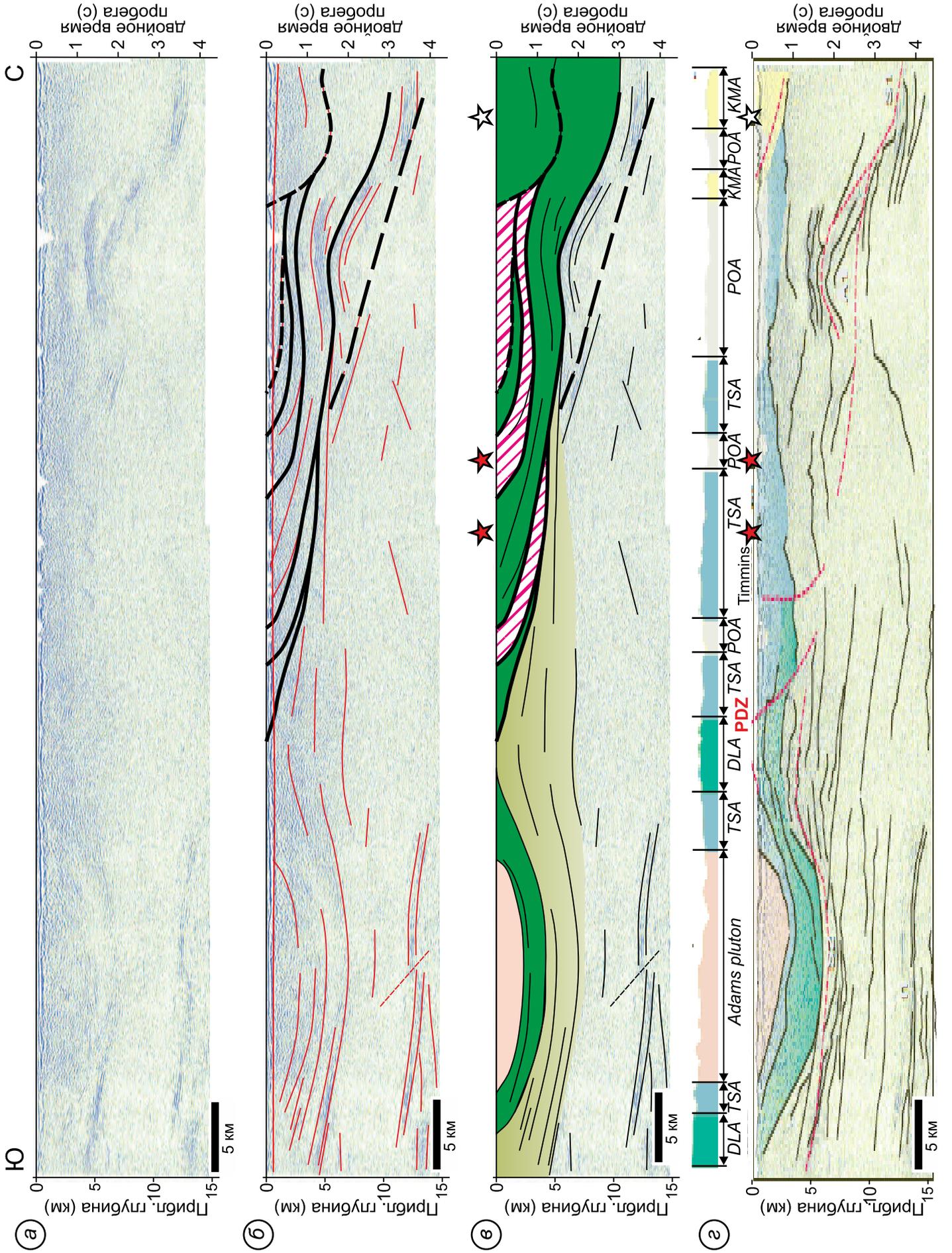
(а) – сейсмический образ коры (мигрированный разрез), заимствованный из [Snyder et al., 2008]; (б) – сейсмический образ с отдешифрированными геологическими и тектоническими границами; (в) – интерпретационный геологический разрез, полученный М.В. Минцем; (г) – интерпретационный геологический разрез по [Snyder et al., 2008] (разрез преобразован: вертикальный и горизонтальный масштабы уравнены). Условные обозначения см. на рис. 9.

Fig. 10. The Earth's crust along profile CC (Crawchest) (modified after [Mints, 2017b]).

(a) – migrated CMP section after [Snyder et al., 2008]; (б) – migrated CMP section with geological boundaries; (в) – geological model elaborated by M. Mints; (г) – geological model after [Snyder et al., 2008] (the original model is amended: no vertical exaggeration). Volcanic-sedimentary assemblages: KMA – Kidd-Munro, POA – Porcupine, SRA – Stoughton-Roquemaure, TSA – Tisdale. See Fig. 9 for the legend.

2. В свою очередь, сейсмический образ зоны рефлексивности в основании коры кратона Сьюпириор мы впервые связали с относительно молодым (позднеархейским) комплексом пород, который мог возникнуть в результате андерплейтинга мафитовых мантийных магм и сопутствующего гранулитового метаморфизма. Параллелизация сей-

смического образа молодой нижней коры с характеристикой глубинного уровня коры представленного сечения в пределах поднятия Капускейсинг дала основание для исследования термальных и тектонических событий, завершавших эволюцию кратона Сьюпириор в целом и на всех уровнях коры – от андерплейтинга мантийных расплавов и



←
Рис. 11. Разрез по профилю ST – Юг-Тимминс (по [Mints, 2017b], с дополнениями).

(а) – сейсмический образ коры (мигрированный разрез), заимствованный из [Snyder et al., 2008]; (б) – сейсмический образ с дешифрированными геологическими и тектоническими границами; (в) – интерпретационный геологический разрез, полученный М.В. Минцем; (г) – интерпретационный геологический разрез по [Snyder et al., 2008] (разрез преобразован: вертикальный и горизонтальный масштабы уравниены). Условные обозначения см. на рис. 9.

Fig. 11. The Earth's crust along profile ST (South Timmins) (modified after [Mints, 2017b]).

(a) – migrated CMP section after [Snyder et al., 2008]; (b) – migrated CMP section with geological boundaries; (c) – geological model elaborated by M. Mints; (d) – geological model after [Snyder et al., 2008] (the original model is amended: no vertical exaggeration). Volcanic-sedimentary assemblages: DLA – Deloro, KMA – Kidd-Munro, POA – Porcupine, SRA – Stoughton-Roquemare, TSA – Tisdale. PDZ – Porcupine-Destor deformation zone. See Fig. 9 for the legend.

метаморфизма в основании коры до возникновения и эволюции рифтогенных депрессий, представленных в современной структуре поясами типа Куэтико и Тимискаминг. Стало также очевидным, что итоговое строение коромантийной границы определялось завершающими событиями коллизионного типа.

3. Выделение позднеоархейского гранулит-мафитового комплекса пород в основании коры кратона Сьюпириор позволило более корректно отразить строение и деформации среднего уровня коры, образованного породами аккреционного комплекса. В частности, важная подробность состоит в отсутствии прямых связей этого комплекса с мантийной областью. Соответственно, особенности строения коромантийной границы, связанные с формированием аккреционного комплекса, оказались утерянными.

4. Трассирование пологонаклонных тектонических зон взбросо-надвигового типа впервые позволило обнаружить и оценить особую значимость сквозькоровых тектонических зон в отношении структурообразования, осадконакопления, магматизма, метаморфизма и рудообразования кратона Сьюпириор.

7. ОБЪЕМНЫЕ (3D) МОДЕЛИ КОРЫ И КОРОМАНТИЙНОЙ ГРАНИЦЫ ПРОВИНЦИИ СЬЮПИРИОР: ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ

3D модель коры провинции Сьюпириор была получена в результате непосредственного совмещения информации о геологическом строении, представленной в геологических картах, с интерпретационными геологическими разрезами вдоль сейсмических профилей (рис. 12). Модель охватывает только южную часть провинции Сьюпириор: ограничения и размеры модели предопределены размещением сейсмических профилей. Анализ модели позволяет суммировать характеристики главных особенностей строения и эволюции коры в южной

части провинции Сьюпириор. Наша интерпретация в определенной степени отличается от разработанных ранее представлений канадских коллег.

1. Геологические комплексы южной части провинции Сьюпириор образуют структурный ансамбль, в верхней и средней части образованный закономерно чередующимися гранит-зеленокаменными, гранитоидными и метаосадочными комплексами, в нижней части – горизонтально залегающим нижнекоровым комплексом. Кора разделена на отдельные сегменты погружающимися к северу сквозькоровыми зонами разломов, глубинные ветви которых проникают в мантийную область. Со сквозькоровыми зонами разломов пространственно и структурно связаны метаосадочные пояса обоих типов – Куэтико и Тимискаминг.

2. Гранит-зеленокаменные комплексы Абитибиды, Вава, Вабигун и Учи являются главной составляющей средней и значительной части верхней коры. Везде в доступных для наблюдения сечениях гранит-зеленокаменные комплексы отделены от коромантийного раздела породами гранулит-мафитовой нижней коры. Внутренняя расслоенность этих комплексов, по-видимому, определяется как стратиграфическими, так и тектоническими границами; слои и/или тектонические пластины смяты в пологие складки. Выходы гранит-зеленокаменных комплексов к дневной поверхности разделены гранитоидными и метаосадочными поясами.

3. Верхний уровень коры вплоть до дневной поверхности образован сочетанием гранит-зеленокаменных, гранитоидных и метаосадочных комплексов. Гранит-зеленокаменные комплексы протягиваются на глубину вплоть до кровли нижнекорового комплекса. В отличие от них, гранитоидные и метаосадочные породы сосредоточены в верхней коре и лишь в отдельных случаях проникают к уровню средней коры. Гранитоидные породы слагают тела с синформной нижней границей. Вероятно, они представляют собой эродированные останцы незначительно деформированных лакколитов или лополитов. Метаосадочные комплексы

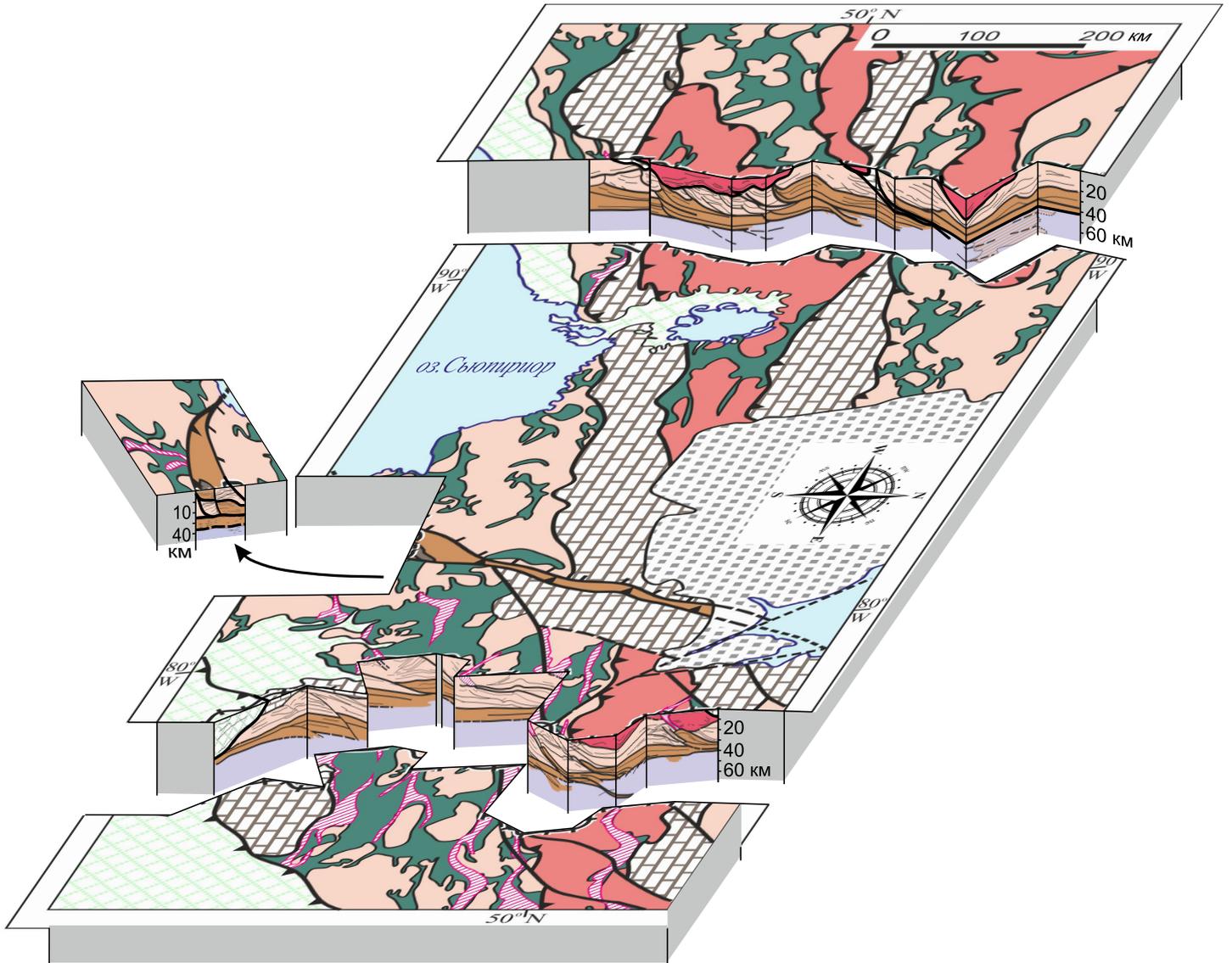


Рис. 12. Объемная (3D) модель глубинного строения коры в южной части провинции Сьюпириор (по [Mints, 2017b]). Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 12. Block diagram (3D model) of the Earth's crust in the southern Superior Province (after [Mints, 2017b]). See Fig. 2 for the legend.

преимущественно сосредоточены в пределах поясов типа Куэтико (метаморфизм гранулитовой-амфиболитовой фации) и типа Тимискаминг (низкий уровень метаморфизма). Тектоническая природа границ этих поясов подчеркивается их приуроченностью к сквозькоровым зонам разломов. В поперечном сечении они представляют собой сжатые синформы с субпараллельными границами, погружающиеся в северном направлении в согласии со сквозькоровыми зонами разломов.

4. Горизонтально залегающие пластинообразные тела нижнекорого комплекса, которые непрерывно подстилают кору в южной части провинции Сьюпириор, подчеркивают единство всего структурного ансамбля.

Элементы внутренней расчлененности пород в средней коре, как правило, полого погружаются к северу, выполаживаются с глубиной и встраиваются в верхнюю границу нижнекорого комплекса или под острым углом срезаются этой границей. Нижняя граница нижнекорого комплекса одновременно является коромантийным разделом. По простиранию этой границы чередуются протяженные участки, где гладкая ровная граница сохраняет горизонтальное залегание, и относительно короткие участки, где граница характеризуется зубчатым очертанием, вызванным изгибанием и погружением в мантию нижнекорых тектонических пластин. Эти участки непосред-

ственно связаны с пересечением коромантийного раздела сквозькоровыми тектоническими зонами. Аналогичная морфология коромантийной границы характерна для областей внутриконтинентального орогенеза в пределах Восточно-Европейского кратона [Mints et al., 2015; Mints, 2016].

5. В целом, кора в южной части провинции Сьюпириор представляет собой структурный ансамбль, образованный последовательно погружающимися к северу (надвинутыми к югу) протяженными блоками коры. Поперечное сечение сегментов коры, разделенных сквозькоровыми зонами, составляет 50–100 км, в некоторых участках превышает 150 км. Поскольку сквозькоровые зоны разломов, разделяющие блоки коры, возникли после образования нижнекоровой области в результате андерплейтинга мафитовых магм, они не могут рассматриваться в качестве свидетельств аккреционного процесса. С другой стороны, свидетельства последовательного погружения к северу тектонических пластин средней коры можно рассматривать в качестве указания на формирование аккреционного орогена, за которым последовали события мантийно-плюмового типа и завершающие деформации в обстановке тектонического сжатия.

Объемная модель верхней части коры в западной части зеленокаменного пояса Абитибиды (рис. 13), полученная в результате совмещения геологической карты, сейсмогеологических разрезов по профилям ST и CC и разрезов вдоль профилей K-12 и AG-25 программы LITHOPROBE, характеризует строение коры в согласии с моделью, охарактеризованной выше (см. рис. 12). Она демонстрирует преимущественное размещение поясов тимискамингского типа в пределах сквозькоровых зон сдвига-надвиговых деформаций, в частности зоны Поркюпайн-Дестор (PDZ – the Porcupine-Destor zone) и зоны Лардер Лейк-Кадиллак (LCZ – the Larder Lake-Cadillac zone). В пределах области Абитибиды эти зоны являются наиболее специфическими в отношении структурных характеристик и наиболее значимыми в отношении Zn-Pb колчеданного оруденения (VMS deposits – Volcanic-associated Massive Sulphide deposits) [Barrie et al., 1999] и золотого оруденения в кварц-карбонатных жилах [Bateman et al., 2005; Dubé, Gosselin, 2005; Ispolatov et al., 2008].

Колчеданное месторождение-гигант Кидд-Крик (the giant Kidd Creek VMS deposit), месторождение Поттер (Potter deposit) и ряд мелких проявлений колчеданного оруденения размещены вдоль северной границы пояса Поркюпайн-Дестор. Эти месторождения пространственно и генетически связаны и синхронны с бимодальной риолит-мафит-ультрамафитовой вулканической ассоциацией Кидд-Манро (Kidd-Munro), сформированной 2.72–

2.71 млрд лет назад. Размещение этой ассоциации вдоль тектонической зоны, пересекающей, в том числе, вулканогенно-осадочные комплексы Тимискаминг и Поркюпайн, датированные в интервале от ~2.69 до 2.67 млрд лет, свидетельствует о длительном развитии зоны Поркюпайн-Дестор. Месторождения золота мирового класса Холлигер-Мак-Интайр и Дом (Hollinger-McIntyre and Dome) размещены в районе поворота и ветвления зоны Поркюпайн-Дестор в пределах рудного узла Тимминс (Timmins gold camp): золотоносные жилы, сформированные 2.67 млрд лет назад, связаны в основном с мелкими опережающими разломами [Dubé, Gosselin, 2005; Snyder et al., 2008].

Глубинное строение зоны Лардер Лейк-Кадиллак, с которой непосредственно связаны руды золотоносного пояса Киркленд Лейк – Лардер Лейк (Kirkland Lake-Larder Lake Gold Belt), включающего месторождения-гиганты Киркленд Лейк и Керр-Аддисон-Честервилл (Kerr-Addison-Chesterville) [Ispolatov et al., 2008], вероятно, подобно строению зоны Поркюпайн-Дестор. К сожалению, низкое разрешение сейсмического образа верхней коры по профилям программы LITHOPROBE не позволяет охарактеризовать глубинное строение зоны Лардер Лейк-Кадиллак сколько-нибудь подробно.

8. ОСНОВАНИЕ ГУДЗОНОВА ЗАЛИВА В ПРОТЕРОЗОЕ И В ФАНЕРОЗОЕ

Перечисленные выше региональные геологические и геофизические особенности Северо-Американского кратона позволяют предполагать, что провинция Сьюпириор представляет собой фрагмент овальной концентрически-зональной тектонической структуры радиусом порядка 1500 км, фокус которой находится вблизи центральной части Гудзонова залива.

Для развития этого предположения рассмотрим морфологию Гудзонова залива, в частности дугообразные очертания побережий (см. рис. 2) и особенности строения и эволюции его основания. Первоначально К.С. Билс [Beals, 1968] предположил, что геоморфологические особенности дугообразного юго-восточного побережья залива (дуга Настапока, Nastaroka Arc) имеют импактное происхождение, что впоследствии поддерживалось другими исследователями. Странник этой интерпретации М.Е. Брукфилд провел специальные исследования в поисках вещественных свидетельств импактного воздействия, однако был вынужден заключить, что достоверные свидетельства такого воздействия найти не удалось [Brookfield, 2006].

Нижний уровень доступной наблюдением части геологического разреза в юго-восточной части

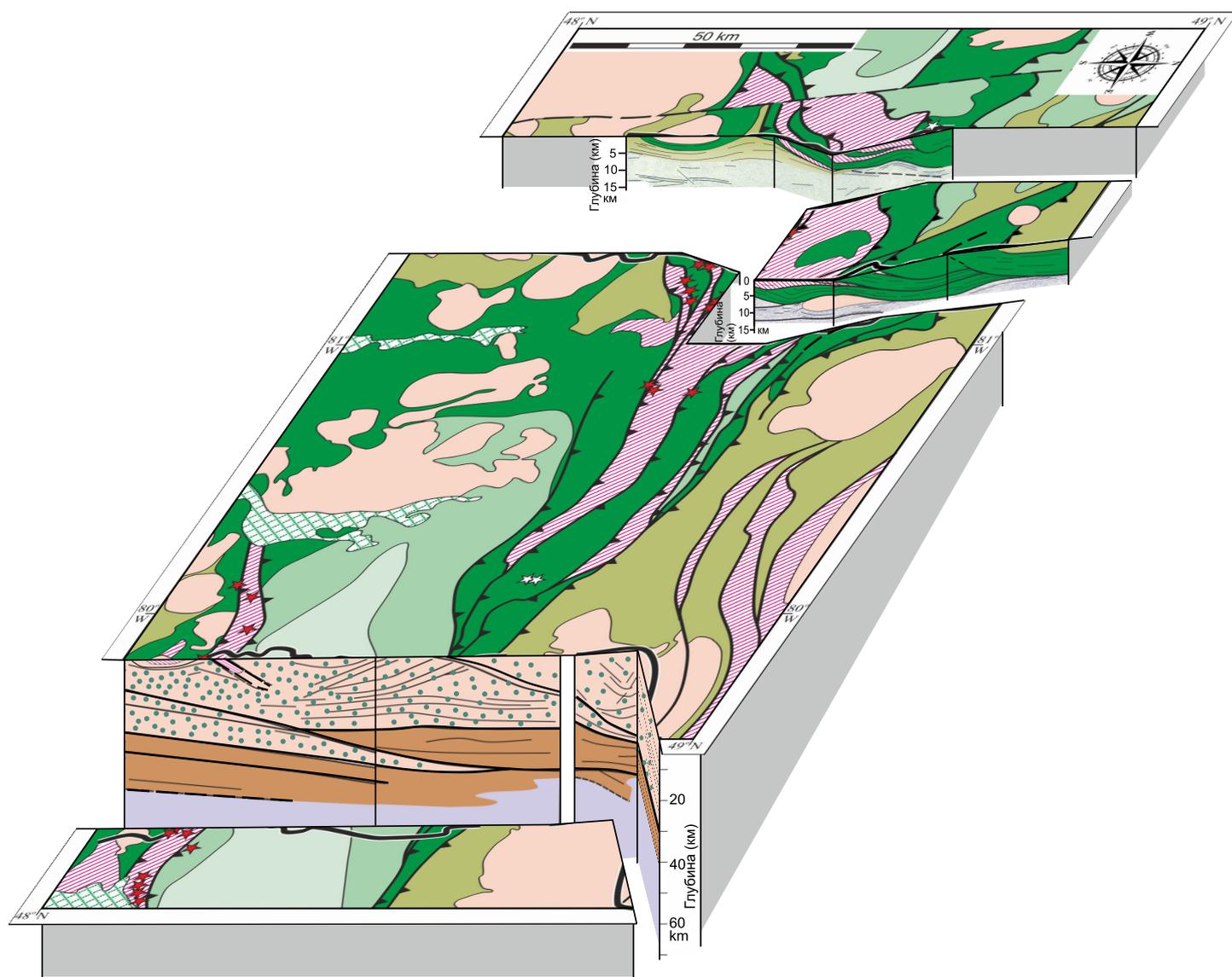


Рис. 13. Объемная (3D) модель глубинного строения коры в западной части зеленокаменного пояса Абитибии провинции Сьюприор (по [Mints, 2017b]). Условные обозначения см. на рис. 9.

Fig. 13. Block diagram (3D model) of the Earth's crust in the western Abitibi greenstone belt (after [Mints, 2017b]). See Fig. 9 for the legend.

Гудзонова залива образован палеопротерозойскими полого-моноклинально залегающими шельфовыми или присклоновыми осадками (аркозами, конгломератами, известняками и доломитистыми известняками, кварцевыми аренидами, железистыми кварцитами, сланцами и турбидитовыми песчаниками при подчиненной роли мафитовых вулканитов, переслаивающихся с осадками), не деформированными или смятыми в пологие складки [Blackburn, Geo, 2010]. Эти породы принято рассматривать в качестве непосредственного продолжения палеопротерозойского Транс-Гудзонского орогена. Однако, в отличие от основания Гудзонова залива, в строении орогена значительную роль иг-

рают вулканиты и гранитоиды, и породы орогена, как правило, значительно метаморфизованы и деформированы.

В последующей геологической истории от ордовика до верхнего девона и от верхней юры до миоцена [Galloway et al., 2012; Lavoie et al., 2015] на территории современного Гудзонова залива и в его северном обрамлении вплоть до Баффиновой Земли существовал осадочный бассейн: толща накопившихся осадков получила название Гудзоновой платформы. Основание этой части осадочного разреза в центре Гудзонова залива достигает максимальной глубины 2.5 км [Lavoie et al., 2015].

Таким образом, имеются веские основания для предположения, что на протяжении длительного времени от архея до сегодняшнего дня Гудзонов залив представлял собой овальную депрессию, в которой с некоторыми перерывами продолжали накапливаться осадки шельфового и платформенного типа. Размещение депрессии Гудзонова залива непосредственно над килем архейского кратона позволяет предполагать, что ее возникновение связано с архейским мантийно-плюмовым событием. Если это так, то Гудзонов залив продолжает развитие уникального внутрикратонного бассейна, который возник ~2.0 или, возможно, ~2.7 млрд лет назад.

9. ОБСУЖДЕНИЕ

При исследовании архейской истории Северо-Американского кратона, и в частности провинции Сьюпириор, особое внимание привлекают неархейские события продолжительностью около 100 млн лет между ~2.75 и ~2.65 млрд лет, которые охватили все области архейской коры (архейские провинции) Северо-Американского композитного кратона вне зависимости от наличия и возраста более древнего фундамента, тектонической позиции, уровня и типа метаморфизма и внутреннего строения. Следует заметить, что правомерность обсуждения, представленного ниже, критически зависит от принимаемой оценки роли и значения палеопротерозойского Транс-Гудзонского орогена в геологической истории Северо-Американского кратона.

9.1. Роль и значение палеопротерозойского Транс-Гудзонского орогена в геологической истории Северо-Американского кратона

Согласно популярной модели «Соединенных плит Америки», предложенной П. Хоффманом [Hoffman, 1988, 1989], фрагменты архейской коры (архейские провинции) Северной Америки первоначально принадлежали изолированным континентальным блокам, которые объединились в составе континента Лаврентия только к концу палеопротерозоя в результате закрытия разделявших их океанов. В рамках этой модели палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса интерпретируются в качестве коллизионных орогенов, возникших в процессе формирования Лаврентии. Транс-Гудзонский ороген является крупнейшим среди них. Соответственно предполагается, что архейские тектонические структуры в пределах каждой отдельной провинции индивидуальны и их прослеживание сквозь палеопротерозойские пояса

лишено смысла. Результаты палеомагнитных исследований фиксируют значительные перемещения границ Транс-Гудзонского орогена [Halls, Heaman, 2000; Symons, Harris, 2000].

Маникьюинский океан, разделявший борта будущего орогена около 1.84 млрд лет назад, мог достигать ширины 4000 км [Gala et al., 1998]. Однако свидетельства стартовых событий в эволюции Транс-Гудзонского орогена 2.6–2.5 млрд лет назад, которые четко ограничены периферией и внутренней областью этого орогена в его современной конфигурации [Bickford et al., 2005; Rayner et al., 2005; Dahl et al., 2006], сохранность фрагмента архейского континента («кратон Саск») в осевой области орогена, а также строгий параллелизм границ орогена и некоторые другие особенности [Mints, Eriksson, 2016] позволяют предполагать, что Транс-Гудзонский ороген фиксирует место разрыва первоначально единого континента, формирование внутриконтинентального океана и последующее восстановление единства континента. Зоны максимального растяжения коры, определившего переход от рифтинга к спредингу океанского дна, очевидно, приурочены к границам орогена. Надсубдукционные комплексы в обрамлении орогена распространены лишь ограниченно.

При обсуждении взаимно противоречащей информации, заключенной в геологических и палеомагнитных данных, необходимо иметь в виду существующие неопределенности в оценке достоверности соотношения полученных магнитных параметров с геологическим временем. Несмотря на достигнутую высокую точность измерений, эта оценка остается в определенной степени спекулятивной потому, в частности, что температура закрытия U/Pb системы в цирконе выше температуры блокирования термоостаточной намагниченности [Gala et al., 1998]. Безусловно, реконструкции, базирующиеся на палеомагнитных данных, должны быть согласованы с геологическими данными. Стоит отметить, что до настоящего времени никто из исследователей, занимающихся палеогеографическими реконструкциями в истории древних суперконтинентов, не предлагал каких-либо версий раздельно существующих архейских компонентов Северо-Американского кратона и их совмещения в палеопротерозое.

В данной статье приведена комплексная информация, включающая характеристики важных особенностей: геологического строения архейской коры Северо-Американского кратона; строения и эволюции эпиконтинентальной депрессии Гудзонова залива; субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) в основании Северо-Американского кратона; соотношений между морфологией СКЛМ, размещением и морфологией депрессии Гудзонова залива

ва. Следует особо подчеркнуть значение морфологических характеристик трендов локальных магнитных и гравитационных аномалий (см. рис. 1): 1) палеопротерозойские орогены Талтсон-Фелон и Транс-Гудзон, равно как и неопротерозойский ороген Гренвилл, не нарушают структурный тренд, образованный локальными гравитационными аномалиями; 2) в пределах кратона Саск, размещенного в осевой зоне палеопротерозойского Транс-Гудзонского орогена, субширотные локальные магнитные аномалии продолжают структурные направления соседней архейской провинции Сьюпириор. Очевидно, источник гравитационных аномалий расположен на относительно большей глубине, принадлежит структурно-единому объекту. Перечисленные данные образуют существенный базис для альтернативной оценки роли и значения палеопротерозойского Транс-Гудзонского орогена в эволюции Северо-Американского кратона.

Продолжая обсуждение, обратимся к тектонической реконструкции Лавроскандии (палеоконтинента, объединявшего Северо-Американский и Восточно-Европейский кратоны). Предложенная ранее модель последовательных стадий палеопротерозойской эволюции Лавроскандии (рис. 14) опирается на анализ происхождения и взаимосвязанных тектонических позиций палеопротерозойских гранулитогнейсовых поясов и осадочно-вулканогенных поясов умеренного уровня метаморфизма в пределах обоих кратонов [Mints, 2014; Mints, Eriksson, 2016]. Эта модель демонстрирует концентрически-зональную геометрию размещения палеопротерозойских поясов, объединяющую зеркально-симметрично расположенные дугообразные пояса Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов. Если эта реконструкция в принципе корректна, возможность значительных разрывов континентальной литосферы в пределах дугообразных тектонических поясов неизбежно ограничена. Анализ геологической летописи позволяет уверенно зафиксировать в палеопротерозое лишь один эпизод значительного разделения Лавроскандии 2.2–2.1 млрд лет назад приблизительно в той же зоне, где позднее возникли фанерозойские океаны – Япетус и Атлантический. Закрывание палеопротерозойского океана сопровождалось формированием Свекофеннского аккреционного орогена вдоль западной окраины Восточно-Европейского кратона и Пенокийского (Прелабрадорского) аккреционного орогена вдоль восточной окраины Северо-Американского кратона.

Таким образом, имеются достаточные основания для гипотезы о подобии Транс-Гудзонского орогена вулканогенно-осадочным поясам Восточно-Европейского кратона и о решающей роли Свекофеннского – Прелабрадорского океана во фраг-

ментации архейской Лавроскандии. Это заключение позволяет нам продолжить анализ и перейти к обсуждению свидетельств роли мантийно-плюмового события в неорархейской истории Северо-Американского кратона.

9.2. НЕОАРХЕЙСКАЯ ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОМПОЗИТНОГО КРАТОНА, РОЛЬ И МЕСТО ПРОВИНЦИИ СЬЮПИРИОР

Геологические и геофизические данные, приведенные в предыдущих разделах, убедительно свидетельствуют, что к началу неорархей архейские провинции Северо-Американского кратона принадлежали стабильной континентальной области. Архейская кора сегодня предстает в виде несколько асимметричной округло-овальной области, где распределение структурно-тектонических и метаморфических характеристик подчинено концентрической зональности. Выделяются четыре зоны: 1) Центральная (зона Гудзонова залива), 2) Внутренняя, 3) Внешняя и 4) Периферическая (рис. 15). Границы Внутренней и Внешней зон преимущественно погружаются в направлении Гудзонова залива. Граница округло-овальной области архейской коры приблизительно совпадает с проекцией границы литосферы на глубине 225 км [Ritsema et al., 2011].

1. *Центральная зона*, которая охватывает впадину Гудзонова залива, имеет овальные очертания, длина большей оси составляет ~800 км. Состав и строение архейской коры в фундаменте залива по большей части остаются неизвестными. Предполагается, что в южной части впадины архейская кора образована породами гранулитовой фации, которые прослеживаются под осадочным чехлом и объединяют пояса Пиквитоней и Бьенвилл. На протяжении последних 2.0, а возможно 2.7 млрд лет эта зона представляла собой бассейн осадконакопления. Середина Центральной зоны размещается над литосферным килем Северной Америки [Porritt et al., 2015].

2. *Внутренняя зона* охватывает северо-восточную и северную часть провинции Сьюпириор. Внешняя граница этой зоны удалена от фокуса овально-концентрической зональности приблизительно на 800 км. В ее строении преобладают плутонические, вулканогенные и осадочные породы, сформированные и/или метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, что является главной отличительной особенностью этой зоны. Зона находится в пределах провинции Сьюпириор, что, в частности, подчеркивает асимметрию концентрической зональности в целом. В южной части залива Внутренняя зона частично перекрывается с Центральной зоной.

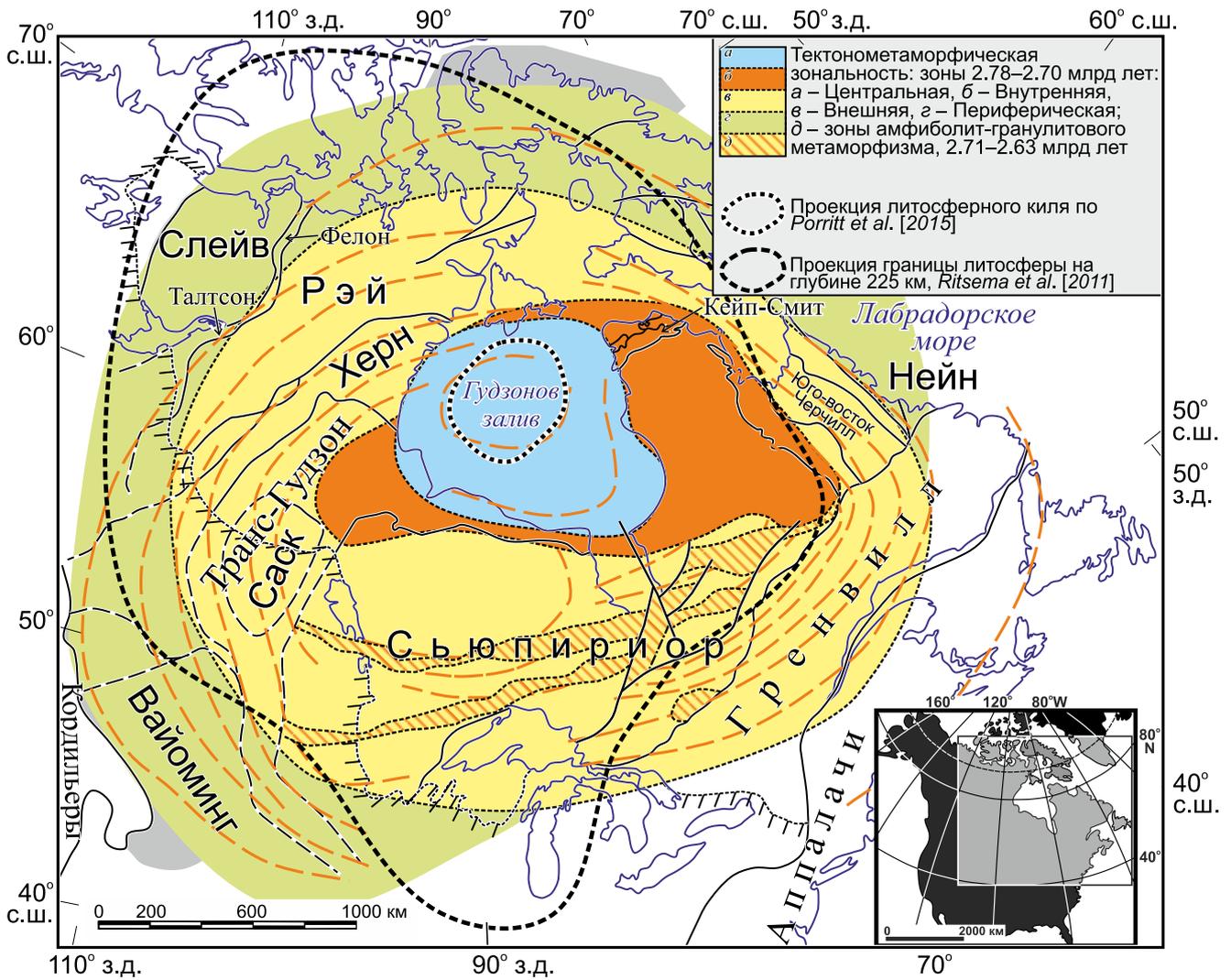


Рис. 15. Тектонометаморфическая зональность архейской коры Северо-Американского кратона (по [Mints, 2017b]). Овально-концентрическая зональность, важная роль высокотемпературных магматических и метаморфических процессов и преимущественно внутриконтинентальные обстановки магматизма и осадконакопления указывают на ведущую роль процессов мантийно-плюмового типа.

Fig. 15. Tectonic and metamorphic zoning of the Archaean crust in the North American Craton (after [Mints, 2017b]). Round-oval concentric zoning of the tectonic structures, an important role of the high-temperature magmatism and metamorphism processes, and the predominantly intracontinental settings of magmatism and sedimentation: all point to the leading role of the mantle-plume related processes.

3. *Внешняя зона* охватывает южную часть провинции Сьюпириор и провинции Херн и Рэй. Длина радиуса внешней границы этой зоны достигает 1200 км. В строении зоны преобладают осадочно-вулканогенные и вулканоплутонические комплексы гранит-зеленокаменных областей. Они были сформированы в результате последовательности событий между ~2.75 и ~2.69 млрд лет назад: рифтинга и частичного разрыва континентальной коры, кратковременного раскрытия линейных океанов, последовательной субдукции в северном направлении и аккреции незначительного числа эо-, палео- и мезоархейских континентальных фраг-

ментов и значительно преобладающих по объему неархейских океанических и островодужных террейнов. Преобразование аккреционного орогена в коллизионный ороген завершилось 2.69–2.68 млрд лет назад. Последующие события в эпиконтинентальной обстановке, в том числе формирование метасадочных поясов типа Куэтико и Тимискаминг и метаморфизм гранулитовой фации, произошли в интервале 2.71–2.63 млрд лет.

4. *Периферическая зона* охватывает две провинции: Вайоминг и Слейв, которые характеризуются собственным концентрически-зональным строением, независимым от генеральной структуры

Северо-Американского композитного кратона. Имеющиеся данные указывают на синформное строение этих провинций, в котором более значительную роль в сравнении с предыдущими зонами играют палео- и мезоархейские ТТГ гнейсы и метаосадки. Однако главная роль в строении Периферической зоны принадлежит неархейским породам, формировавшимся преимущественно или всецело во внутриконтинентальной обстановке. Локально проявлен неархейский метаморфизм гранулитовой фации.

Провинция Сьюпириор является наиболее представительным фрагментом неархейской коры Северо-Американского кратона. Исследования этой провинции позволяют наиболее полно охарактеризовать структурно-тектонические особенности и особенности распределения метаморфических фаций в пределах Внутренней и Внешней зон. Кроме того, следствием некоторой асимметрии концентрической зональности явилось сосредоточение неархейских пород гранулитовой фации почти исключительно в пределах провинции Сьюпириор.

9.3. НЕОАРХЕЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОРЫ ПРОВИНЦИИ СЬЮПИРИОР

Систематизация возрастных характеристик главных событий с учетом их пространственного распределения позволяет наметить главные направления эволюции коры провинции Сьюпириор в неархее.

1. Старт неархейских событий зафиксирован вулканизмом и началом формирования зеленокаменных поясов около 2.78 млрд лет назад. Эти явления во внутренней области континента были связаны с обстановками растяжения и рифтинга. В северо-восточной части провинции рифтогенез завершился обстановкой сжатия 2.76–2.74 млрд лет назад. В ее южной части рифтинг проявился в пределах нескольких субширотных зон растяжения и быстро трансформировался в спрединг – раскрытие серии линейных океанов красноморского типа. Ограниченность масштаба спрединга обеспечила сохранность относительного расположения фрагментов частично разорванного протоконтинента.

2. В последующий период, между 2.74 и ~2.70 млрд лет назад, на северо-востоке провинции в результате интенсивного растяжения возникли осадочные бассейны Лейк Минто и Ашунипи, которые быстро углублялись и заполнялись осадками и вулканитами. Вулканогенно-осадочные толщи практически сразу после своего накопления подверглись высокотемпературному метаморфизму. С этим же периодом связаны проявления высокотемпературного интрузивного магматизма с участием эндербитовых магм и гранулитовый мета-

морфизм пород, вмещающих массивы эндербитов, в северо-восточной части провинции и в пределах пояса Пиквитоней.

3. Между ~2.75 и ~2.70 млрд лет назад в южной части провинции Сьюпириор обстановка растяжения сменилась обстановкой сжатия. В связи с субдукцией сформировались вулканоплутонические ассоциации островодужного и окраинно-континентального типа, которые были собраны в пологонаклонные надвиго-поддвиговые аккреционные комплексы, объединившиеся со значительно преобразованными фрагментами древней коры. Следы субдуцировавшихся плит полностью уничтожены последующими процессами. Преобразование аккреционного орогена в коллизионный после присоединения с юга палеоархейского континентального террейна Миннесота Ривер Вэлли датировано 2.69–2.68 млрд лет.

Подтверждение аккреционной модели мы видим также и в аналогии сейсмического образа средней и отчасти верхней коры провинции Сьюпириор и сейсмического образа коры Свекофеннского аккреционного орогена [Kukkonen, Lahtinen, 2006; Mints et al., 2015; Glaznev et al., 2015]. Однако наличие нижнекоровой зоны рефлексивити в основании коры провинции Сьюпириор создает принципиальное отличие от Свекофеннского орогена, где подобная зона отсутствует.

4. В результате нового импульса растягивающих напряжений 2.70–2.69 млрд лет назад, то есть в пределах точности измерений возраста, синхронно с завершением формирования аккреционно-коллизионного орогена, в южной части протократона возникли новые рифты, которые рассекли недавно образованные аккреционные комплексы. Быстро углублявшиеся прогибы заполнялись осадочным и вулканическим материалом. В результате эффективного продвижения глубинного теплового потока вдоль сквозькоровых зон надвиго-поддвиговых деформаций осадки, заполнившие эти прогибы, немедленно вслед за осадконакоплением были метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций. Глубина узких прогибов, судя по оценкам давлений метаморфизма, достигала 20–25 км [Percival et al., 2012].

5. На северо-востоке провинции в пределах бассейна Лейк-Минто осадконакопление (вероятно, очень кратковременное и быстрое) завершилось не позднее 2.74 млрд лет назад, высокотемпературные процессы метаморфизма и магматизма продолжались вплоть до 2.67 млрд лет, пиковые значения метаморфизма датированы 2.64 млрд лет. Метаморфические преобразования в северо-западной части протократона продолжались на протяжении 100–150 млн лет от 2.74–2.72 до 2.63–2.59 млрд лет.

6. Рифтогенные метаосадочные пояса типа Куэтико, пересекающие гранит-зеленокаменный комплекс в южной части кратона (рис. 15), возникли несколько позднее, чем в его северной части, – 2.70–2.69 млрд лет назад. Осадки подверглись мигматизации и высокотемпературному метаморфизму при низких давлениях в условиях амфиболитовой и локально гранулитовой фации 2.67–2.65 млрд лет назад. В это же время были образованы более многочисленные, но менее значительные по размерам осадочно-вулканогенные пояса тимискамингского типа, которые не подверглись высокотемпературному метаморфизму. Метаморфизму сопутствовали проявления мафит-ультрамафитового и габбро-анортозитового магматизма, связанные хронологически и, по-видимому, генетически с андерплейтингом мантийных магм и формированием нижнекоровой зоны рефлексивити. Тектоническое сжатие рифтогенных бассейнов и выдавливание слагающих их пород на гранит-зеленокаменные комплексы обрамления происходило одновременно с надвиго-поддвиговыми перемещениями в средней и нижней коре. Формирование нижнекорового слоя привело к уничтожению следов погружающихся в мантию фрагментов субдуцировавших плит.

Два последовательных высокотемпературных метаморфических события в нижнекоровых породах зоны Капускейсинг датированы 2.66–2.65 и 2.64–2.63 млрд лет. Несколько более молодой возраст метаморфических преобразований, деформаций и формирования линейности и гнейсовидности в породах на более глубинных уровнях, которые завершились к 2.58 млрд лет назад, очевидно, обусловлен постепенным охлаждением коры сверху вниз и соответственно более поздним включением изотопных часов в породах глубинных уровней коры.

7. Рассеянное по территории внедрение небольших интрузий коро-контраминированных высокотемпературных магм, результатом которого стало формирование серии небольших тел санукиитоидов, происходило приблизительно с ~2.70 до 2.68 млрд лет, то есть синхронно с формированием метаосадочных поясов.

9.4. Морфология литосферы Северо-Американского композитного кратона

Перечисленные выше модели СКЛМ и главные особенности геологического строения архейской коры Северной Америки дают внутренне согласованную картину. Литосфера мощностью более 200 км подстилает преобладающую часть континента. Несколько смещенный от геометрического центра континента киль расположен под Гудзоно-

вым заливом и простирается до глубины ~350 км. Контур литосферы по глубине 225 км приблизительно совпадает с границей округло-овальной области архейской коры Северо-Американского континента.

Морфологию СКЛМ в границах архейского кратона Северной Америки можно представить в виде уплощенного перевернутого конуса: длина вертикальной оси этого конуса (~350 км) приблизительно на порядок меньше диаметра основания. Вершина конуса соответствует литосферному килю. В центре основания и непосредственно над килем находится впадина Гудзонова залива. В области архейской коры Северной Америки известны многочисленные проявления алмазоносных кимберлитов, промышленные месторождения алмазов размещены в провинции Слейв [Kjarsgaard, Levinson, 2002, и ссылки в этой работе]. Возраст «гарцбургитовых» алмазов в кимберлитовых трубках провинции Слейв, как и в Каапваальском и в Сибирском кратонах, заключен в интервале между 3.52 и 3.20 млрд лет [Gurney et al., 2010, и ссылки в этой работе]. Эти даты фиксируют завершение формирования СКЛМ под провинцией Слейв в мезоархее. Однако были ли блоки палеомезоархейской литосферы частями единого континента или они были некоторым образом распределены в пространстве? Можно ли полагать, что основные параметры СКЛМ Северной Америки сформировались в мезоархее? Или в неоархее? Или в соответствии с моделью «Соединенных плит Америки» [Hoffman, 1988, 1989] литосфера приблизительно современных очертаний возникла лишь к концу палеопротерозоя после формирования Транс-Гудзонского орогена?

При геологической интерпретации геофизических данных о строении СКЛМ, подстилающей Гудзонов залив и континентальные области в его обрамлении, исследователи используют модель «Соединенных плит Америки» в качестве отправной точки [Ritsema et al., 2011; Bastow et al., 2013; Darbyshire et al., 2013; Porritt et al., 2015]. Напротив, наше исследование палеопротерозойской истории Восточно-Европейского и Северо-Американского кратонов привело к заключению о внутриконтинентальном происхождении преобладающей части палеопротерозойских орогенов, размещенных сегодня во внутренней области этих кратонов [Mints, 1998, 2014; Mints et al., 2010, 2015; Mints, Eriksson, 2016]. Ниже мы попытаемся проанализировать имеющиеся данные без предварительного условия о непрременной роли палеопротерозойской коллизии в формировании СКЛМ Северной Америки.

Имеющиеся данные не позволяют достоверно охарактеризовать донеоархейскую историю Северо-Американского кратона. Очевидно, сформиро-

ванный к началу неогархея кратон подстилался СКЛМ, которая могла включать собранные воедино ранее независимые мантийные области. Очевидно также, что литосфера была значительно перестроена в течение неогархея. По крайней мере, некоторые из донеогархейских областей СКЛМ обладали собственным алмазоносным килем. Понятно, что приведенный выше образ перевернутого конуса является лишь некоторым приближением, детальность которого ограничена низкой разрешающей способностью сейсмотомографических исследований. Сосредоточение промышленно значимых алмазоносных кимберлитов в провинции Слейв указывает на то, что неогархейские преобразования не привели к созданию интегральной структуры мантийной области. Общая концентрическая зональность, которую демонстрируют неогархейские геологические структуры и рисунок локальных аномалий поля силы тяжести, свидетельствует, что, по крайней мере, на уровне коры интегральная тектоническая структура была сформирована.

Следует подчеркнуть, что, анализируя данные, характеризующие морфологию и эволюцию СКЛМ Северо-Американского кратона, мы, равно как и другие исследователи [Ritsema et al., 2011; Bastow et al., 2013; Darbyshire et al., 2013; Porritt et al., 2015], не обнаружили определенных свидетельств значимого воздействия на литосферу палеопротерозойских и более поздних событий.

9.5. Мантийно-плюмовая модель эволюции СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КРАТОНА В НЕОГАРХЕЕ

Суммируя весь комплекс приведенных выше данных, мы неизбежно приходим к выводу, что неогархейскую эволюцию Северо-Американского кратона невозможно представить в рамках «чистой» модели тектоноплитного типа (такая модель представлена, например, в работе [Percival et al., 2012]). Альтернативная модель неогархейского распада и восстановления единства южной части кратона Сьюпириор, вызванных латеральным мантийным потоком («мантийным ветром»), была предложена Дж. Бедаром и Л. Харрисом [Bédard, Harris, 2014].

Ряд главных особенностей строения и эволюции архейского кратона, прежде всего овально-концентрическая зональность, важная роль высокотемпературных магматических и метаморфических процессов, преимущественно внутриконтинентальные обстановки магматизма и осадконакопления, указывает на ведущую роль процессов мантийно-плюмового типа. Согласно существующим моделям [Nataf, 2000; Condie, 2001; Kirdyashkin et al., 2004; Dobretsov et al., 2006; Kotelkin, Lobkovsky, 2007; Hand, 2015], плюмы перемещаются из глубинных

частей мантии, формируя цилиндрический канал радиусом 50–150 км. Эта оценка базируется на динамике жидкости, тогда как по оценке сейсмологов канал может быть значительно шире. Морфология плюмов при достижении основания литосферы контролируется контрастом вязкости на границе горячего материала плюма с перекрывающей холодной литосферой. Поскольку вязкость горячего материала плюма как минимум в сто раз ниже в сравнении с холодной литосферой [Farnetani, Hofmann, 2011, и ссылки в этой работе], наиболее вероятно грибообразная форма. Численные эксперименты, где условия около поверхности модели имитируют присутствие континента, показывают, что внутри конвектирующей жидкости вертикальный поток глубинного горячего материала всегда концентрируется под центральной областью «континента» [Guillou, Jaupart, 1995; Trubitsyn V.P., Trubitsyn A.P., 2005; Burov, Guillou-Frottier, 2005]. Размеры головы (шляпы) плюма преимущественно зависят от стартовой глубины. Для плюмов, возникающих у основания мантии, диаметр головы при достижении основания литосферы составляет ~1000 км. Последующее расплющивание плюма удваивает диаметр до 2000–2500 км. Для плюмов, стартующих с уровня 660-километровой границы, диаметр плюма при достижении литосферы равен ~250 км, и итоговый диаметр уплощенной головы плюма равен ~500 км [Ernst, Buchan, 2003, и ссылки в этой работе]. Класс более крупных явлений получил наименование суперплюмов или суперплюмовых событий. Диаметр суперплюмов на уровне ГЛА может достигать нескольких тысяч километров [Condie, 2001]. Первоначально казалось, что тектоника плит и плюмы дополняют друг друга, отражая особые формы мантийной конвекции и работая независимо друг от друга [Hill et al., 1992, и ссылки в этой работе]. В дальнейшем на базе глобальных томографических моделей распределения сейсмических скоростей в недрах Земли Ш. Маруяма с соавторами [Maruyama, 1994; Maruyama et al., 2007] ввели понятие плюм-тектоники, для того чтобы объяснить не только тектонику приповерхностной части литосферы, но также и динамику Земли в целом. Глобальная модель, предложенная Ш. Маруямой, фиксирует доминирующую роль плюмов и особенно суперплюмов. Суперплюмы контролируют динамическую систему Земли, тогда как тектоника плит является подчиненным механизмом: геодинамика управляется суперплюмами.

В аспекте нашего исследования особый интерес представляют модели, имитирующие рельеф головы плюма и рельеф земной поверхности в надплюмовой области. В природных условиях эволюция земной поверхности определяется упругохрупкопластической деформацией, наличием свободной

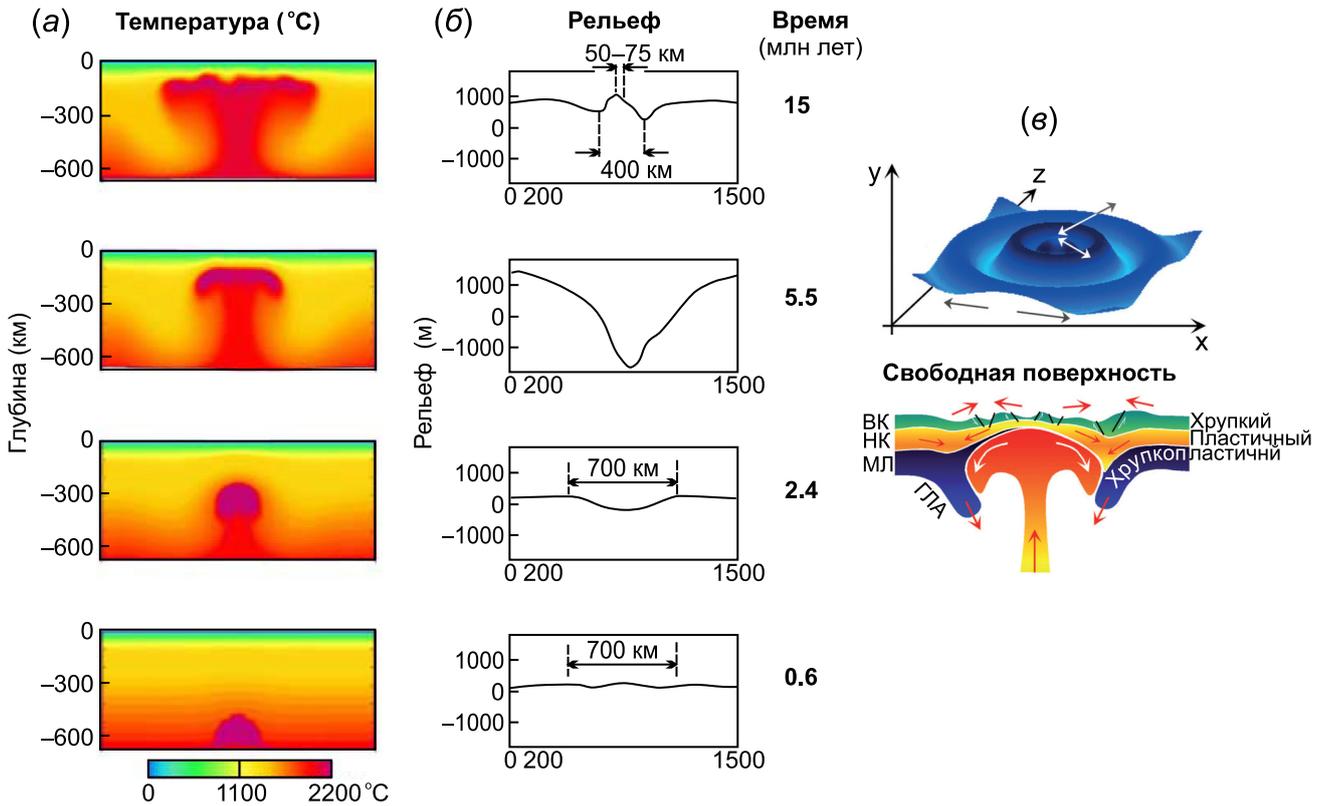


Рис. 16. Эксперименты с трехслойной реологически стратифицированной латерально гомогенной континентальной литосферой (по [Burov, Guillou-Frottier, 2005; Burov, Gerya, 2014]).

(a), (б) – главные стадии эволюции: (a) – распределение температур, (б) – рельеф земной поверхности; (в) – 3D топография земной поверхности над мантийным плюмом: параметры λ_1 – λ_3 (λ_1 ~30–50, λ_2 ~100–150, λ_3 ~250–350 км) контролируются относительной толщиной жесткой верхней коры (ВК), пластичной нижней коры (НК) и жесткопластичной мантийной литосферы (МЛ); ГЛА – граница литосферы и астеносферы; стрелки указывают на перемещение материала на земной поверхности и на глубине. Следует обратить внимание на мультигармонический характер деформаций земной поверхности.

Fig. 16. Experiments with the three-layer rheologically stratified laterally homogeneous continental lithosphere (after [Burov, Guillou-Frottier, 2005; Burov, Gerya, 2014]).

(a), (б) – main stages of the evolution: (a) – temperature, (б) – surface topography, (в) – 3D topography of the Earth's surface above the mantle plume. Surface wavelengths λ_i (e.g., λ_1 ~30–50, λ_2 ~100–150, λ_3 ~250–350 km) are controlled by the thicknesses of the rigid upper-crust (ВК), plastic lower-crust (НК) and rigid-plastic mantle–lithosphere (МЛ) layers. Arrows indicate the directions of movements at the surface level and in depth. Note surface deformations with periodic multiharmonic short-wavelength radial undulations.

поверхности и реологической стратификацией литосферы. Численные термомеханические эксперименты показывают, что вследствие изгиба литосферной плиты, механического разделения земной коры и мантии и нестабильных условий растяжения – сжатия, литосферная плита и рельеф поверхности в надплюмовой области подвергаются складчатости: формируется система чередующихся волнообразных антиформ и синформ (поднятий и опусканий) большого (>500 км) и малого (300–400, 200–300 и 50–100 км) масштаба [Burov, Guillou-Frottier, 2005; Burov, Gerya, 2014]. При отсутствии или незначительной роли латеральных тектонических напряжений развивается осесимметричная деформация. В результате формируется концентрическая система чередующихся антиформ и

синформ (поднятий и опусканий) с центральной депрессией поверх оси поднимающегося плюма (рис. 16). Развитие этой модели позволяет связать образование эпиконтинентальных осадочных бассейнов с вызванной плюмом литосферной складчатостью [Cloetingh et al., 2013].

Обращаясь к неоархейской истории Северной Америки, мы рассматриваем соотношения мантийно-плюмовых и тектоноплитных процессов на региональном уровне (рис. 17). Большинство реально наблюдаемых геологических и геофизических особенностей округло-овальной области архейской литосферы Северной Америки и, более всего, проявленная в разных формах концентрическая зональность могут быть сопоставлены с особенностями и характеристиками отмеченных выше

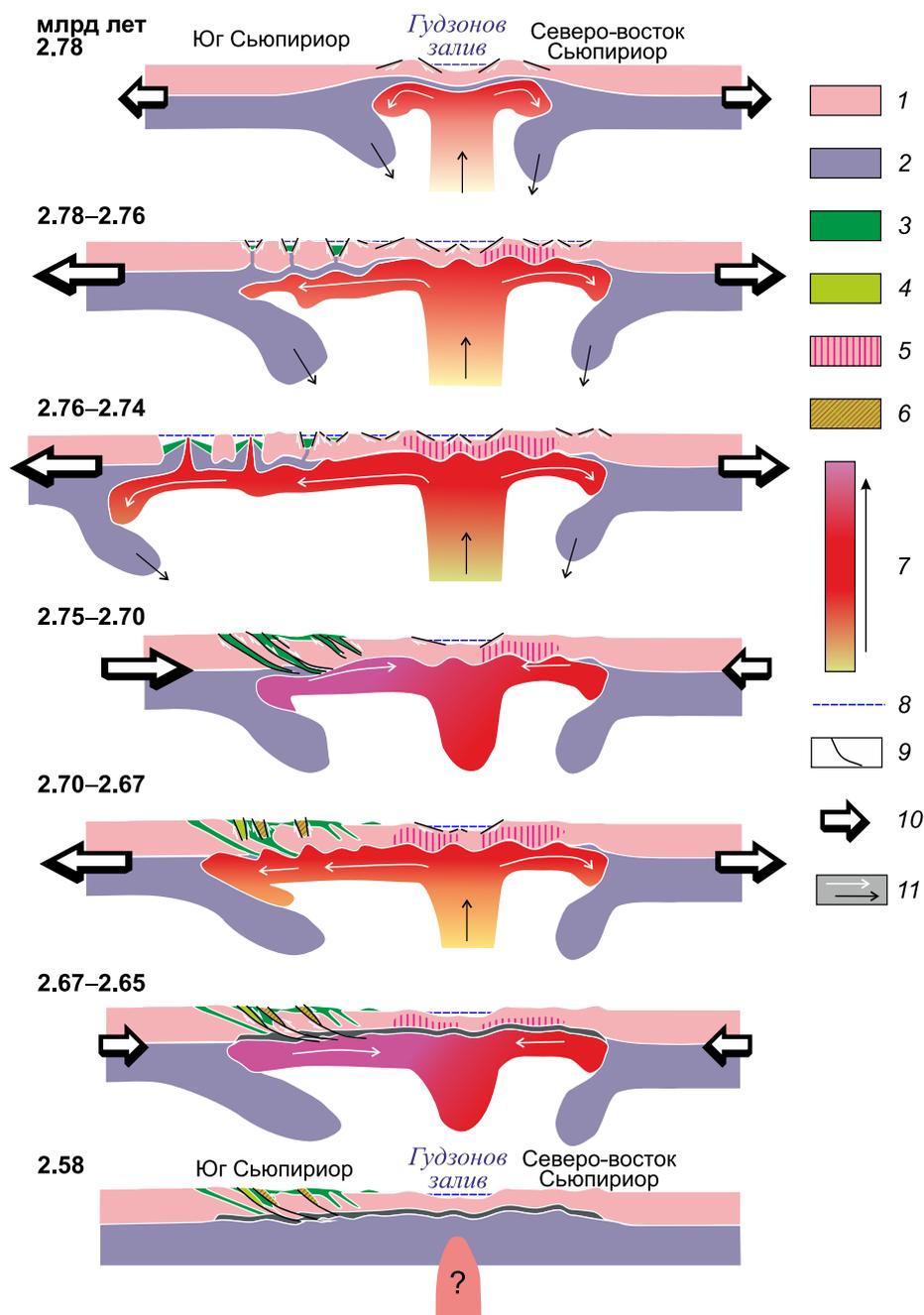


Рис. 17. Неоархейская эволюция литосферы Северной Америки, соотношения мантийно-плюмовых и тектоно-плитных процессов (по [Mints, 2017b]).

1 – континентальная кора; 2 – литосферная мантия; 3–4 – осадочно-вулканические и плутонические комплексы: 3 – континентальных рифтов и зон спрединга, датированных 2.78–2.70 млрд лет, 4 – континентальных рифтов, датированных 2.70–2.58 млрд лет; 5–6 – метаморфизм высокой амфиболитовой и гранулитовой фации: 5 – в породах древней и новообразованной континентальной коры, 6 – в породах метаосадочных поясов, датированных 2.70–2.58 млрд лет; 7 – распределение температур в пределах плюма: стрелка направлена в сторону снижения температуры; 8 – уровень поверхности неоархейского океана; 9 – тектонические нарушения, преимущественно надвиго-поддвиговой кинематики; 10 – региональные направления напряжений растяжения – сжатия, сопровождающих продвижение «горячего» и отступления «остывающего» плюма; 11 – стрелки, указывающие направление перемещения горячего и остывающего материала плюма.

Fig. 17. The Neoarchaean evolution of the North America lithosphere, and the relations between the mantle-plume and plate-tectonic processes (after [Mints, 2017b]).

1 – continental crust; 2 – lithospheric mantle; 3–4 – sedimentary-volcanic and plutonic complexes in: 3 – continental rifts and spreading zones (2.78–2.70 Ga), 4 – continental rifts (2.70–2.58 Ga); 5–6 – upper amphibolite- and granulite-facies metamorphism in: 5 – ancient rocks and newly formed continental crust, 6 – metasedimentary belts (2.79–2.58 Ga); 7 – temperature distribution within the plume head (the arrow is directed towards temperature lowering); 8 – Neoarchaean sea level; 9 – thrust-underthrust faults; 10 – regional directions of the tension-compression stresses that accompany 'hot' and 'cooling' pluming; 11 – arrows indicating the directions of movement of the 'hot' and 'cooling' plume material.

численных термомеханических моделей. Особенности морфологии субконтинентальной литосферы с наибольшей вероятностью можно связать с неoarхейскими событиями. Общий масштаб явления, зафиксированного в пределах овала с диаметром 3000 км, охватившего практически полностью мезоархейский кратон Северной Америки, позволяет соотносить его с классом суперплюмов.

Очевидно, подъем горячей мантии был сфокусирован под центральной частью континента вдоль оси, протягивающейся через литосферный киль к акватории Гудзонова залива. Распознаются два последовательных импульса эндогенной активности – 2.78–2.70 млрд лет и 2.70–2.58 млрд лет.

1. К началу событий, которые мы связываем с первым импульсом, ~2.78 млрд лет назад, мантийный плюм достиг основания литосферы (ГЛА), что определило преобразование цилиндрического плюма в грибообразное тело. Литосфера, вероятно, уже на этой стадии подверглась деформации и складкообразованию, теплопередача осуществлялась преимущественно с участием парциальных мантийных расплавов, достигавших коромантийной границы и вызывавших парциальное плавление коры. Процессы в пределах ограниченных нами Центральной, Внутренней, Внешней и Периферической зон Северо-Американского кратона протекали по-разному.

1а. В пределах Центральной и Внутренней зон (то есть преимущественно на севере и северо-востоке провинции Сьюпириор) возникновение концентрически-волнообразных форм рельефа сопровождалось интенсивным вулканизмом, эрозией поднятий и ювенильных вулканических построек и быстрым заполнением депрессий осадками. Интрузии и извержения высокотемпературных мантийных и коровых магм сопровождалась гранулитовым метаморфизмом пород мезоархейского основания и формирующихся вулканогенно-осадочных толщ. В Центральной зоне возникла овальная депрессия – предшественник Гудзонова залива.

1б. Растекание в стороны цилиндрического потока, остановленного холодной литосферой, определило условия несколько асимметричного радиально ориентированного растяжения литосферы и концентрически организованного проникновения мантийных магм сквозь литосферу до коромантийной границы. Возникавшие в коре зоны рифтогенеза, вероятно, располагались в связи с положительными формами литосферной складчатости в условиях локального растяжения. Результатом дальнейшего развития радиального растекания горячего материала в основании литосферы стал переход в концентрических зонах от рифтинга к спредингу и к формированию узких дугообразных

в плане океанов. Разрыв литосферы обеспечил эффективный сброс глубинного тепла в атмосферу и космическое пространство, поэтому метаморфические преобразования накапливавшихся в юных океанах вулканогенно-осадочных толщ протекали при низких и умеренных параметрах. Разгрузка глубинного тепла (тектонические движения, деформации, магматизм, метаморфизм, прямой сброс тепла в атмосферу) привела к снижению эндогенной активности, прежде всего к приостановке процесса растекания глубинного материала и, вероятно, к латеральному сокращению системы в результате общего охлаждения. Результатом стало схлопывание системы узких дугообразных океанов, которое сопровождалось субдукцией и обдукцией надсубдукционных комплексов и формированием ассоциации пологонаклонных последовательностей тектонических пластин, подобных аккреционным комплексам фанерозоя. Этот процесс завершился около 2.70 млрд лет назад.

2. Практически сразу за завершением первого импульса эндогенной активности произошел новый импульс, который можно интерпретировать как следствие прибытия к ГЛА новой порции горячего глубинного вещества.

2а. Во Внутренней зоне (на севере и северо-востоке провинции Сьюпириор) процессы высокотемпературного метаморфизма и магматизма, пунктирно прослеживаемые во времени, продолжались вплоть до 2.58 млрд лет.

2б. Во Внешней зоне (на юге провинции Сьюпириор и в пределах провинций Херн и Рэй) возобновление рифтогенеза 2.70 млрд лет назад в пределах дугообразных концентрических зон свидетельствует о возобновлении латерального растекания горячего глубинного вещества. Очевидно, запас энергии этого потока был менее значительным: он не привел к повторному разрыву литосферы. Уже через 10–20 млн лет условия растяжения, как и во время первой стадии, сменились сжатием. Высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации в пределах метаосадочных поясов типа Куэтико свидетельствует о теплоизоляции системы и утилизации тепла в коре в результате эндотермических метаморфических реакций (следует отметить, что существующая коллизийная модель не предлагает рационального объяснения проявлению высокотемпературного метаморфизма, специфически связанного с поясами типа Куэтико). Значительные количества мантийных магм разместились вдоль коромантийной границы, сформировав нижнекоровый гранулит-базитовый слой. Можно предположить, что наблюдаемая сегодня концентрически-зональная структура поля силы тяжести определяется формированием литосферной складчатости и распределением произ-

водных мантийных магм, связанных именно с этим периодом. Прекращение эндогенной активности датировано 2.59–2.58 млрд лет.

3. Реакцией коры на концентрацию сжимающих напряжений на финальной стадии отмирания плюма стало формирование сквозькоровых надвиго-поддвиговых тектонических зон.

4. Провинции Вайоминг и Слейв, расположенные в Периферической зоне, также подверглись термальному и тектоническому воздействию плюма. Однако сосредоточенность алмазности палеомезоархейской СКЛМ в основании провинции Слейв указывает на отсутствие или незначительный уровень этих преобразований.

5. Следует обратить внимание на удивительную сохранность депрессии Гудзонова залива, сформировавшейся в центре надплюмовой области, от неогархея до сегодняшнего дня. Для объяснения этого феномена необходимы дальнейшие исследования.

9.6. МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ: СПЕЦИФИКА СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОГО КОМПОЗИТНОГО КРАТОНА И ПРОВИНЦИИ СЬЮПИРИОР

Неогархейская перестройка Северо-Американского кратона является лишь одним из ряда близких по содержанию явлений, связанных с суперплюмовым событием, зафиксированным практически во всех регионах ~2.75 млрд лет назад [Mints et al., 2010, 2015; Mints, Eriksson, 2016, и ссылки в этих работах]. Ниже приведены наиболее полно охарактеризованные примеры (рис. 18).

Карело-Беломорский ареал высокотемпературного метаморфизма и магматизма (600–700 на 400–450 км, площадь ~200000 км²) имеет овально-концентрическое строение. 1. В строении центрального ядра этого ареала участвуют гранулитогнейсы, эпиконтинентальные рифтогенные зеленокаменные пояса и небольшие массивы санукиитоидов, датированные 2.76–2.70 млрд лет назад. 2. Дугообразная зона протяженностью около 600 км, охватывающая центральное ядро, образована серией гранулитогнейсовых поясов; возраст метаморфизма гранулитовой фации заключен в интервале 2.70–2.62 млрд лет назад. 3. Внешняя зона включает локальные проявления гранулитового метаморфизма и серию массивов «молодых» гранитов, сформированных 2.69–2.58 млрд лет назад. Главный тренд развития состоял в расширении ареала, то есть в смещении эндогенной активности от его центра к периферии.

Кольский ареал высокотемпературного метаморфизма и магматизма также имеет овальные очертания, размеры 600 км по длинной и 200 км по короткой оси и площадь около 100000 км². Его

внутреннее строение отличается линейно-блоковой геометрией. Формирование главных ассоциаций горных пород этого ареала заключено в интервале от 2.79–2.76 до 2.61–2.55 млрд лет. Высокотемпературные магматические и метаморфические процессы ограничены интервалом от 2.79 до 2.63 млрд лет. В метаморфической истории Центрально-Кольского гранулитогнейсового пояса, протягивающегося вдоль продольной оси ареала, выделяется три последовательных события: 2.79–2.71, 2.66–2.64 и 2.58–2.55 млрд лет. Формирование эпиконтинентальных зеленокаменных осадочно-вулканогенных поясов, обрамляющих центральную часть, датировано 2.76–2.66 млрд лет. Разрез Кейвской вулканотектонической палеодепрессии начинается с известково-щелочных кислых метавулканитов (~2.78 млрд лет), за которыми следует мощная толща щелочных метавулканитов, сформированных в интервале от 2.76–2.75 до 2.67–2.63 млрд лет (метавулканиты представлены соответственно гранат-биотитовыми и эгирин-арфведсонитовыми гнейсами).

Волго-Уральский гранулитогнейсовый ареал на востоке Восточно-Европейского кратона был сформирован также за относительно короткое время между 2.74 и 2.59 млрд лет. В плане этот ареал – почти равнобедренный сферический треугольник с основанием 1000 км и высотой 1200 км, площадью около 600000 км². Ареал включает серию овальных тектонических структур, получивших название овоидов [Bogdanova, 1986; Bogdanova et al., 2005]. Овоиды – чашеобразные блоки коры, 300–600 км в поперечнике с основанием на уровне коромантийной границы, сложенные мафитовыми гранулитами с включениями габбро, габбро-анортозитов и ультрамафитов. Овоиды ограничены коническими поверхностями, по которым породы, слагающие овоиды, надвинуты на обрамление. Овальные синформы меньшего размера, размещенные между овоидами, сложены метаосадочными и мафитовыми гранулитами. Протолиты метаморфических пород, сформированные между 3.4–3.2 и 3.1–3.0 млрд лет, подверглись метаморфизму гранулитовой фации 2.74–2.70 млрд лет назад и ретроградным преобразованиям 2.62–2.59 млрд лет назад [Bogdanova, 1986; Mints et al., 2010, 2015, и ссылки в этих работах]. Максимальные оценки параметров метаморфизма составляют 940–950 °C и 9.5 кбар.

Литосфера Восточно-Европейского композитного кратона в глобальной томографической модели Дж. Ритсемы с соавторами по своей морфологии и глубине размещения ГЛА, которая в области литосферного кия превышает 275 км, подобна литосфере Северо-Американского кратона, однако имеет значительно большие латеральные размеры [Ritsema et al., 2011] (см. рис. 3). В отличие от Севе-

ро-Американского кратона, где границы донеоархейских составляющих отсутствовали или затуханы последующими процессами, в строении Восточно-Европейского кратона выделяется несколько палеомезоархейских областей коры, объединившихся в единую континентальную массу лишь к концу мезоархея [Mints et al., 2010, 2015].

Уточняющие детали строения литосферы представлены в комплексной геофизической модели литосферы Европы [Artemieva et al., 2006]. В плане литосфера Восточно-Европейского кратона имеет овальные очертания, ось овала вытянута в северо-северо-западном направлении. Границы округлой в плане области около 1000 км в поперечнике с наиболее мощной литосферой, образующей литосферный киль, основание которого достигает глубины более 250 км, приблизительно совпадают с ограничениями Карельского кратона. Вторая область литосферы повышенной мощности (около 200 км) связана с Волго-Уральским гранулитогнейсовым ареалом. Исследования литосферы Восточно-Европейского кратона не обнаруживают следов переработки литосферы, которые можно было бы связать с формированием грандиозного палеопротерозойского внутриконтинентального Лапландско-Среднерусского – Южно-Прибалтийского орогена [Mints et al., 2010, 2015].

Гранулитогнейсовый пояс Лимпопо представляет собой овальную синформную тектоническую структуру длиной около 500 км и шириной около 250 км и площадью около 100000 км², преимущественно образованную интрузивными и метаосадочными породами гранулитовой фации, которая перекрывает границу между архейскими кратонами Каапвааль и Зимбабве в Южной Африке [Mints,

Eriksson, 2016, и ссылки в этой работе]. В истории пояса Лимпопо зафиксировано не менее трех эпизодов метаморфизма в условиях гранулитовой фации: ~3.14, между 2.74 и 2.57 и между 2.03 и 1.97 млрд лет [Blenkinsop, 2011; Laurent et al., 2011]. Согласно преобладающей сегодня точке зрения, пояс Лимпопо возник в результате коллизии архейских кратонов Каапвааль на юге и Зимбабве на севере [Van Reenen et al., 1992; Laurent et al., 2011]. Возраст формирования синформного покровно-надвигового структурного ансамбля (возраст предполагаемой коллизии) заключен между возрастом Великой Дайки Зимбабве (2.58 млрд лет), которая пересекает северное крыло синформы Лимпопо [Oberthür et al., 2002], и возрастом метаморфизма гранулитовой фации (2.64 млрд лет).

Сравнение охарактеризованных выше тектонических структур демонстрирует как общие, так и индивидуальные особенности. К числу важнейших особенностей, в той или иной степени повторяющихся во всех охарактеризованных выше тектонических структурах, относятся следующие:

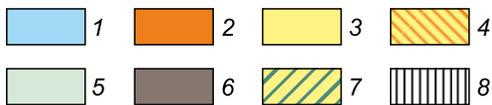
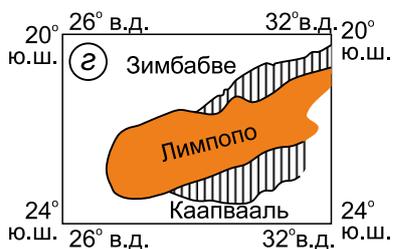
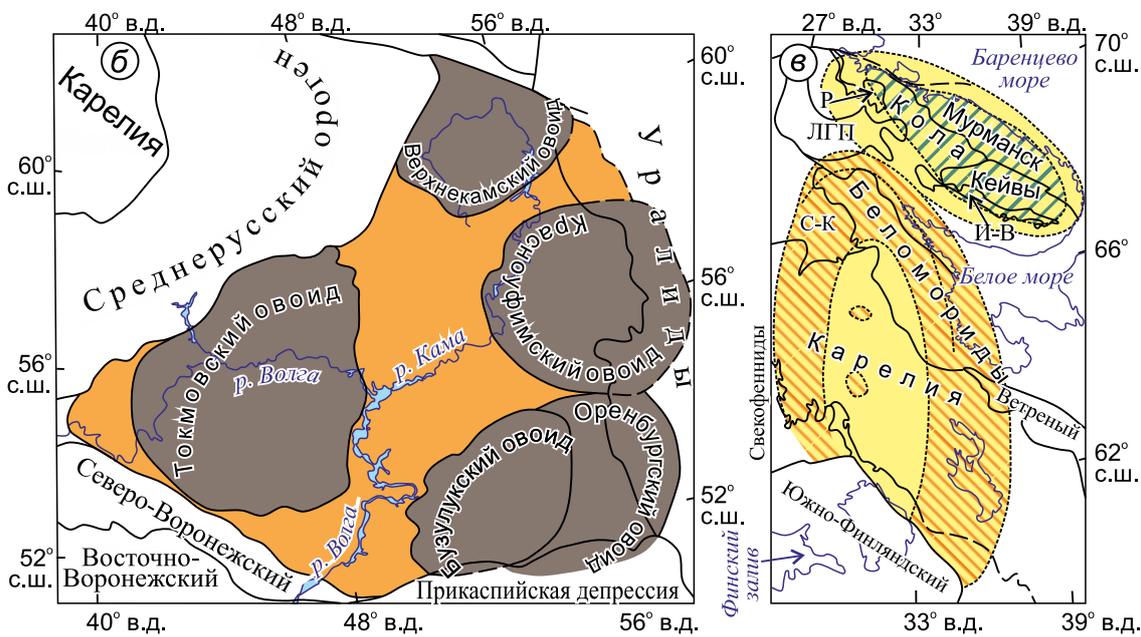
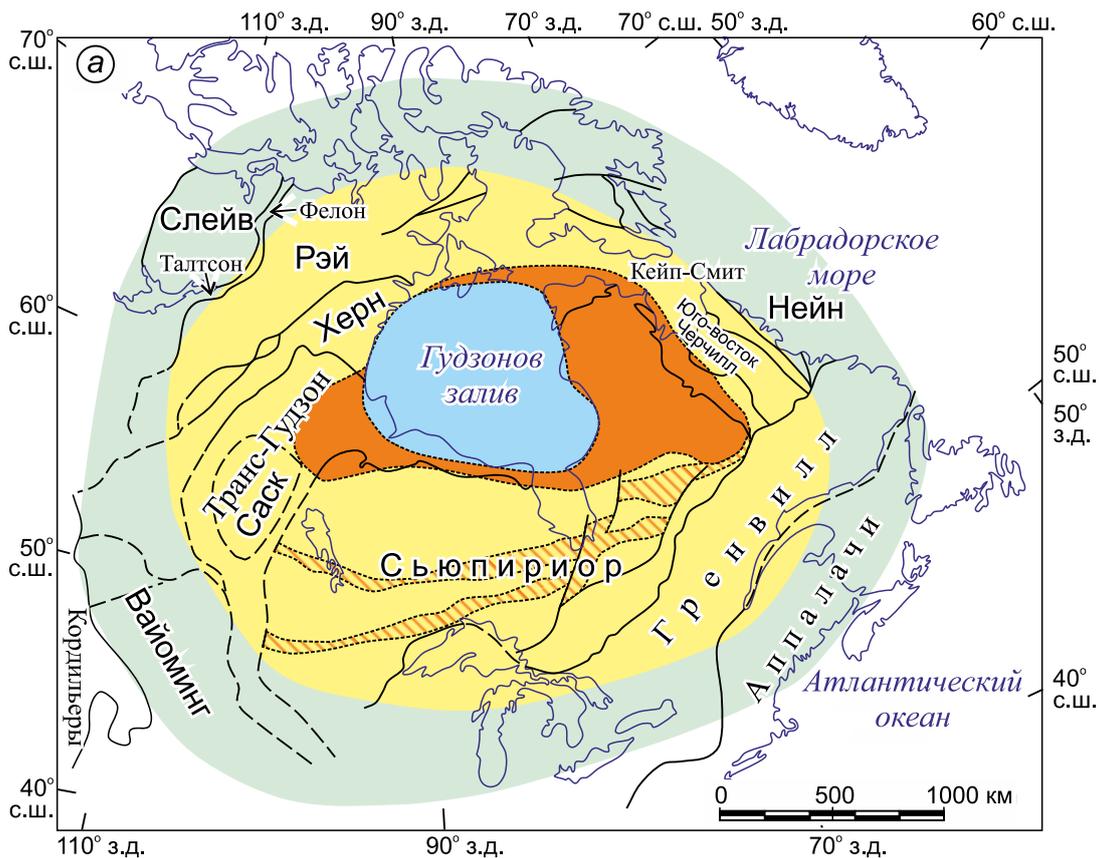
- 1) синхронность формирования в интервале между 2.79 и 2.58 млрд лет;
- 2) преимущественно внутриконтинентальное развитие;
- 3) преобладание овальных в плане синформных тектонических структур различного ранга с той или иной формой концентрической зональности;
- 4) высокотемпературный магматизм (как правило, с участием эндербит-чарнокитов и габбро-анортозитов) и метаморфизм гранулитовой фации;
- 5) часто повторяющееся сочетание ассоциаций горных пород высокого уровня метаморфизма, гранулитовой и высокотемпературной амфиболи-

Рис. 18. Неоархейские орогены, инициированные мантийными плюмами: (а) – Северо-Американский кратон; (б) – Волго-Уральский кратон; (в) – Кольский и Карело-Беломорский ареалы высокотемпературного метаморфизма и магматизма; (г) – ороген (пояс) Лимпопо.

1–5 – тектонометаморфическая зональность архейской коры Северо-Американского кратона: 1 – Центральная зона (длительно существующая депрессия Гудзонова залива), 2 – Внутренняя зона (породы гранулитовой фации с преобладанием метаосадочных гранулитов), 3 – Внешняя зона (гранит-зеленокаменные области, характеризующиеся низким и умеренным метаморфизмом), 4 – Периферическая зона, 5 – зоны амфиболит-гранулитового метаморфизма. Эти обозначения сохраняют свое содержание на остальных схемах. 6–8 – прочие обозначения: 6 – мафитовые и ультрамафитовые породы гранулитовой фации, 7 – Внутренняя зона Кольского ареала (гранулиты и щелочные вулканиты, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации), 8 – породы поднадвиговой области с инвертированной метаморфической зональностью (краевые области пояса Лимпопо).

Fig. 18. Neoarchean orogens initiated by mantle plumes. (a) – North America Craton; (б) – Volga-Ural Craton; (в) – Kola and Karelian-Belomorian areas of high-temperature metamorphism and magmatism; (г) – Limpopo belt.

1–5 – tectonic and metamorphic zoning of the Archean continental crust of the North America Craton: 1 – Central zone (long-living depression of Hudson Bay); 2 – Internal zone (granulite-facies rocks with dominating metasedimentary granulites); 3 – External zone (granite-greenstone terranes of low and moderate metamorphism); 4 – Peripheral zone; 5 – amphibolite- and granulite-facies metamorphism. These symbols retain their meanings in other schemes in this paper. 6–8 – other symbols: 6 – granulite-facies mafic and ultramafic rocks, 7 – Internal zone of the Kola area (granulites and amphibolite-facies alkaline metavolcanics), 8 – rocks with inverted metamorphic zoning in the para-autochthonous units of the Limpopo belt (the marginal areas of the Limpopo belt).



товой фации, и низкого – умеренного метаморфизма, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации;

6) наличие нижнекорового гранулит-базитового слоя (зоны рефлексивити, демонстрируемой сейсмическими образами коры), сформированного и деформированного на заключительной стадии эндогенной активности;

7) мощная литосфера, максимальная глубина которой в области литосферного кия превышает 250–275 км.

Вместе с тем охарактеризованные выше тектонические структуры имеют и значительные, важные для понимания существа геологических процессов отличия.

1. Эти структуры существенно различаются размером (на 1.0–1.5 порядка): максимальный размер имеет область неархейской коры Северо-Американского кратона ~7000000 км², минимальным размером отличается относительно просто устроенный пояс Лимпопо площадью ~100000 км².

2. Концентрическая зональность наблюдается не всегда, в разных структурах эта зональность имеет различные особенности. Концентрические зоны Северо-Американского кратона отражают закономерные переходы от вертикального перемещения горячего мантийного материала («хвост» плюма) к латеральному растеканию этого материала под экраном холодной литосферы («голова» или «шляпа» плюма) и связанные с этим переходом изменения типа и характера геодинамических обстановок, тектонических деформаций и движений, особенностей магматизма и осадконакопления и параметров метаморфизма. Зональность Карело-Беломорского ареала отражает последовательное смещение тектонотермальных процессов от центра к периферии ареала. В пределах Кольского ареала зональность, по-видимому, в уменьшенном масштабе сходна по содержанию с зональностью Северо-Американского кратона, однако условия растяжения во внешней зоне ареала не приводят к переходу от внутриконтинентального рифтинга к спредингу. В пределах пояса Лимпопо неархейская структурно-метаморфическая зональность возникла в результате надвигообразования в условиях тектонического сжатия. В результате надвигания горячих тектонических пластин на гранит-зеленокаменные комплексы обрамления в последних сформировалась инвертированная метаморфическая зональность. Наконец, для Волго-Уральского ареала, сформированного в результате атаки ветвящегося плюма, характерна множественность самостоятельных овальных синформ, каждая из которых возникла под воздействием индивидуального плюма.

3. Периодичность мантийно-плюмовой активности также варьируется, возможны продолжитель-

ные однократные воздействия (Карело-Беломорский ареал), но более обычны проявления двух и более повторных импульсов эндогенной активности. В пределах пояса Лимпопо зафиксированы также палеомезоархейские и палеопротерозойские импульсы высокотемпературного метаморфизма.

4. Тектонотермальные и магматические процессы протекали во внутриконтинентальной обстановке. Кардинальное исключение представлено Северо-Американским кратоном: во Внешней зоне этого континента результатом мантийно-плюмового воздействия стало формирование серии узких протяженных океанов, которые вскоре схлопнулись при участии процессов субдукции и обдукции. Таким образом, неархейская эволюция Северо-Американского кратона демонстрирует развитие процессов тектоноплитного типа, инициированных суперплюмом. Вероятно, следствием этого кардинального отличия стала выдающаяся рудоносность провинции Сьюпириор, которая отличает его от остальных областей неархейской мантийно-плюмовой активности.

9.7. ГЛОБАЛЬНОЕ СОБЫТИЕ ~2.7 МЛРД ЛЕТ (МЕЖДУ ~2.79 И ~2.5 МЛРД ЛЕТ)

Возраст ~2.7 млрд лет соответствует первому в геологической истории Земли и наиболее выдающемуся пику в спектре U-Pb возрастов по цирконам, датирующим формирование ювенильной континентальной коры. Несомненно, он фиксирует резкий поворот в формировании земной коры (рис. 1 в [Condie, 1998], рис. 2 в [Hawkesworth, Kemp, 2006]). Аналогичные пики зафиксированы многими диаграммами, иллюстрирующими длинопериодные изменения в эволюции коры [Bradley, 2011, и ссылки в этой работе]. Однако какой процесс способен обеспечить подобный массивированный привнос ювенильной коры? Многие исследователи связывают этот и последующие (2.0–1.7 и 1.2–1.0 млрд лет) пики в спектре U-Pb возрастов с периодами преобладания субдукционных и коллизионных процессов и образованием суперконтинентов. С другой стороны, согласно оценке К.Дж. Хуксворта и А. Кемпа, довольно трудно представить себе, каким образом подобные процессы могли синхронизировать подлинно глобальный прирост ювенильной коры [Hawkesworth, Kemp, 2006]. Модель импульса мантийной активности суперплюмового типа, инициированного под обширным континентом, кажется более реалистичной [Mints, Eriksson, 2016] (рис. 19).

Модель неархейской эволюции Северо-Американского кратона, представленная в этой работе, демонстрирует ведущую роль процессов мантий-

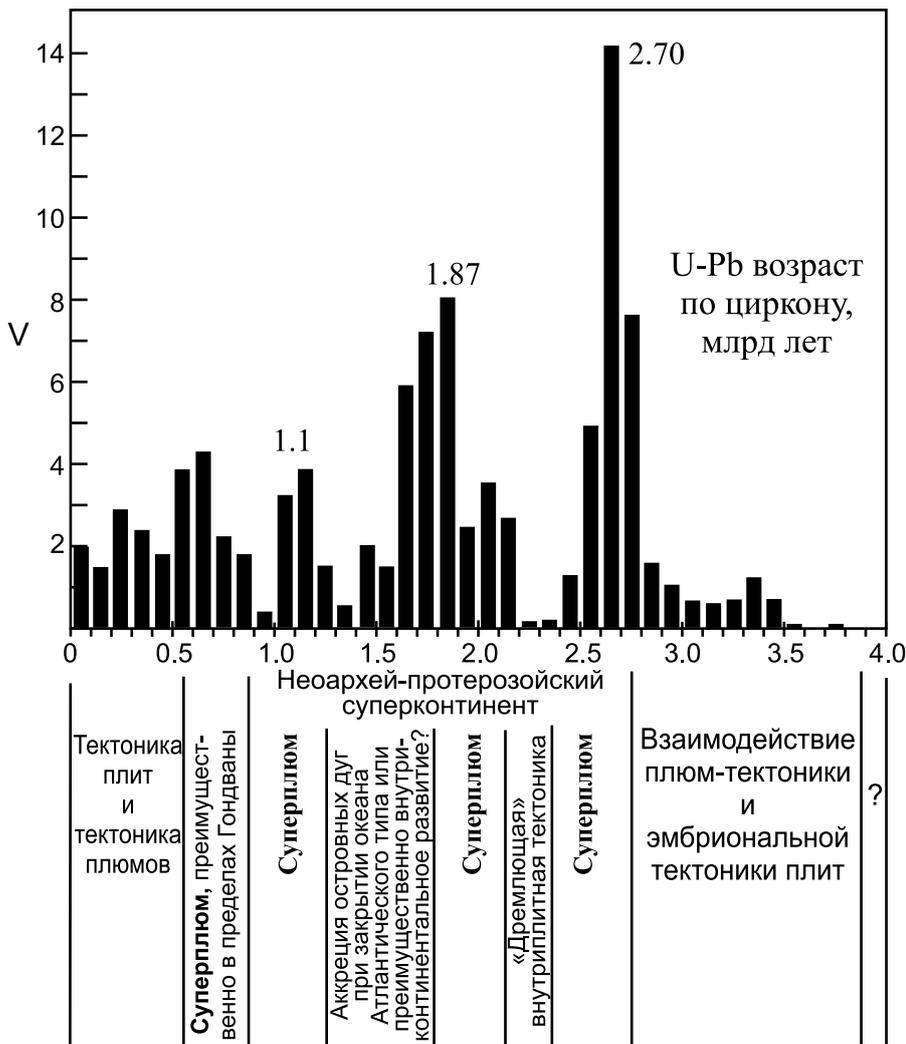


Рис. 19. Распределение значений возраста формирования ювенильной континентальной коры [Condie, Aster, 2010], сопоставленное с длиннопериодными вариациями в соотношении плейт-тектоники и плюм-тектоники (по [Mints, Eriksson, 2016]).

Fig. 19. Distribution of the juvenile continental crust ages based on the data from [Condie, Aster, 2010], which is correlated with secular variations in the relations between the plate-tectonic and plume-tectonic processes in the history of Lauroscandia (after [Mints, Eriksson, 2016]).

но-плюмового типа, относящихся к классу суперплюмов. Модель позволяет также объяснить, как на региональном уровне суперплюм мог инициировать и поддерживать локальные процессы тектоноплитного типа.

10. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ниже приведены главные выводы исследования.

1. В конце мезоархей архейские провинции Северо-Американского кратона принадлежали единому стабильному континенту. Интенсивно переработанная в неоархее кора этого континента заключена в асимметричной округло-овальной области, где распределение геофизических, структурно-тектонических и метаморфических характеристик подчинено концентрической зональности. Центральная зона, которая охватывает впадину Гудзона залива, на протяжении 2.0, а возможно 2.7 млрд лет представляла собой бассейн осадко-

накопления. В строении Внутренней зоны (северо-восточная и северная часть провинции Сьюпириор) преобладают плутонические, вулканогенные и осадочные породы, сформированные и/или метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Внешняя зона охватывает южную часть провинции Сьюпириор и провинции Херн и Рэй. Формирование южной части провинции Сьюпириор стало результатом рифтинга и частичного разрыва континентальной коры, кратковременного раскрытия линейных океанов, последовательной субдукции в северном направлении и аккреции эо-, палео- и мезоархейских континентальных фрагментов и значительно преобладающих по объему неоархейских океанических и островодужных террейнов между ~2.75 и ~2.69 млрд лет. Последующие события в эпиконтинентальной обстановке (в том числе формирование метаосадочных поясов и метаморфизм гранулитовой фации) заключены в интервале 2.71–2.63 млрд лет. Периферическая зона охватывает провинции Вайоминг и Слейв, которые сохранили собственное концентрически-зональное

строение, независимое от генеральной структуры Северо-Американского композитного кратона.

2. Провинция Сьюпириор является наиболее представительным фрагментом Северо-Американского кратона. Следствием асимметрии концентрической зональности явилось сосредоточение неорархейских пород гранулитовой фации исключительно и неорархейского гранит-зеленокаменного комплекса аккреционного типа почти исключительно в пределах провинции Сьюпириор.

3. Морфологию литосферы Северной Америки можно представить в виде уплощенного перевернутого конуса: длина вертикальной оси этого конуса (~350 км) приблизительно на порядок меньше диаметра основания. Центральная область основания этого конуса вмещает длительно существовавшую впадину Гудзонова залива, которая располагается непосредственно над литосферным килем. Современный облик литосферы Северной Америки не претерпел значительных изменений в постнеорархейское время. Какие-либо изменения строения и/или состава литосферы, вызванные палеопротерозойскими тектоническими процессами, включая формирование Транс-Гудзонского орогена, доступными методами глубинных исследований не фиксируются.

4. Неорархейскую эволюцию Северо-Американского кратона невозможно представить в рамках «чистой» модели тектоноплитного типа. Ряд главных особенностей строения и эволюции неорархейского кратона, прежде всего овално-концентрическая зональность, важная роль высокотемпературных магматических и метаморфических процессов, преимущественно внутриконтинентальные обстановки магматизма и осадконакопления, указывает на ведущую роль процессов мантийноплюмового типа.

Подъем горячей мантии был сфокусирован под центральной частью континента. За прибытием головы мантийного плюма к ГЛА около 2.78 млрд лет назад последовало преобразование цилиндрического плюма в грибообразное тело. Возникновение концентрически-волнообразных форм рельефа сопровождалось интенсивным вулканизмом, эрозией поднятий и ювенильных вулканических построек и быстрым заполнением депрессий осадками. Интрузии и извержения высокотемпературных мантийных и коровых магм сопровождались гранулитовым метаморфизмом пород мезоархейского основания и формирующихся вулканогенно-осадочных толщ. В Центральной зоне возникла овалная депрессия – предшественник Гудзонова залива. Растекание в стороны цилиндрического потока, остановленного холодной литосферой, определило условия радиально ориентированного растяжения литосферы и концентрически организованного

проникновения мантийных магм сквозь литосферу до коромантийной границы. Результатом радиального растекания горячего материала в основании литосферы стал переход в концентрических зонах растяжения от рифтинга к спредингу и к формированию узких дугообразных в плане океанов. Разгрузка глубинного тепла (тектонические движения, деформации, магматизм, метаморфизм, прямой сброс тепла в атмосферу) привела к снижению эндогенной активности и латеральному сокращению системы в результате общего охлаждения. Еще одним следствием стало схлопывание системы узких дугообразных океанов, которое сопровождалось субдукцией и обдукцией надсубдукционных комплексов и формированием ассоциации пологонаклонных последовательностей тектонических пластин, подобных аккреционным комплексам фанерозоя. Этот процесс завершился около 2.70 млрд лет.

Практически сразу же последовал новый импульс эндогенной активности, очевидно, связанный с прибытием к ГЛА новой порции горячего глубинного вещества. Во Внешней зоне (на юге провинции Сьюпириор и в пределах провинций Херн и Рэй) в пределах дугообразных концентрических зон возобновилось формирование рифтогенных депрессий. Через 10–20 млн лет условия растяжения сменились сжатием. Высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации в пределах метаосадочных поясов свидетельствует о теплоизоляции системы и поглощении тепловой энергии в процессе эндотермических метаморфических реакций. Значительные количества мантийных магм разместились вдоль коромантийной границы, сформировав нижнекоровый гранулит-базитовый слой. Наблюдаемая сегодня концентрически-зональная структура поля силы тяжести, вероятно, определяется формированием литосферной складчатости и распределением производных мантийных магм вдоль систем концентрических зон растяжения, связанных с этим периодом. Прекращение эндогенной активности датировано 2.59–2.58 млрд лет. Реакцией коры и, очевидно, литосферы в целом на концентрацию сжимающих напряжений на финальной стадии отмирания плюма стало формирование сквозькоровых надвиго-поддвиговых тектонических зон.

5. Неорархейские события, охватившие обширные области континентальной коры, относятся к классу суперплюмов. Неорархейскую перестройку Северо-Американского кратона можно считать лишь одним из ряда близких по содержанию явлений, зафиксированных практически на всех континентах ~2.75 млрд лет назад. Возникшие в результате мантийно-плюмовой активности тектонические структуры значительно различаются разме-

ром (на 1.0–1.5 порядка): максимальный размер имеет область неорархейской коры Северо-Американского кратона (~7000000 км²), минимальным размером отличается относительно просто устроенный пояс Лимпопо (площадью ~100000 км²). К числу важнейших особенностей, в той или иной степени повторяющихся в неорархейских тектонических структурах, относятся: 1) синхронность формирования в интервале между 2.79 и 2.58 млрд лет; 2) преимущественно внутриконтинентальное развитие; 3) преобладание овальных в плане синформных тектонических структур различного ранга с той или иной формой концентрической зональности; 4) высокотемпературный магматизм (как правило, с участием эндербит-чарнокитов и габбро-анортозитов) и метаморфизм гранулитовой фации; 5) часто повторяющееся сочетание ассоциаций горных пород высокого уровня метаморфизма (гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации) и низкого – умеренного метаморфизма (зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации); 6) наличие нижнекорового гранулит-базитового слоя, сформированного и деформированного на заключительной стадии эндогенной активности; 7) мощная литосфера, максимальная глубина которой в области литосферного кия превышает 250–275 км.

6. Возраст ~2.75 млрд лет соответствует первому в геологической истории Земли и наиболее выдающемуся пику в спектре U-Pb возрастов по цирконам, датирующим формирование ювенильной

континентальной коры. Модель неорархейской эволюции Северо-Американского кратона, представленная в этой работе, демонстрирует ведущую роль процессов мантийно-плюмового типа в событиях, относящихся к классу суперплюмов. Модель позволяет также объяснить, как на региональном уровне суперплюм мог инициировать и поддерживать локальные процессы тектонолитного типа.

11. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена и профинансирована в соответствии с Государственной программой научных исследований РФ № 0120145918 и является также вкладом в проект РФФИ № 15-05-01214. Мы благодарны Т. Скульски и Б. Робертсу (Геологическая служба Канады) за помощь в подборе материалов сейсмических исследований программы LITHOPROBE. Мы особенно признательны Ф. Терстону (Университет Лаврентия, Большой Садбери, Канада), который прочел рукопись и сделал ряд важных замечаний и рекомендаций. Мы также благодарны анонимным рецензентам за доброжелательные рецензии и полезные замечания.

Наша статья в преобладающей части повторяет содержание ранее опубликованной статьи в журнале *Precambrian Research* [Mints, 2017b]. Авторы благодарны издательству Elsevier за разрешение на использование текста и иллюстраций этой статьи в русскоязычной публикации.

12. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Artemieva I.M., Thybo H., Kaban M.K., 2006. Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. In: D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European lithosphere dynamics*. Geological Society, London, *Memoirs*, vol. 32, p. 11–41. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.02>.
- Ashton K.E., Card C.D., Hartlaub R.P., Bethune K.M., Rayner N., 2010. Tectonic history of the southwestern margin of the Rae Province in Northwestern Saskatchewan. *AAPG Search and Discovery*, Article #90172, Calgary, Alberta, Canada, May 10–14, 2010, p. 1–4.
- Ashton K.E., Rayner N.M., Bethune K.M., 2009. New U-Pb zircon ages from the Uranium City area: 2.94 and 2.61 Ga granitic magmatism, 2.37 Ga (Arrowsmith) and 1.93 Ga (Taltson) metamorphism, and 2.17 Ga detritus in a Murmac Bay Group pelite. In: *Summary of investigations 2009*, vol. 2. Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of Energy and Resources, *Miscellaneous Report 2009-4.2*, CD-ROM, Paper.
- Ashwal L.D., Morrison D.A., Phinney W.C., Wood J., 1983. Origin of Archaean anorthosites: Evidence from the Bad Vermilion Lake anorthosite complex, Ontario. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 82 (2–3), 259–273. <https://doi.org/10.1007/BF01166620>.
- Aspler L.B., Chiarenzelli J.R., 1998. Two Neoarchaean supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic. *Sedimentary Geology* 120 (1–4), 75–104. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00028-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00028-1).
- Barnett P.J., Crabtree D.C., Clarke S.A., 2007. Investigation of the Overburden Signature of the Engagement Zone, a Diamond-Bearing, Lamprophyric, Heterolithic Breccia, Wawa, Ontario. Ontario Geological Survey Open File Report 6197, 21 p.
- Barrie C.T., Hannington M.D., Bleeker W., 1999. The Giant Kidd Creek Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposit, Abitibi Subprovince, Canada. In: C.T. Barrie, M.D. Hannington (Eds.), *Volcanic-associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings*. *Reviews in Economic Geology*, vol. 8, p. 247–260. <https://doi.org/10.5382/Rev.08.011>.
- Bastow D., Eaton D.W., Kendall J.-M., Helffrich G., Snyder D.B., Thompson D.A., Wookey J., Darbyshire F.A., Pawlak A.E., 2015. The Hudson Bay Lithospheric Experiment (HuBLE): insights into Precambrian plate tectonics and the de-

- velopment of mantle keels. In: N.M.W. Roberts, M. van Kranendonk, S. Parman, S. Shirey, P.D. Clift (Eds.), *Continent formation through time*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 389, p. 41–67. <https://doi.org/10.1144/SP389.7>.
- Bateman R., Ayer J.A., Dubé B., Hamilton M.A., 2005. The Timmins–Porcupine Gold Camp, Northern Ontario: The anatomy of an Archaean Greenstone Belt and its gold Mineralization: Discover Abitibi Initiative. Laurentian University, Sudbury, Ontario. Open File Report 6158, 90 p.
- Beals C.S., 1968. On the possibility of a catastrophic origin for the great arc of eastern Hudson Bay. In: C.S. Beals (Ed.), *Science, history and Hudson Bay*, vol. 2. Ottawa, Ontario, Canada Department of Energy, Mines and Resources, p. 985–999.
- Bédard J.H., Harris L.B., 2014. Neoproterozoic disaggregation and reassembly of the Superior craton. *Geology* 42 (11), 951–954. <https://doi.org/10.1130/G35770.1>.
- Bédard J.H., Harris L.B., Thurston P.C., 2013. The hunting of the snArc. *Precambrian Research* 229, 20–48. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.001>.
- Berzin R.G., Pavlenkova N.I., 2002. CDP and DSS data along the Uchta-Kemi profile (the Baltic Shield). *Tectonophysics* 355 (1–4), 187–200. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00141-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00141-5).
- Bethune K.M., Scammell R.J., 2002. The Archaean Mary River Group and its basement, Ege Bay area, north-central Baffin Island: implications for the nature and extent of Rae Province and the Rae Superior connection. *GAC-MAC Abstract*, vol. 27, p. 10.
- Bickford M.E., Mock T.D., Steinhart III W.E., Collerson K.D., Lewry J.F., 2005. Origin of the Archean Sask craton and its extent within the Trans-Hudson orogen: evidence from Pb and Nd isotopic compositions of basement rocks and post-orogenic intrusions. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42 (4), 659–684. <https://doi.org/10.1139/e04-064>.
- Blackburn C.E., Geo P., 2010. Report on Selected Precambrian Environments in the Province of Ontario for Ontario Parks, Ministry of Natural Resources. Blackburn Geological Services, Victoria, B.C., Canada, 51 p.
- Bleeker W., 2003. The late Archaean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos* 71 (2–4), 99–134. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.07.003>.
- Bleeker W., Ketchum J.W.F., Davis W.J., 1999b. The Central Slave Basement Complex, Part II: age and tectonic significance of high-strain zones along the basement-cover contact. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36 (7), 1111–1130. <https://doi.org/10.1139/e99-007>.
- Bleeker W., Ketchum J.W.F., Jackson V.A., Villeneuve M.E., 1999a. The Central Slave Basement Complex, Part I: its structural topology and autochthonous cover. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36 (7), 1083–1109. <https://doi.org/10.1139/e98-102>.
- Blenkinsop T.G., 2011. Archaean magmatic granulites, diapirism, and Proterozoic reworking in the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt. In: D.D. van Reenen, J.D. Kramers, S. McCourt, L.L. Perchuk (Eds.), *Origin and Evolution of Precambrian High-Grade Gneiss Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa*. Geological Society of America Memoirs, vol. 207, p. 1–24. [https://doi.org/10.1130/2011.1207\(13\)](https://doi.org/10.1130/2011.1207(13)).
- Bogdanova S.V., 1986. The Crust of the Russian Platform in the Early Precambrian (Exemplified on the Volga-Ural Segment). Nauka, Moscow, 224 p. (in Russian) [Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.].
- Bogdanova S., Gorbatschev R., Garetsky R.G., 2005. EUROPE. East European Craton. In: R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer (Eds.), *Encyclopedia of Geology*, vol. 2. Elsevier, Amsterdam, p. 34–49. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00426-3>.
- Boily M., Leclair A., Maurice C., Bédard J.H., David J., 2009. Paleo- to Mesoarchaean basement recycling and terrane definition in the Northeastern Superior Province, Québec, Canada. *Precambrian Research* 168 (1–2), 23–44. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.009>.
- Bouzidi Y., Schmitt D.R., Burwash R.A., Kanasevich E.R., 2002. Depth migration of deep seismic reflection profiles: crustal thickness variations in Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39 (3), 331–350. <https://doi.org/10.1139/E01-080>.
- Bowring S.A., Williams I.S., 1999. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134 (1), 3–16. <https://doi.org/10.1007/s004100050465>.
- Bradley D.C., 2011. Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle. *Earth-Science Reviews* 108 (1–2), 16–33. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.05.003>.
- Braile L.W., Chiang C.S., 1986. The Continental Mohorovičić Discontinuity: Results from Near-Vertical and Wide-Angle Seismic Reflection Studies. In: M. Barazangi, L. Brown (Eds.), *Reflection seismology: a global perspective*. AGU Geodynamics Series, vol. 13, p. 257–272. <https://doi.org/10.1029/GD013p0257>.
- Brookfield M.E., 2006. The great arc of eastern Hudson Bay, Canada: part of the largest multi-ringed impact basin on Earth? Geological Society of America. Philadelphia Annual Meeting (22–25 October 2006). Abstracts with Programs, vol. 38 (7), p. 299.
- Brown M., 2007. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change. *International Geology Review* 49 (3), 193–234. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.49.3.193>.

- Brown M., 2009. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. In: P.A. Cawood, A. Kröner (Eds.), *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 318, p. 37–74. <https://doi.org/10.1144/SP318.2>.
- Burov E., Gerya T., 2014. Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes. *Nature* 513 (7516), 85–89. <https://doi.org/10.1038/nature13703>.
- Burov E., Guillou-Frottier L., 2005. The plume head – continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere. *Geophysical Journal International* 161 (2), 469–490. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02588.x>.
- Cadéron S., Trzciński W.E., Bédard J.H., Goulet N., 2005. An occurrence of sapphirine in the Archean Superior Province, Northern Quebec. *The Canadian Mineralogist* 43 (1), 463–478. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.1.463>.
- Calvert A.J., Sawyer E.W., Davis W.J., Ludden J.N., 1995. Archean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature* 375 (6533), 670–674. <https://doi.org/doi:10.1038/375670a0>.
- Carbonell R., Levander A., Kind R., 2013. The Mohorovičić discontinuity beneath the continental crust: An overview of seismic constraints. *Tectonophysics* 609, 353–376. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.037>.
- Card K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research* 48 (1–2), 99–156. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(90\)90059-Y](https://doi.org/10.1016/0301-9268(90)90059-Y).
- Chamberlain K.R., Frost C.D., Frost B.R., 2003. Early Archean to Mesoproterozoic evolution of the Wyoming Province: Archean origins to modern lithospheric architecture. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40 (10), 1357–1374. <https://doi.org/10.1139/E03-054>.
- Cloetingh S., Burov E., Francois E., 2013. Thermo-mechanical controls on intra-plate deformation and the role of plume-folding interactions in continental topography. *Gondwana Research* 24 (3–4), 815–837. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.012>.
- Clowes R.M., 2010. Initiation, development, and benefits of Lithoprobe – shaping the direction of Earth science research in Canada and beyond. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47 (4), 291–314. <https://doi.org/10.1139/E09-074>.
- Clowes R.M., Buriannyk M.J.A., Gorman A.R., Kanasewich E.R., 2002. Crustal velocity structure from SAREX, the Southern Alberta Refraction Experiment. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39 (3), 351–373. <https://doi.org/10.1139/E01-070>.
- Condie K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters* 163 (1–4), 97–108. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00178-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00178-2).
- Condie K.C., 2001. *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. Cambridge University Press, Cambridge, 306 p.
- Condie K.C., Aster R.C., 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research* 180 (3–4), 227–236. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.03.008>.
- Cook F.A., White D.J., Jones A.G., Eaton D.W.S., Hall J., Clowes R.M., 2010. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust–mantle transition. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47 (4), 315–351. <https://doi.org/10.1139/E09-076>.
- Corcoran P.L., Mueller W.U., 2007. Time-transgressive Archean unconformities underlying molasses basin-fill successions of dissected oceanic arcs, Superior Province, Canada. *The Journal of Geology* 115 (6), 655–674. <https://doi.org/10.1086/521609>.
- Corfu F., Lin S., 2000. Geology and U-Pb geochronology of the Island Lake greenstone belt, northwestern Superior Province, Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37 (9), 1275–1286. <https://doi.org/10.1139/e00-043>.
- Corfu F., Stone D., 1998. Age structure and orogenic significance of the Berens River composite batholiths, western Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35 (10), 1089–1109. <https://doi.org/10.1139/e98-056>.
- Corrigan D., Nadeau L., Brouillette P., Wodicka N., Houlié M.G., Tremblay T., Machado G., Keating P., 2013. Overview of the GEM Multiple Metals – Melville Peninsula Project, Central Melville Peninsula, Nunavut. Geological Survey of Canada, Current Research 2013-19. 21 p. <https://doi.org/10.4095/292862>.
- Dahl P.S., Hamilton M.A., Wooden J.L., Foland K.A., Frei R., McCombs J.A., Holm D.K., 2006. 2480 Ma mafic magmatism in the northern Black Hills, South Dakota: a new link connecting the Wyoming and Superior cratons. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43 (10), 1579–1600. <https://doi.org/10.1139/e06-066>.
- Daigneault R., Mueller W.U., Chown E.H., 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. Chapter 2.4. In: P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (Eds.), *The Precambrian Earth: tempos and events*. Developments in Precambrian Geology, vol. 12. Elsevier, Amsterdam, p. 88–103.
- Darbyshire F.A., Eaton D.W., Bastow I.D., 2013. Seismic imaging of the lithosphere beneath Hudson Bay: episodic growth of the Laurentian mantle keel. *Earth and Planetary Science Letters* 373, 179–193. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.002>.
- Davis W.J., Hanmer S., Sandeman H.A., 2004. Temporal evolution of the Neoproterozoic Central Hearne supracrustal belt: rapid generation of juvenile crust in a suprasubduction zone setting. *Precambrian Research* 134 (1–2), 85–112. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.02.002>.

- Davis W.J., Zaleski E., 1998. Geochronological investigations of the Woodburn Lake Group, western Churchill Province, Northwest Territories: preliminary results. Geological Survey of Canada, Current Research 1998-F, p. 89–97.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., 2006. Diameter and formation time of plume head at the base of refractory lithospheric layer. *Doklady Earth Sciences* 406 (1), 56–60. <https://doi.org/10.1134/S1028334X0610144>.
- Donohue C.L., Essene E.J., 2005. Granulite facies conditions preserved in vanadium- and chromium-rich metapelites from the Wind River Range, WY. *Canadian Mineralogist* 43 (1), 495–511. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.1.495>.
- Dubé B., Gosselin P., 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. In: W.D. Goodfellow (Ed.), Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 49–73.
- Eaton D.W., Ross G.M., Clowes R.M., 1999. Seismic-reflection and potential-field studies of the Vulcan structure, Western Canada: a Paleoproterozoic Pyrenees? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104 (B10), 23255–23269. <https://doi.org/10.1029/1999JB900204>.
- Ernst R., Bleeker W., 2010. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47 (5), 695–739. <https://doi.org/10.1139/E10-025>.
- Ernst R.E., Buchan K.L., 2003. Recognizing mantle plumes in the geological record. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31, 469–523. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.145500>.
- Evans D.A.D., Mitchell R.N., Kilian T.M., Panzik J.E., 2010. Reconstruction of Nuna: A working hypothesis. GeoCanada 2010 – Working with the Earth, p. 1–4.
- Farnetani C.G., Hofmann A.W., 2011. Mantle plumes. In: H. Gupta (Ed.), Encyclopedia of solid Earth geophysics. Springer, Dordrecht, p. 857–869. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_132.
- Frost B.R., Frost C.D., Cornia M., Chamberlain K.R., Kirkwood R., 2006. The Teton – Wind River domain: a 2.68–2.67 Ga active margin in the western Wyoming Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43 (10), 1489–1510. <https://doi.org/10.1139/E06-102>.
- Frost C.D., Fanning C.M., 2006. Archaean geochronological framework of the Bighorn Mountains, Wyoming. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43 (10), 1399–1418. <https://doi.org/10.1139/E06-051>.
- Frost C.D., Fruchey B.L., Chamberlain K.R., Frost B.R., 2006. Archaean crustal growth by lateral accretion of juvenile supracrustal belts in the south-central Wyoming Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43 (10), 1533–1555. <https://doi.org/10.1139/E06-092>.
- Gala M.G., Symons D.T.A., Palmer H.C., 1998. Geotectonics of the Hanson Lake Block, Trans-Hudson Orogen, Central Canada: A preliminary paleomagnetic report. *Precambrian Research* 90 (1–2), 85–101. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00034-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00034-5).
- Galloway J.M., Armstrong D., Lavoie D., 2012. Palynology of the INCO-Winisk #49204 core (54°18'30"N, 87°02'30"W, NTS 43L/6), Ontario. Geological Survey of Canada, Open File 7065, 51 p. <https://doi.org/10.4095/290985>.
- Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B., Osipenko L.G., 2015. Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: Nature of density layering of the crust and crust–mantle boundary. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (2), 133–170. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-2-0176>.
- Goodwin A.M., 1985. Rooted Precambrian ring-shields: growth, alignment, and oscillation. *American Journal of Science* 285 (6), 481–531. <https://doi.org/10.2475/ajs.285.6.481>.
- Gravity Anomaly Map of North America, 1987. Gravity Anomaly Map Committee under the auspices of The Geological Society of America and International Gravity Commission. Product Code: DNAGCSMS2, published: January 01, 1987. 5 sheets.
- Guillou L., Jaupart C., 1995. On the effect of continents on mantle convection. *Journal of Geophysical Research* 100 (B12), 24217–24238. <https://doi.org/10.1029/95JB02518>.
- Gurney J.J., Helmstaedt H.H., Richardson S.H., Shirey S.B., 2010. Diamonds through time. *Economic Geology* 105 (3), 689–712. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.689>.
- Halls H.C., Heaman L.M., 2000. The paleomagnetic significance of new U–Pb age data from the Molson Dyke Swarm, Cauchon Lake Area, Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37 (6), 957–966. <https://doi.org/10.1139/e00-010>.
- Hammer P.T.C., Clowes R.M., Cook F.A., Van der Velden A.J., Vasudevan K., 2010. The Lithoprobe trans-continental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47 (5), 821–857. <https://doi.org/10.1139/E10-036>.
- Hand E., 2015. Mantle plumes seen rising from Earth's core. *Science* 349 (6252), 1032–1033. <https://doi.org/10.1126/science.349.6252.1032>.
- Hanmer S., Sandeman H.A., Davis W.J., Aspler L.B., Rainbird R.H., Ryan J.J., Relf C., Peterson T.D., 2004. Geology and Neorchaean tectonic setting of the Central Hearne supracrustal belt, Western Churchill Province, Nunavut, Canada. *Precambrian Research* 134 (1–2), 63–83. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.04.005>.

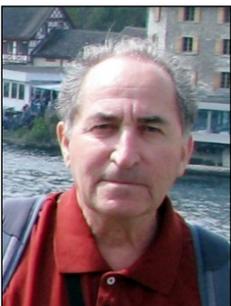
- Hanna W.F., Sweeney R.E., Hildenbrand T.G., Tanner J.G., McConnel R.K., Godson R.H., 1989. The gravity anomaly map of North America. Chapter 2. In: A.W. Bally, A.R. Palmer (Eds.), *The geology of North America*. Geological Society of America, vol. A, p. 17–28.
- Hartlaub R.P., Heaman L.M., Ashton K.E., Chacko T., 2004. The Archaean Murmac Bay Group: evidence for a giant Archaean rift in the Rae Province, Canada. *Precambrian Research* 131 (3–4), 345–372. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.001>.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S., 2006. Evolution of the continental crust. *Nature* 443 (7113), 811–817. <https://doi.org/10.1038/nature05191>.
- Heaman L.M., Böhm Ch.O., Machado N., Krogh T.E., Weber W., Corkery M.T., 2011. The Pikwitonei Granulite Domain, Manitoba: a giant Neoproterozoic high-grade terrane in the northwest Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 48 (2), 205–245. <https://doi.org/10.1139/E10-058>.
- Hill R.L., Campbell I.H., Davies G.F., Griffiths R.W., 1992. Mantle plumes and continental tectonics. *Science* 256 (5054), 186–193. <https://doi.org/10.1126/science.256.5054.186>.
- Hoffman P.F., 1988. United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16, 543–603. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.16.050188.002551>.
- Hoffman P.F., 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America: An overview. In: A.W. Bally, A.R. Palmer (Eds.), *The geology of North America*. Geological Society of America, vol. A, p. 447–512. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-A.1>.
- Ispolatov V., Lafrance B., Dubé B., Creaser R., Hamilton M., 2008. Geologic and structural setting of gold mineralization in the Kirkland Lake – Larder Lake Gold Belt, Ontario. *Economic Geology* 103, 1309–1340. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.6.1309>.
- Jackson S.L., Fyon J.A., Corfu F., 1994. Review of Archean supracrustal assemblages of the southern Abitibi greenstone belt in Ontario, Canada: products of microplate interaction within a large-scale plate-tectonic. *Precambrian Research* 65 (1–4), 183–205. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90105-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90105-8).
- Keane S.D., Hall C.M., Essene E.J., Cosca M.A., DeWolf C.P., Halliday A.N., 2006. Isotopic constraints on the thermal history of the Wind River Range, Wyoming: implications for Archaean metamorphism. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43 (10), 1511–1532. <https://doi.org/10.1139/E06-090>.
- Ketchum J.W.F., Ayer J.A., Van Breemen O., Pearson N.J., Becker J.K., 2008. Pericontinental crustal growth of the South-western Abitibi Subprovince, Canada – U-Pb, Hf, and Nd isotope evidence. *Economic Geology* 103 (6), 1151–1184. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.6.1151>.
- Ketchum J.W.F., Bleeker W., Stern R.A., 2004. Evolution of an Archaean basement complex and its autochthonous cover, southern Slave Province, Canada. *Precambrian Research* 135 (3), 149–176. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.08.005>.
- Kirdyashkin A.A., Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., 2004. Thermochemical plumes. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (9), 1005–1024.
- Kjarsgaard B.A., Levinson A.A., 2002. Diamonds in Canada. *Gems & Gemology* 38 (3), 208–238.
- Klasner J.S., Cannon W.F., Schulz K.J., 1981. A large-scale positive-gravity anomaly in northeastern North America: Possible evidence for large-scale meteorite impact. In: Lunar and Planetary Institute and National Academy of Sciences Conference on Large Body Impacts and Terrestrial Evolution: Geological, Climatological, and Biological Implications. Abstracts, p. 24.
- Klasner J.S., Schulz K.J., 1982. Concentrically zoned pattern in the Bouguer gravity anomaly map of northeastern North America. *Geology* 10 (10), 537–541. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<537:CZPITB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<537:CZPITB>2.0.CO;2).
- Kopylova M.G., Afanasiev V.P., Bruce L.F., Thurston P.C., Ryder J., 2011. Metaconglomerate preserves evidence for kimberlite, diamondiferous root and medium grade terrane of a pre-2.7 Ga Southern Superior protocraton. *Earth and Planetary Science Letters* 312 (1–2), 213–225. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.057>.
- Kotelkin V.D., Lobkovsky L.I., 2007. The Myasnikov global theory of the evolution of planets and the modern thermochemical model of the Earth's evolution. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 43(1), 24–41. <https://doi.org/10.1134/S1069351307010041>.
- Krogh T.E., 1993. High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters* 119 (1–2), 1–18. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90002-Q](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90002-Q).
- Kukkonen I.T., Lahtinen R. (Eds.), 2006. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland Special Paper 43, 247 p.
- Kusky T.M., Santosh M., 2009. The Columbia connection in North China. In: S. Reddy, M. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins (Eds.), *Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 323, p. 49–71. <https://doi.org/10.1144/SP323.3>.
- Laurent O., Martin H., Doucelance R., Moyen J.-F., Paquette J.-L., 2011. Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids” from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: Implications for geodynamic changes at the Archaean-Proterozoic boundary. *Lithos* 123 (1–4), 73–91. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.009>.

- Lavoie D., Pinet N., Dietrich J., Chen Z., 2015. The Paleozoic Hudson Bay Basin in northern Canada: New insights into hydrocarbon potential of a frontier intracratonic basin. *AAPG Bulletin* 99 (5), 859–888. <https://doi.org/10.1306/12161414060>.
- LeCheminant A.N., Roddick J.C., 1991. U-Pb zircon evidence for widespread 2.6 Ga felsic magmatism in the central District of Keewatin, N.W.T. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 4. Geological Survey of Canada Paper, No. 90-2, p. 91–99.
- Leclair A., Percival J.A., Green A.G., Wu J., West G.F., Wang W., 1994. Seismic reflection profiles across the central Kapuskasing uplift. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31 (7), 1016–1026. <https://doi.org/10.1139/e94-092>.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* 160 (1–2), 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.
- Lodge R.W.D., Gibson H.L., Stott G.M., Hudak G.J., Jirsa M.A., Hamilton M.A., 2013. New U-Pb geochronology from Timiskaming-type assemblages in the Shebandowan and Vermilion greenstone belts, Wawa subprovince, Superior Craton: Implications for the Neorchaean development of the southwestern Superior Province. *Precambrian Research* 235, 264–277. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.06.011>.
- Ludden J., Hynes A., 2000. The LITHOPROBE Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37 (2–3), 459–476. <https://doi.org/10.1139/e99-120>.
- Mäder U.K., Percival J.A., Berman R.G., 1994. Thermobarometry of garnet-clinopyroxene-hornblende granulites from the Kapuskasing structural zone. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31 (7), 1134–1145. <https://doi.org/10.1139/e94-101>.
- Magnetic Anomaly Map of North America, 2002. Scale 1:10000000. North American Magnetic Anomaly Group (NAMAG): V. Bankey, A. Cuevas, D. Daniels, C.A. Finn, I. Hernandez, P. Hill, R. Kucks, W. Miles, M. Pilkington, C. Roberts, W. Roest, V. Rystrom, S. Shearer, S. Snyder, R. Sweeney, J. Velez. Edited by F.C. Brunstein. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Maruyama S., 1994. Plume tectonics. *Journal of the Geological Society of Japan* 100 (1), 24–49. <http://doi.org/10.5575/geosoc.100.24>.
- Maruyama S., Yuen D.A., Karato S.-I., Windley B.F., 2007. Dynamics of plumes and superplumes through time. Chapter 15. In: D.A. Yuen, S. Maruyama, S. Karato, B.F. Windley (Eds.), *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*. Springer, New York, p. 441–502. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-5750-2_15.
- Maurice C., David J., Bédard J.H., Francis D., 2009. Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for continental growth in the Northeastern Superior Province. *Precambrian Research* 168 (1–2), 45–65. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.04.010>.
- Melezhik V.A., Prave A.R., Fallick A.E., Lepland A., Kump L.R., Strauss H. (Eds.), 2012. Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1. The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Springer, Berlin, Heidelberg, 490 p.
- Mereu R.F., Baerg J., Wu J., 1989. The complexity of the continental lower crust and Moho from PmP data: results from COCRUST experiments. In: R.F. Mereu, S. Mueller, D.M. Fountain (Eds.), *Properties and processes of Earth's lower crust*. AGU Geophysical Monograph Series, vol. 51, p. 103–119. <https://doi.org/10.1029/GM051p0103>.
- Mezger K., Bohlen S.R., Hanson G.N., 1990. Metamorphic history of the Archean Pikwitonei Granulite Domain and Cross Lake Subprovince, Superior Province, Manitoba, Canada. *Journal of Petrology* 31 (2), 483–517. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.2.483>.
- Mints M.V., 1998. The correlation between the Palaeoproterozoic orogens and granulite belts in the Baltic Shield and North America craton: A suggested model of Palaeoproterozoic plate tectonics. *Gondwana Research* 1 (2), 235–246. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70834-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70834-0).
- Mints M.V., 2011. 3D model of deep structure of the Early Precambrian crust in the East European Craton and paleogeodynamic implications. *Geotectonics* 45 (4), 267–290. <https://doi.org/10.1134/S0016852111040054>.
- Mints M.V., 2014. Tectonics and geodynamics of granulite-gneiss complexes in the East European craton. *Geotectonics* 48 (6), 496–522. <https://doi.org/10.1134/S0016852114060089>.
- Mints M.V., 2016. Seismic images of the crust-mantle boundary as an expression of geodynamics of the Precambrian crust formation. *Geofizicheskie Issledovaniya (Geophysical Research)* 17 (1), 65–82 (in Russian) [Минц М.В. Сейсмические образы коро-мантийной границы как отражение геодинамики докембрийского корообразования // *Геофизические исследования*. 2016. Т. 17. № 1. С. 65–82].
- Mints M.V., 2017a. Meso-Neoproterozoic Grenville-Sveconorwegian intracontinental orogen: history, tectonics, geodynamics. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (3), 619–642 (in Russian) [Минц М.В. Мезонеопротерозойский Гренвилл-Свеконорвежский внутриконтинентальный ороген: история, тектоника, геодинамика // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 3. С. 619–642]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0309>.
- Mints M.V., 2017b. The composite North American craton, Superior Province: deep crustal structure and mantle-plume model of Neorchaean evolution. *Precambrian Research* 302, 94–121. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.08.025>.

- Mints M.V., Eriksson P.G., 2016. Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 173–232. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0203>.
- Mints M.V., Suleimanov A.K., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukina K.A., Zamozhniaya N.G., Zlobin V.L., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mikhailov V.O., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Tikhotsky S.A., Trusov A.A., Philippova I.B., Shur D.Yu., 2010. Deep Structure, Evolution and Mineral Deposits of the Early Precambrian Basement of the East European Platform: An Interpretation of the Data from 1-EU Geotraverse, the 4B and Tatseis Profiles. GEOKART, GEOS, Moscow, vol. 1, 408 p.; vol. 2, 400 p. (in Russian) [Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Замозжняя Н.Г., Злобин В.Л., Кавлина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натанов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1, 408 с., Т. 2, 400 с.].
- Mints M.V., Suleimanov A.K., Zamozhniaya N.G., Stupak V.M., 2015. Study of the basement of the Russian European Platform based on a system of geotraverses and CMP profiles: 3D models of the Early Precambrian crust in key regions. Chapter 12. In: East European craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. Geological Society of America Special Paper, vol. 510, p. 265–300. [https://dx.doi.org/10.1130/2015.2510\(12\)](https://dx.doi.org/10.1130/2015.2510(12)).
- Mooney W.D., Meissner R., 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. In: D.M. Fountain, R. Arculus, R.W. Kay (Eds.), *Continental lower crust*. Elsevier, Amsterdam, p. 45–79.
- Nataf H.-C., 2000. Seismic imaging of mantle plumes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28, 391–417. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.391>.
- Natural Resources Canada, 2018. Abitibi-Grenville Seismic Reflection Line 15, <http://open.canada.ca/data/en/dataset/Od9d28ab-16b9-5f7e-8cbe-1ed4c6f19086>; Abitibi-Grenville Seismic Reflection Line 16, <http://open.canada.ca/data/en/dataset/392fb3d9-ed15-4e3b-bcba-b0aca36103ef>; Abitibi-Grenville Seismic Reflection Line 16a, <http://open.canada.ca/data/en/dataset/f6bb323a-4f51-5dee-b7bb-8cc796a85efe>; Kapuskasing Structural Zone Seismic Reflection Line 12, <http://open.canada.ca/data/en/dataset/536c7291-9c63-5317-a373-767ae2c09143>; Abitibi-Grenville Seismic Reflection Line 25, <http://open.canada.ca/data/en/dataset/c68576d2-b806-51ee-ac97-9b786e4b7955>; Kapuskasing Structural Zone Seismic Reflection Lines 2-3-4, <http://geogratis.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst/35569ccb-a7a2-51f4-89ff-4acef84def8f.html>.
- Oberthür T., Davis D.W., Blenkinsop T.G., Höhndorf A., 2002. Precise U–Pb mineral ages, Rb–Sr and Sm–Nd systematics for the Great Dyke, Zimbabwe – constraints on late Archean events in the Zimbabwe craton and Limpopo belt. *Precambrian Research* 113 (3–4), 293–305. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00215-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00215-7).
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 2013. Moho vs crust–mantle boundary: Evolution of an idea. *Tectonophysics* 609, 535–546. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.031>.
- Parks J.E., 2011. Meso- and Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Superior Province: Insights from a U–Pb geochronology, Nd isotope, and geochemistry study of the Island Lake greenstone belt, Northeastern Manitoba. A thesis presented to the University of Waterloo in fulfillment of the thesis requirement for the degree of Doctor of Philosophy in Earth Sciences. Waterloo, Ontario, Canada, 178 p.
- Pehrsson S.J., Berman R.G., Eglington B., Rainbird R., 2013. Two Neoproterozoic supercontinents revisited: The case for a Rae family of cratons. *Precambrian Research* 232, 27–43. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.02.005>.
- Percival J.A., 1989. A regional perspective of the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26 (4), 677–693. <https://doi.org/10.1139/e89-058>.
- Percival J.A., 1994. Archean high-grade metamorphism. Chapter 9. In: K.C. Condie (Ed.), *Archean crustal evolution. Developments in Precambrian geology*, vol. 11. Elsevier, Amsterdam, p. 357–410. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70227-5](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70227-5).
- Percival J.A., Mortensen J.K., Stern R.A., Card K.D., Bégin N.J., 1992. Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex and Minto block. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29 (10), 2287–2308. <https://doi.org/10.1139/e92-179>.
- Percival J.A., Sanborn-Barrie M., Skulski T., Stott G.M., Helmstaedt H., White D.J., 2006. Tectonic evolution of the western Superior Province from NATMAP and LITHOPROBE studies. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43 (7), 1085–1117. <https://doi.org/10.1139/e06-062>.
- Percival J.A., Skulski T., 2000. Tectonothermal evolution of the northern Minto Block, Superior Province, Québec, Canada. *The Canadian Mineralogist* 38 (2), 345–378. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.2.345>.
- Percival J.A., Skulski T., Sanborn-Barrie M., Stott G.M., Leclair A.D., Corkery M.T., Boily M., 2012. Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. Chapter 6. In: J.A. Percival, F.A. Cook, R.M. Clowes (Eds.), *Tectonic styles in Canada: the LITHOPROBE perspective*. Geological Association of Canada Special Paper, vol. 49, p. 321–378.
- Percival J.A., Stern R.A., Mortensen J.K., Card K.D., Bégin N.J., 1994. Minto block Superior Province: missing link in deciphering tectonic assembly of the craton at 2.7 Ga. *Geology* 22 (9), 839–842. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022%3C0839:MBSPML%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022%3C0839:MBSPML%3E2.3.CO;2).

- Percival J.A., Stern R.A., Skulski T., 2001. Crustal growth through successive arc magmatism: Reconnaissance U-Pb SHRIMP data from the northeastern Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 109 (3–4), 203–238. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00148-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00148-6).
- Percival J.A., West G.F., 1994. The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31 (7), 1256–1286. <https://doi.org/10.1139/e94-110>.
- Pisarevsky S.A., Elming S.-A., Pesonen L.J., Li Z.-X., 2014. Mesoproterozoic paleogeography: supercontinent and beyond. *Precambrian Research* 244, 207–225. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.05.014>.
- Porritt R.W., Miller M.S., Darbyshire F.A., 2015. Lithospheric architecture beneath Hudson Bay. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16 (7), 2262–2275. <https://doi.org/10.1002/2015GC005845>.
- Prodehl C., Kennett B., Artemieva I., Thybo H., 2013. 100 years of seismic research on the Moho. *Tectonophysics* 609, 9–44. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.036>.
- Rayner N.M., Stern R.A., Bickford M.E., 2005. Tectonic implications of new SHRIMP and TIMS U-Pb geochronology of rocks from the Sask Craton, Peter Lake Domain, and Hearne margin, Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42 (4), 635–657. <https://doi.org/10.1139/e04-045>.
- Reimink J.R., Chacko T., Stern R.A., Heaman L.M., 2016. The birth of a cratonic nucleus: lithochemical evolution of the 4.02–2.94 Ga Acasta Gneiss Complex. *Precambrian Research* 281, 453–472. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.06.007>.
- Ritsema J., Deuss A., van Heijst H., Woodhouse J., 2011. S4ORTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltimes and normal-mode splitting function measurements. *Geophysical Journal International* 184 (3), 1223–1236. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04884.x>.
- Roger J., Duchesne M.J., Lajeunesse P., St-Onge G., Pinet N., 2011. Imaging Pockmarks and Ring-Like Features in Hudson Bay from Multibeam Bathymetry Data. Geological Survey of Canada Open File 6760, 19 p.
- Rogers J.J.W., Santosh M., 2004. Continents and Supercontinents. Oxford University Press, New York, 289 p.
- Sims P.K., Finn C.A., Rystrom V.L., 2001. Preliminary Precambrian Basement Map Showing Geologic – Geophysical Domains, Wyoming. U.S. Geological Survey, Open-File Report 2001–199, 9 p. and 2 plates.
- Sircombe K.N., Bleeker W., Stern R.A., 2001. Detrital zircon geochronology and grain-size analysis of ~2800 Ma Mesoarchaean proto-cratonic cover succession, Slave Province, Canada. *Earth and Planetary Science Letters* 189 (3–4), 207–220. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00363-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00363-6).
- Snelson C.M., Henstock T.J., Keller G.R., Miller K.C., Levander A., 1998. Crustal and uppermost mantle structure along the Deep Probe seismic profile. *Rocky Mountain Geology* 33 (2), 181–198. <https://doi.org/10.2113/33.2.181>.
- Snyder D.B., Bleeker W., Reed L.E., Ayer J.A., Houlié M.G., Bateman R., 2008. Tectonic and metallogenic implications of regional seismic profiles in the Timmins Mining Camp. *Economic Geology* 103 (6), 1135–1150. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.6.1135>.
- Stern R.A., Bleeker W., 1998. Age of the world's oldest rocks refined using Canada's SHRIMP: the Acasta gneiss complex, Northwest territories, Canada. *Geoscience Canada* 25 (1), 27–31.
- Stern R.A., Hanson G.N., Shirey S.B., 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archaean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26 (9), 1688–1712. <https://doi.org/10.1139/e89-145>.
- Stevenson R., Henry P., Gariépy C., 1999. Assimilation–fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 96 (1–2), 83–99. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00009-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00009-1).
- Stone D., Semenyna L., 2004. Petrography, Chemistry and Diamond Characteristics of Heterolithic Breccia and Lamprophyre Dikes at Wawa, Ontario. Ontario Geological Survey Open File Report 6134, 39 p.
- Stott G.M., Corkery M.T., Percival J.A., Simard M., Goutier J., 2010. A revised terrane subdivision of the Superior Province. In: Summary of field work and other activities 2010. Ontario Geological Survey Open File Report 6260, p. 20-1–20-10.
- Symons D.T.A., Harris M.J., 2000. The ~1830 Ma Trans-Hudson hairpin from paleomagnetism of the Wapisiu gneiss dome, Kisseynew Domain, Manitoba. *Canadian Journal Earth Sciences* 37 (6), 913–922. <https://doi.org/10.1139/e99-043>.
- Thomas M.D., 1984. Comment on “Concentrically zoned pattern in the Bouguer gravity anomaly map of northeastern North America”. *Geology* 12 (1), 57–58. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12%3C57:CAROCZ%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12%3C57:CAROCZ%3E2.0.CO;2).
- Thomas M.D., Sharpton V.L., Grieve R.A.J., 1987. Gravity patterns and Precambrian structure in the North Central Plains. *Geology* 15 (6), 489–492. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<489:GPAPSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<489:GPAPSI>2.0.CO;2).
- Thurner S., Margolis R., Levander A., Niu F., 2015. PdS receiver function evidence for crustal scale thrusting, relic subduction, and mafic underplating in the Trans-Hudson Orogen and Yavapai province. *Earth and Planetary Science Letters* 426, 13–22. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.007>.
- Thurston P.C., 2015. Igneous rock associations 19. Greenstone belts and granite–greenstone terranes: constraints on the nature of the Archaean world. *Geoscience Canada* 42 (4), 437–484. <https://doi.org/10.12789/geocanj.2015.42.081>.

- Thurston P.C., Osmani I.A., Stone D., 1991. Northwestern Superior Province: Review and terrane analysis. In: P.C. Thurston, H.R. Williams, R.H. Sutcliffe, G.M. Stott (Eds.), *Geology of Ontario*. Ontario Geological Survey Special Volume 4, Part 1, p. 81–144.
- Trubitsyn V.P., Trubitsyn A.P., 2005. Evolution of mantle plumes and uplift of continents during the Pangea breakup. *Russian Journal of Earth Sciences* 7 (3), ES3001. <https://doi.org/10.2205/2005ES000179>.
- Van Reenen D.D., Roering C., Ashwal L.D., De Wit M.J., 1992. Regional geological setting of the Limpopo Belt. *Precambrian Research* 55 (1–4), 1–5. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90009-D](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90009-D).
- White D.J., Musacchio G., Helmstaedt H.H., Harrap R.M., Thurston P.C., van der Velden A., Hall K., 2003. Images of a lower-crustal oceanic slab: direct evidence for tectonic accretion in the Archaean western Superior province. *Geology* 31 (11), 997–1000. <https://doi.org/10.1130/G20014.1>.
- Wodicka N., Corrigan D., Nadeau L., Erdmann S., 2011. New U-Pb geochronological results from Melville Peninsula: unravelling the Archaean and Early Paleoproterozoic magmatic history of the North-Central Rae Craton. In: Ottawa 2011 Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada – Society of Economic Geologists – Society for Geology Applied to Mineral Deposits Joint Annual Meeting. Ottawa, Ontario, Abstract Volume 34, p. 236.
- Wyman D.A., Kerrich R., Polat A., 2002. Assembly of Archaean cratonic mantle lithosphere and crust: plume – arc interaction in the Abitibi – Wawa subduction – accretion complex. *Precambrian Research* 115 (1–4), 37–62. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00005-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00005-0).



Михаил Вениаминович Минц, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией
Геологический институт РАН
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
✉ e-mail: michael-mints@yandex.ru

Mikhail V. Mints, Doctor of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory
Geological Institute of RAS
7 Pyzhovsky Lane 7, Moscow 119017, Russia
✉ e-mail: michael-mints@yandex.ru



Тамара Борисовна Афонина, ведущий инженер
Геологический институт РАН
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
e-mail: afoninatoma@yandex.ru

Tamara B. Afonina, Lead Engineer
Geological Institute of RAS
7 Pyzhovsky Lane 7, Moscow 119017, Russia
e-mail: afoninatoma@yandex.ru