

С. Н. КАШУБИН (ВСЕГЕИ), Н. И. ПАВЛЕНКОВА (ИФЗ РАН),
О. В. ПЕТРОВ, Е. Д. МИЛЬШТЕЙН, С. П. ШОКАЛЬСКИЙ,
Ю. М. ЭРИНЧЕК (ВСЕГЕИ)

ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦИРКУМПОЛЯРНОЙ АРКТИКИ

Приводятся результаты обобщения сейсмических исследований вариаций типов земной коры для различных тектонических структур Циркумпольярной Арктики. Составлена корреляционная схема типов земной коры, различающихся скоростными, плотностными параметрами, строением и общей толщиной земной коры, на ее основе построена схематическая карта распространения типов земной коры в структурах Циркумпольярной Арктики. Изучение разных типов коры и закономерностей их распространения по площади в зависимости от типов геологических структур представляет несомненный интерес с точки зрения истории формирования и преобразования земной коры в целом. Корреляционная схема и карта типов земной коры отражают фундаментальные геодинамические процессы возникновения и развития континентальной коры и деструкцию ее вплоть до появления новообразованной океанической коры в ходе циклического развития нашей планеты.

Ключевые слова: *глубинные сейсмические исследования, океаническая и континентальная земная кора, Циркумпольярная Арктика.*

The paper presents results of generalization of seismic survey made in the Circumpolar Arctic in terms of crustal type variations for various tectonic structures of the area. Correlation pattern of the crustal types, which differ in velocity and density parameters, the structure and total thickness of the crust has been compiled and a working map of the crustal types distribution in structures of the Circumpolar Arctic has been constructed on its basis. The study of different crustal types and patterns of their distribution over the area depending on types of geological structures is of great interest from the viewpoint of the history of the crust formation and transformation as a whole. The correlation pattern and the crustal types map reflect fundamental geodynamic processes of the origin and development of the continental crust, the destruction of the latter until the appearance of the newly-formed oceanic crust during cyclical development of our planet.

Keywords: *deep seismic studies, oceanic and continental crust, the Circumpolar Arctic.*

Современные представления о типах земной коры.

Глубинные сейсмические исследования, проведенные в различных регионах мира, на континентах и в океанах, дают возможность выделить основные особенности скоростных моделей земной коры и их изменчивость в зависимости от тектонической ситуации и истории развития региона. Изучению типовых особенностей скоростных моделей земной коры, их связи с тектоническим строением и историей развития различных геоструктур посвящено много работ [9, 21, 22, 35, 48, 49, 51 и др.].

На раннем этапе глубинных сейсмических исследований представления о типичных особенностях континентальной земной коры складывались на основании данных по наиболее изученным территориям. Так, при сейсмических исследованиях в Западной Европе сформировалось представление о том, что для континентальной земной коры типичны мощности порядка 30–35 км и двухслойное строение её консолидированной части со скоростями сейсмических волн 5,8–6,3 в верхнем слое и 6,4–6,7 км/с в нижнем. Эти слои получили название «гранитный» и «базальтовый», а разделяющая их граница – граница Конрада. Двухслойная модель оставалась основной в течение многих лет [49, 52],

особенно среди геологов. С развитием метода отраженных волн (МОВ-ОГТ) она была дополнена еще одной характеристикой: нижний слой коры во многих регионах отличается повышенной расслоенностью. Долгое время эта особенность считалась типичной для всей коры, и даже появился термин «нижняя кора», к которой относилась именно расслоенная часть консолидированной коры [35].

Однако исследования в других регионах мира, главным образом на территории СССР [9, 21, 22, 26], показали, что для континентальной коры характерны гораздо большие мощности (40–50 км), и, кроме осадочного чехла, ее консолидированная часть описывается тремя слоями со скоростями Р волн 5,8–6,4, 6,5–6,7 и 6,8–7,2 км/с [4, 16]. Позже эти данные были подтверждены материалами ГСЗ на других континентах [48, 51]. Многочисленные исследования МОВ-ОГТ показали, что степень гетерогенности коры меняется сложным образом [28, 37 и др.], и расслоенной может оказаться любая часть кристаллической коры.

Дальнейшими сейсмическими исследованиями на континентах в Северной Америке и Евразии, а затем в Южной Америке и Австралии [35 и др.] установлено, что мощность земной коры меняется

в широких пределах (от 16–20 км в Треугольнике Афара и Северо-Восточной Африке до 75 км к югу от Тибетского плато). Особенно изменчива мощность консолидированной части коры в глубоких впадинах.

Однако в среднем, для разных видов континентальной коры, типовой моделью является трехслойная модель ее консолидированной части. Параметры этих слоев в настоящее время детально изучены: это скорости не только продольных (P), но и поперечных (S) волн, а также их отношения (V_p/V_s), средняя мощность и плотность. Три основных слоя характеризуются следующими параметрами: верхняя кора (скорости P волн $V_p = 5,8–6,4$, скорости S-волн $V_s = 3,5–3,7$ км/с, $V_p/V_s = 1,69–1,73$), средняя кора ($V_p = 6,3–6,7$, $V_s = 3,7–4,0$ км/с, $V_p/V_s = 1,73–1,75$) и нижняя кора ($V_p = 6,6–7,2$, $V_s = 4,0–4,2$ км/с, $V_p/V_s = 1,75–1,77$). Континентальная кора имеет среднюю мощность около 40 км, плотность 2,84 г/см³.

Достаточно детальные данные о сейсмических скоростях в основных слоях континентальной коры дают возможность более обоснованно подойти к определению состава выделенных слоев и степени метаморфизма слагающих их пород. Так, данные сверхглубокого бурения и изучение ксенолитов вместе с лабораторными исследованиями скоростей сейсмических волн для разного типа пород при высоких РТ условиях [12, 44] позволяют следующим образом оценить средний состав основных слоев. Верхний слой континентальной коры действительно является гранито-гнейсовым, средняя кора, согласно данным по Кольской сверхглубокой скважине, тоже сложена в основном кислыми породами амфиболитовой фации метаморфизма. Нижняя кора, по данным исследований ксенолитов, гранулит-базитовая, т. е. она представлена базитами гранулитовой фации метаморфизма, но в ней могут присутствовать и кислые породы.

Надо подчеркнуть, что установить по геофизическим данным состав вещества, слагающего нижние слои земной коры, по-прежнему весьма проблематично. Это объясняется тем, что вариации сейсмических скоростей в выделенных слоях определяются не только различием их состава, но и изменением физических свойств вещества с глубиной (в соответствии с ростом давления и температуры), его пористости, флюидонасыщенности и других свойств. Поэтому в настоящее время используются нейтральные названия выделенных основных слоев земной коры – верхняя, средняя и нижняя кора.

Глубинные сейсмические зондирования в океанах выявили совершенно другой тип земной коры: ее толщина меняется в узких пределах, от 5 до 10–12 км. Обычно в ней выделяются три слоя: верхний осадочный – пелагические осадки, второй – базальты, третий слой – в основном перидотиты и габбро. Два верхних слоя имеют малую мощность (до 2 км). Консолидированная часть океанической коры характеризуется скоростями сейсмических волн 6,6–7,2 км/с.

На основе обобщения результатов глубоководного бурения в океанах предполагается, что для океанической коры в основном характерны толеитовые базальты, ниже которых залегают габбро, перидотиты и амфиболиты [5].

Различия в составе океанической и континентальной коры очевидны и при сопоставлении их













скоростных моделей, построенных по данным многоволновых сейсмических исследований. Оказалось, что океаническая и континентальная кора весьма существенно отличается по значениям отношения продольных и поперечных волн V_p/V_s [42]. В консолидированной коре континентальной части отношение V_p/V_s редко превышает 1,75, в то время как во втором и третьем океанических слоях V_p/V_s составляет 1,85–1,90. В осадочном слое океанической и континентальной части V_p/V_s меняется в широких пределах, в основном превышая значения 1,9–2,0. Эти данные подтверждены многочисленными исследованиями ГСЗ в океанах, выполненными с донными станциями, обеспечивающими регистрацию поперечных и обменных волн [31, 47, 51 и др.]. Учитывая связь между суммарным содержанием кремнезема в кристаллических горных породах и отношением V_p/V_s [1], эти различия представляются вполне закономерными и свидетельствуют о различной основности океанической и континентальной земной коры.

Обобщенные данные о строении и скоростных параметрах океанической и континентальной земной коры можно представить следующим образом (табл. 1). В отличие от континентальной коры в океанической отсутствует верхняя (кислая) кора, что наиболее надежно фиксируется по отношению V_p/V_s . Из-за существенного перекрытия значений скорости продольных волн во втором океаническом слое и в верхней части консолидированной континентальной коры отличить океаническую кору от континентальной по абсолютным значениям скоростей P волн существенно сложнее. Однако скорости во втором океаническом слое редко достигают значений больше 6,0 км/с, поэтому такая задача в какой-то мере может решаться и при отсутствии информации об отношении V_p/V_s .

Другой отличительной особенностью океанической коры является слабая изменчивость ее мощности и средней скорости на огромных пространствах океанов: например, в пределах глубоких и обширных океанических впадин, таких как Ангольская и Бразильская с глубиной океана 4–5 км, или в пределах срединно-океанических хребтов [7 и др.]. Нужно отметить, что кора срединно-океанических хребтов (СОХ) существенно отличается от коры абиссальных равнин структурой магнитного поля и характеризуется ярко выраженным полосчатым рисунком магнитных аномалий.

Глубинные сейсмические исследования и глубоководное бурение показали, что наряду со стандартной маломощной океанической корой в океанах распространены поднятия, отличающиеся значительно более мощной корой. Это Исландско-Фарерский порог в Северной Атлантике [8, 30], многочисленные поднятия в Индийском океане и восточной части Тихого океана [33]. Следует отметить, что мощность коры Исландско-Фарерского порога сопоставима с континентальной корой, поэтому в геологической литературе долгое время продолжалась дискуссия, считать ли эту кору изначально континентальной или она целиком океаническая. Толщина слоя со скоростями 5,7–6,3 км/с составляет здесь около 5 км. В конце концов многолетние исследования в Исландии показали [23], что по составу слагающих эту структуру пород её нельзя отнести к континентальной.

Обобщенные модели строения и скоростные параметры океанической и континентальной земной коры

Океаническая кора			Vp, км/с	Континентальная кора		
Основные слои		Vp/Vs		Vp/Vs	Основные слои	
Вода		–	1,45–1,50	–		Вода
Осадки		2,1–2,5	2,0–4,5	2,1–2,5		Осадки
2-й слой океанической коры		1,8–2,2	4,2–6,0	1,8–2,2		Базальты, переслаивающиеся с осадками
–	–	–	5,8–6,4	1,69–1,73		Верхняя кора
–	–	–	6,3–6,7	1,73–1,75		Средняя кора
3-й слой океанической коры		1,81–1,87	6,6–7,2	1,75–1,77		Нижняя кора
Коромантнийный слой		1,78–1,84	7,2–7,6	1,78–1,84		Коромантнийный слой

Утолщенная океаническая кора наблюдается чаще всего вблизи континентов или крупных островов, т. е. на относительном мелководье. Примером может служить океаническая кора в районах Северной Атлантики, вокруг Африканского шельфа и у подножия восточного склона Северной Америки [45]. Она также встречается на небольших участках локальных прогибов, главным образом в глубоких частях окраинных и внутренних морей (например, во внутренней части Японского и Филиппинского морей).

Мощная океаническая кора выявлена также в районах т. н. горячих точек, где в результате активного магматизма формируются океанические поднятия. Отличительная особенность коры таких поднятий – наличие в ее основании мощного слоя со скоростями сейсмических волн до 7,6 км/с. Включение этого слоя в состав коры проблематично, поскольку он может быть частью верхней мантии, разуплотненной и частично расплавленной за счет высокой температуры. Океанические поднятия, на которых не отмечается вулканической деятельности, таких «корней» не имеют.

Детальные сейсмические исследования на окраинах континентов показали, что по мощности и внутренней структуре континентальная кора латерально изменчива. Кроме нормальной, широко распространена кора промежуточного типа мощностью от 10 до 30 км с существенно сокращенным или полностью отсутствующим «гранито-гнейсовым» слоем. Этот тип земной коры наиболее распространен в переходных зонах от континентов к океанам, но встречается и внутри континентов.

Наблюдаемые различия в типах земной коры систематизированы В. В. Белоусовым и Н. И. Павленковой в 1989 г. [4]. Ими выделены три основных подтипа континентальной коры с разной мощностью (утолщенная кора 50 км и более, нормальная 35–45 и тонкая менее 35 км) и разной толщиной нижней коры (рис. 1, а). Была сделана попытка выявить взаимосвязь между этими подтипами коры и тектоническими структурами. По мощности и структурной приуроченности кора океанического

типа была разделена на два подтипа: тонкую (до 5 км) и утолщенную (6–12 км). Тонкая океаническая кора наблюдается в Ангольской и Бразильской глубоководных котловинах с глубиной океана 4–5 км [7]. Отличительная особенность этого типа океанической коры – выдержанная ее толщина на огромных пространствах океанов.

В проведенной авторами типизации коры большое внимание уделяется её промежуточным типам, включая кору глубоких впадин. Для промежуточных типов использованы названия «субконтинентальная» и «субокеаническая» кора. Субконтинентальная кора отличается от нормальной континентальной сокращенной мощностью (20–30 км) и меньшей толщиной верхней коры (до 5 км). Субокеаническая характеризуется еще меньшей мощностью и отсутствием верхнего «гранито-гнейсового» слоя. Континентальная кора глубоких осадочных бассейнов по сейсмическим параметрам (мощности и средним скоростям) часто сходна с океанической корой. Наиболее типичные примеры: Южно-Баренцевская и Южно-Каспийская впадины [6]. Мощность консолидированной коры в этих впадинах сокращена до 8–10 км, скорость увеличена до 7,0 км/с, все вышележащие слои континентальной коры выклиниваются (тип 11 на рис. 1, а). Для упомянутых впадин характерна изометричная в плане форма с крутыми склонами и уплощенным дном.

В обобщающей работе В. Д. Муни [51] выделено более десяти типов континентальной коры, согласующихся с различным возрастом геоструктур и историей их формирования (структур растяжения или коллизии, орогенных или платформенных и т. д.) (рис. 1, б). Отличаются эти типы только по мощности земной коры. Все они представлены трехслойными моделями, причем скорости в слоях коры почти во всех структурах одинаковые.

Целесообразно рассмотреть структуру земной коры в Циркумполярной Арктике и предложить ее типизацию на основе имеющихся данных, включая последние высокоширотные арктические экспедиции.

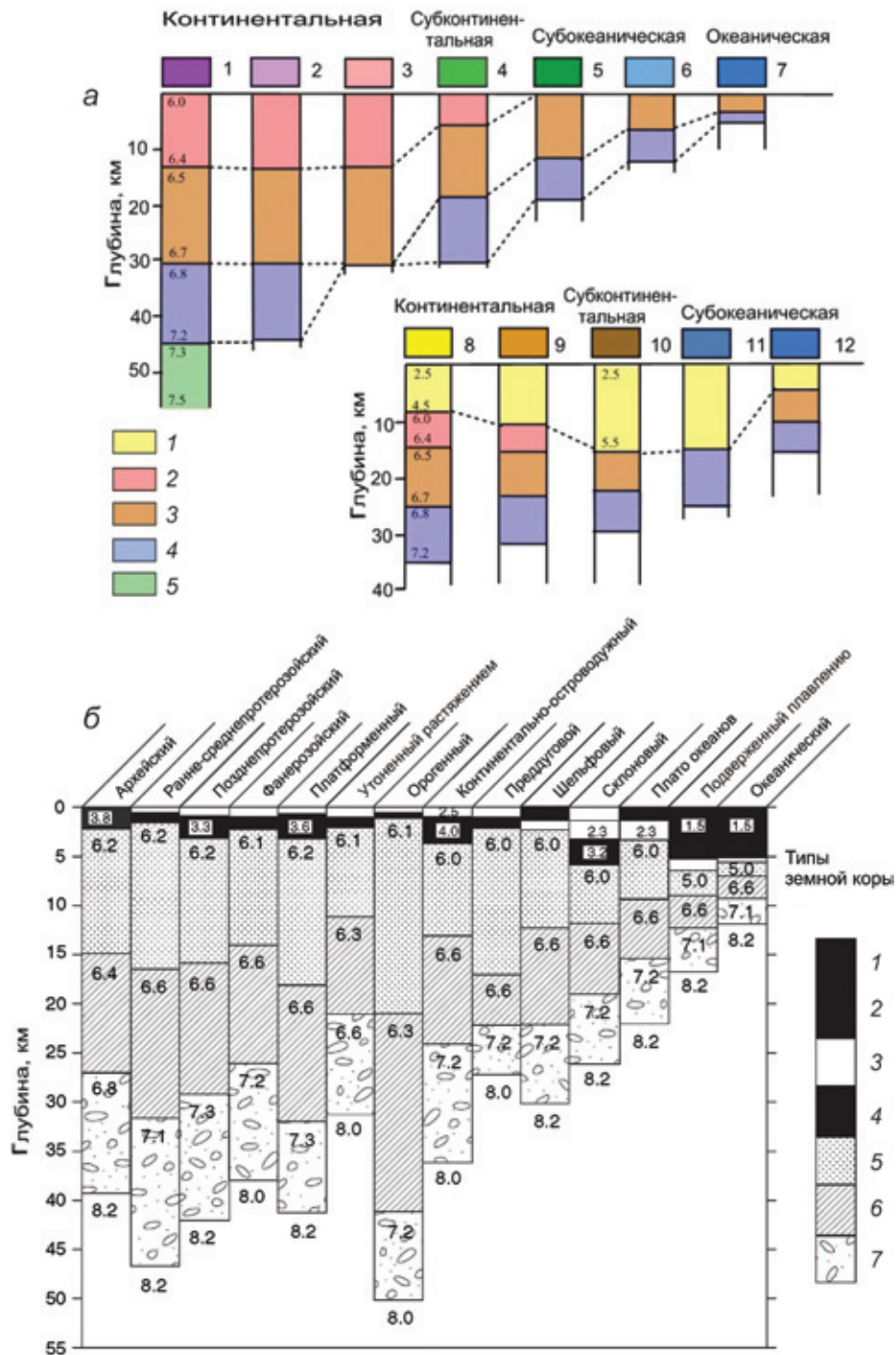


Рис. 1. Основные типы земной коры [4] – а, [51] – б

а: 1–5 – основные слои земной коры: 1 – осадочный слой; 2 – верхняя кора; 3 – средняя кора; 4 – нижняя кора; 5 – коромантийный слой.

б: 1 – лед; 2 – вода; 3 – рыхлые осадки; 4 – консолидированные осадки; 5 – верхняя кора; 6 – средняя кора; 7 – нижняя кора

Строение земной коры Циркумполярной Арктики. Структура земной коры Арктического бассейна и прилегающих континентов достаточно полно изучена глубинными сейсмическими исследованиями (рис. 2). В океанической части выполнено несколько трансектов, которые пересекают все главные структуры океана. Окружающие континенты также изучены достаточно полно, хотя и неравномерно по площади. Наибольший объем работ проведён на территории России и Западной

Европы. Менее изучены северная часть Канады и Гренландия.

Земная кора Северной Евразии по строению наиболее разнообразна. Здесь выделяются все основные типы континентальной коры (типы 1–3 на рис. 1, а). Сейсмический разрез по профилю «Кварц», представленный на рис. 3, отражает все эти типы. Профиль пересекает древнюю Восточно-Европейскую платформу, молодые Тимано-Печорскую и Западно-Сибирскую плиты и Уральский ороген-

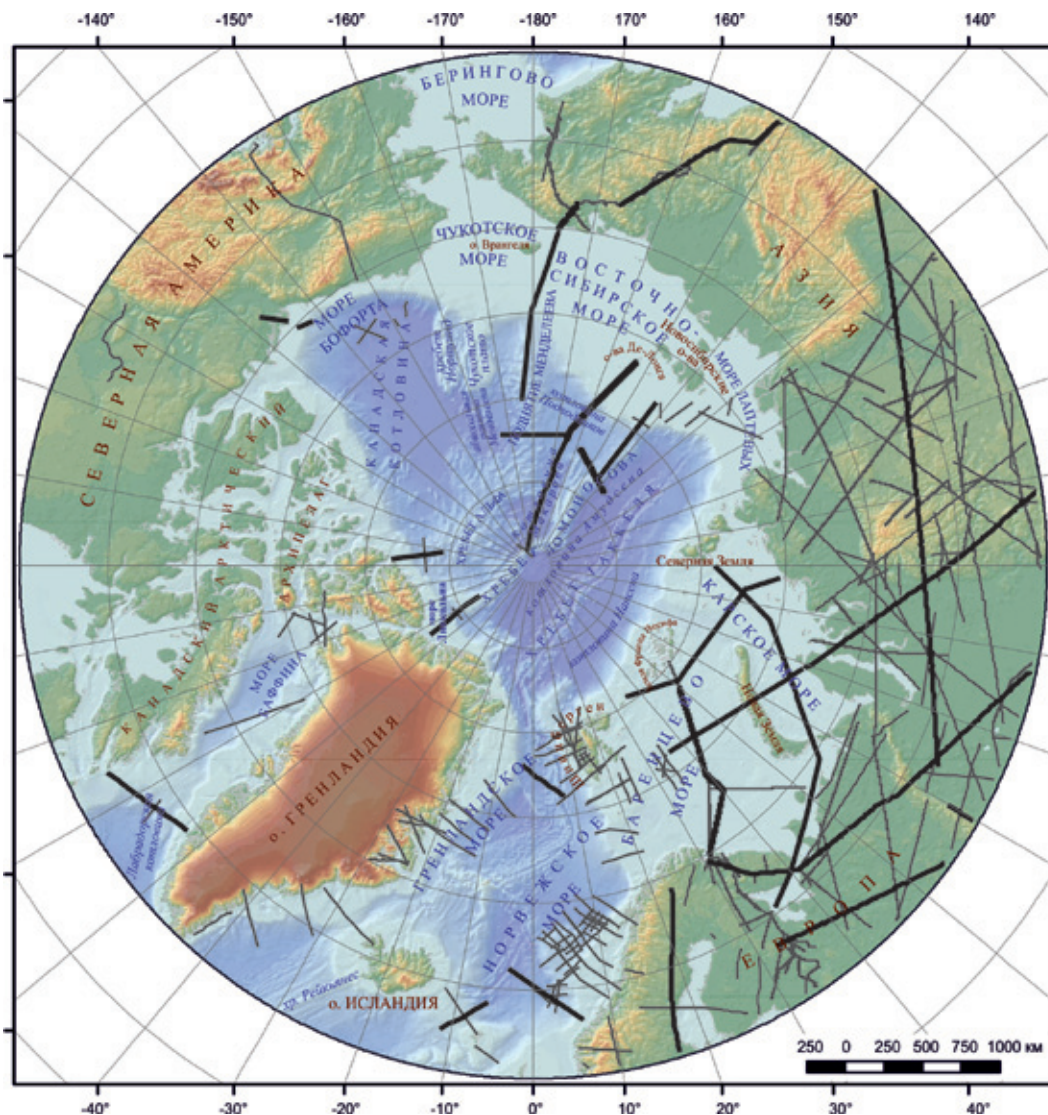


Рис. 2. Схема расположения профилей глубинных сейсмических исследований в Циркумполярной области. Утолщенными линиями показаны профили, обсуждаемые в данной работе и использованные для построения типовых колонок земной коры (табл. 2)

ный пояс. Для Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты характерен нормальный тип континентальной земной коры мощностью около 40 км с тремя основными слоями консолидированной коры примерно одинаковой мощности. В пределах Тимано-Печорской плиты наблюдается менее мощная, фактически двухслойная кора, так как нижняя кора со скоростями более 6,8 км/с обычно отсутствует. Этот тип коры характерен (как показано выше) и для Западной Европы, и для окраин Евразийского континента. Земная кора Урала отличается повышенной мощностью как в целом, так и нижнего высокоскоростного слоя (рис. 3).

Кора Северо-Американского континента изучена крайне неравномерно. Большое число сейсмических профилей отработано в Канаде южнее 60° с.ш., тогда как северная часть материка практически не изучена. О структуре коры этой части можно высказать лишь самые общие соображения. По данным сейсмических исследований, южнее 60° с.ш. земная кора Канады несколько отличается от описанной для Евразийского континента сокращенной общей мощностью (в основном 36–37 км) и значительно

меньшей мощностью или даже отсутствием нижнего высокоскоростного слоя [34, 36]. По аналогии с окраинами других континентов можно предположить, что в северном направлении толщина земной коры Канады ещё меньше, и по своему типу последняя близка к коре Евразийской окраины (тип 3 на рис. 1, а).

Структура земной коры глубоководной части Арктического бассейна изучена несколькими сейсмическими профилями. Типичная океаническая кора мощностью 5–7 км со средней скоростью в кристаллической коре 6,0–6,5 км/с выделена лишь в пределах Норвежско-Гренландского (рис. 4), Евразийского и Баффин-Лабрадорского океанических бассейнов [30, 41, 47 и др.]. Она отличается малой мощностью и отсутствием «гранито-гнейсового» слоя. На рис. 5 в качестве примера представлена скоростная модель земной коры области сочленения континент–океан по профилю 5–99 в Северо-Восточной Атлантике [50]. Океаническая и континентальная кора весьма существенно различаются по значениям отношения V_p/V_s . В консолидированной коре континентальной части отношение

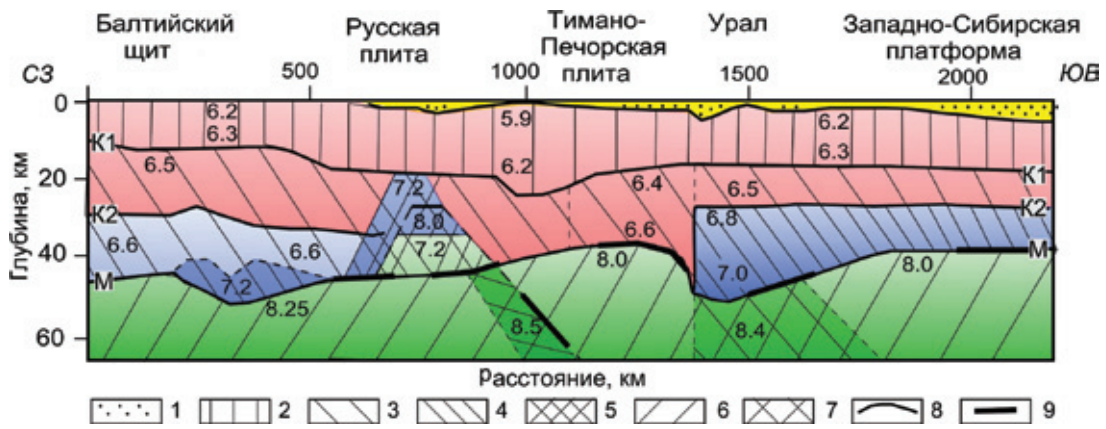


Рис. 3. Сейсмический разрез земной коры Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит и Урала по профилю «Кварц» [22]

1–7 – в скобках скорость продольных волн (км/с): 1 – осадочный чехол (3,5–5,5); 2 – верхняя кора (5,9–6,4); 3 – средняя кора (6,5–6,7); 4 – нижняя кора (6,8–7,2); 5 – высокоскоростное тело (7,2–8,0); 6 – верхняя мантия (8,0–8,2); 7 – высокоскоростные блоки верхней мантии (8,4–8,5); 8 – сейсмические границы; 9 – отражающие площадки

V_p/V_s не превышает 1,75, в то время как во втором и третьем океанических слоях V_p/V_s составляет 1,85–1,90. В осадочном слое и в океанических, и в континентальных областях это отношение меняется в широких пределах и в целом превышает 1,9–2,0. Многочисленные исследования ГСЗ в океанах, выполненные в последние годы с донными станциями, обеспечивающими регистрацию поперечных и обменных волн, показали, что отмеченные различия типичны как для океанической, так и для континентальной коры во многих регионах мира [31, 47, 50 и др.].

Утолщенная океаническая кора, наблюдаемая в пределах Исландско-Фарерского порога (рис. 6), сопоставима по мощности с континентальной корой, но сам тип коры отличается [30]. Увеличение мощности коры происходит за счет третьего океанического слоя толщиной свыше 15 км.

Целый ряд сейсмических геотраверсов выполнен в области Центрально-Арктических поднятий [20]. Скоростная модель земной коры [46] вдоль одного из них представлена на рис. 7. По этому разрезу видно, как меняется строение земной коры при переходе от мелководного Сибирского шельфа к глубоководной части котловин Подводников и Макарова. Мощность земной коры в котловинах уменьшается почти в два раза, меняется и внутренняя структура коры: толщина верхней части консолидированной коры с пластовой скоростью 6,1–6,5 км/с («гранито-гнейсовый» слой) сокращается от 15–20 на шельфе до 5 км в котловинах. В глубоководной части существенно увеличивается скорость в нижней коре до 7,0–7,2 км/с (на шельфе она не превышает 6,7–7,0 км/с). Т. е. в центральной части Арктического бассейна наблюдается другой тип континентальной коры. По сравнению с нормальной континенталь-

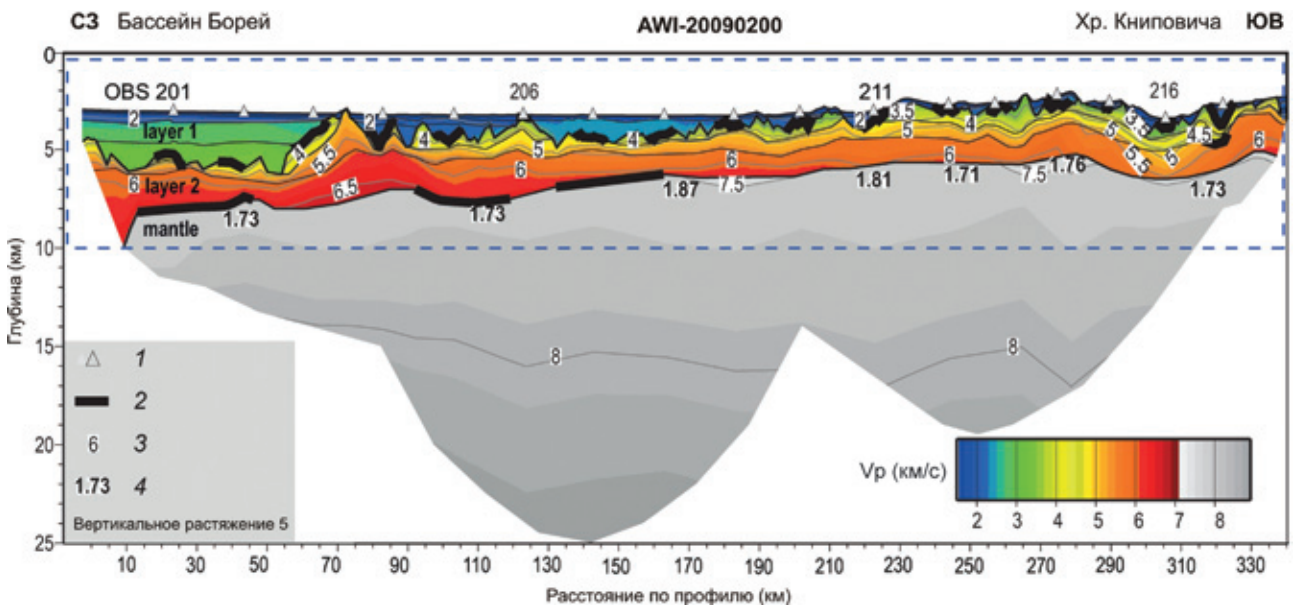


Рис. 4. Скоростная модель земной коры и верхней мантии Норвежско-Гренландского океанического бассейна по профилю AWI-20090200 [41]

1 – океанические донные станции – OBS; 2 – границы, построенные по отраженным волнам; 3 – скорости P волн; 4 – отношения V_p/V_s

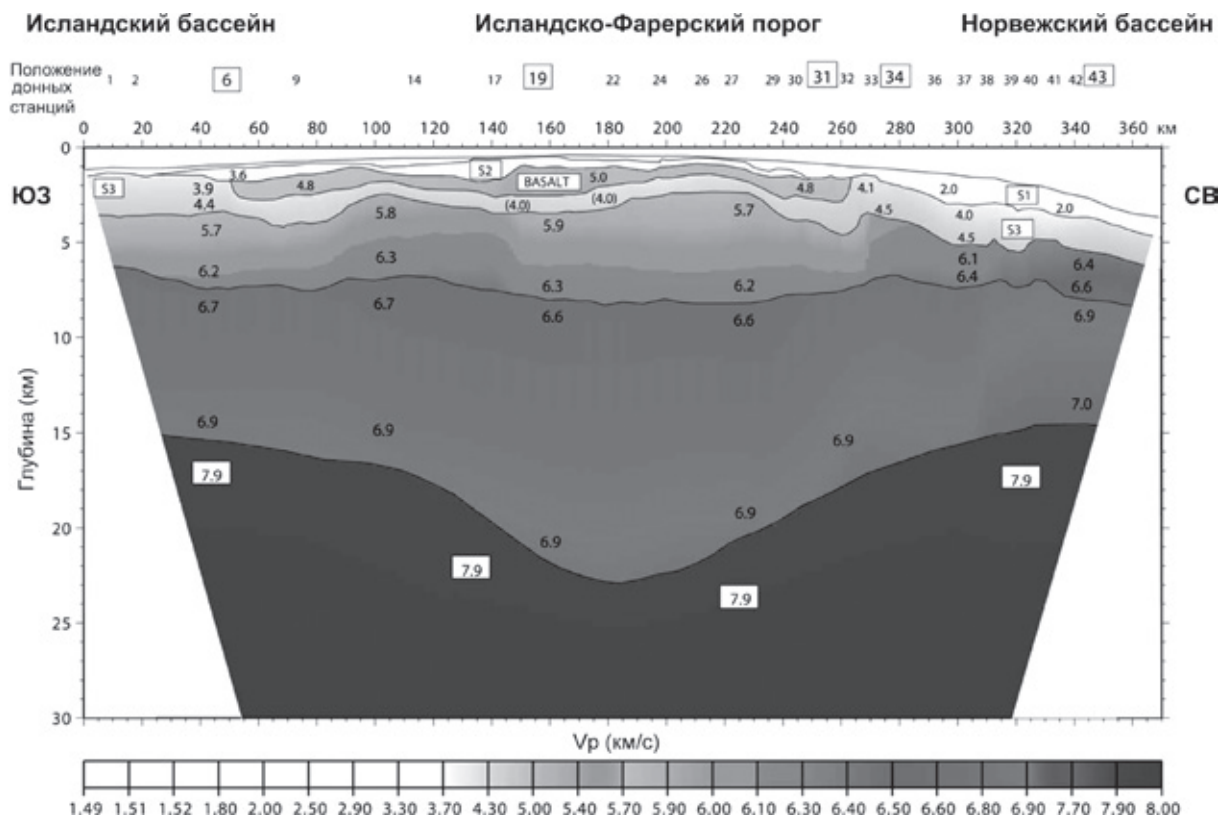
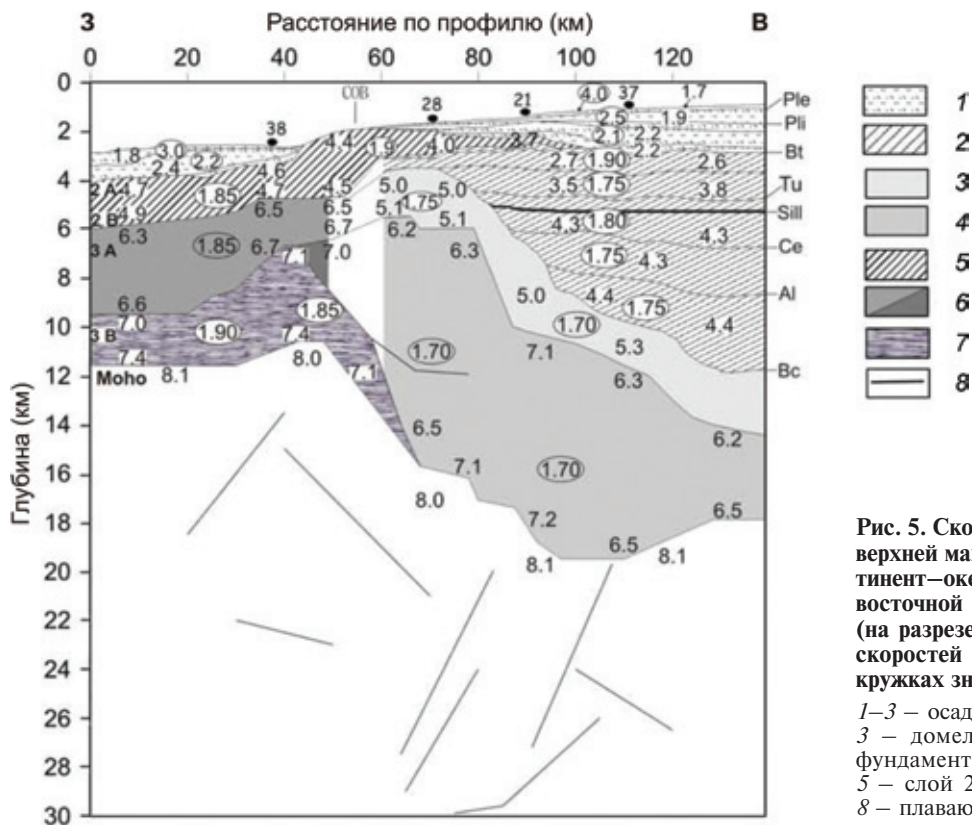


Рис. 6. Скоростная модель земной коры и верхней мантии Исландско-Фарерского порога [30]

ной корой эта кора имеет сокращенную мощность с повышенными пластовыми скоростями.

Другой важный трансект, иллюстрирующий переход от шельфа Восточно-Сибирского моря к поднятию Менделеева, представлен на рис. 8. На сводном разрезе, составленном по материалам

опубликованных моделей по профилям 5-AP [14] и Арктика-2005 [20], также четко видна смена типа земной коры при переходе от континентального шельфа через мощный осадочный бассейн к глубоководному поднятию Менделеева. На суше и в шельфовой части наблюдается нормальная конти-

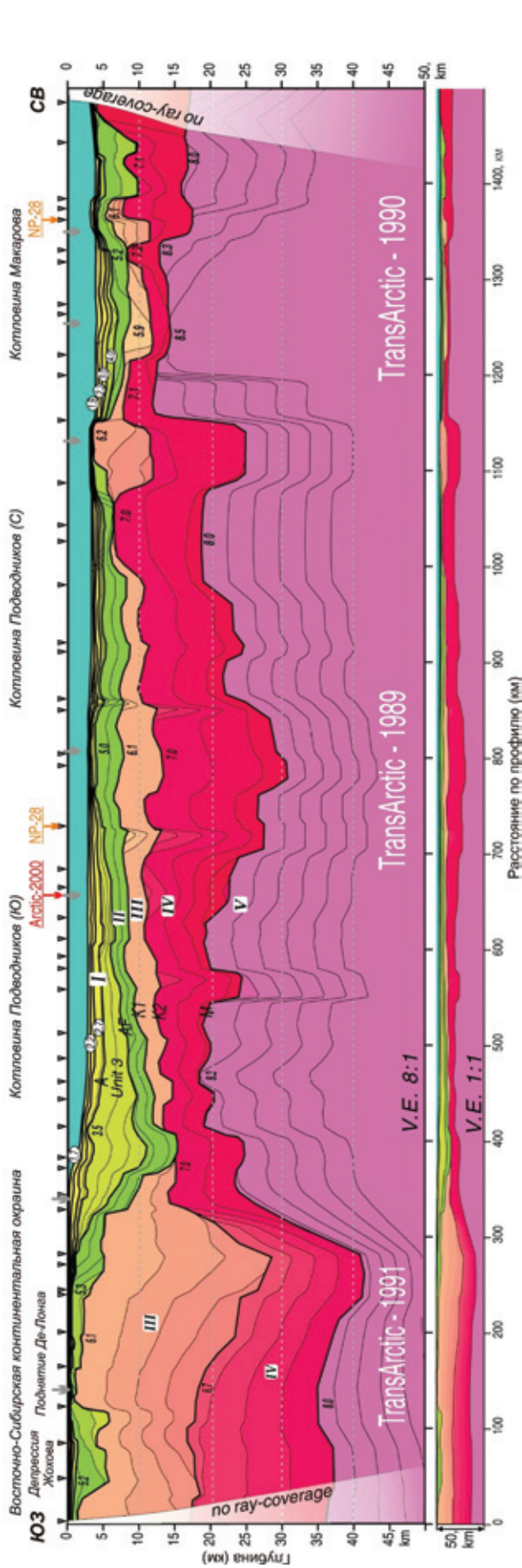


Рис. 7. Скоростная модель земной коры и верхней мантии по геотрансеру Трансарктика-1989–1991 (утолщенные линии – сейсмические границы, тонкие линии – изолинии скорости с интервалом 0,1 км/с, треугольники – пункты взрыва) [46]

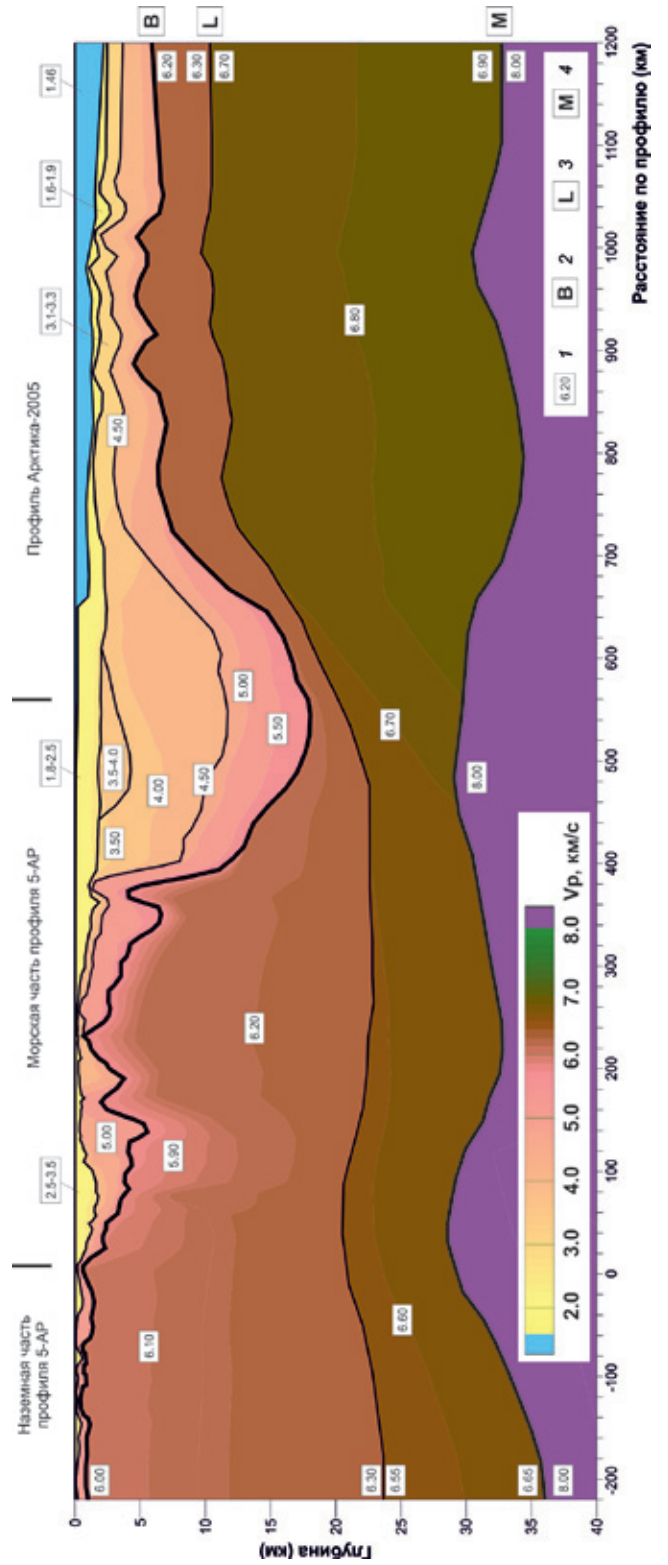


Рис. 8. Сводная скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилям 5-АР и Арктика-2005, по [14, 20]

1 – значения скорости продольных волн; 2 – поверхность консолидированной земной коры; 3 – граница нижней части земной коры; 4 – подошва земной коры (граница Мохоровичича)

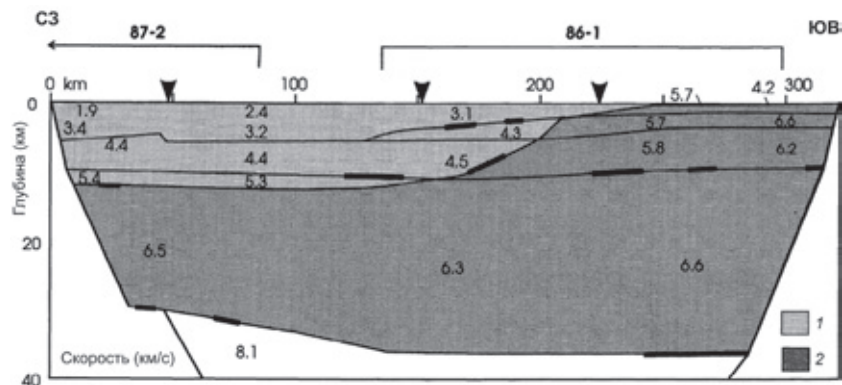


Рис. 9. Скоростная модель земной коры южной части Канадского бассейна по сейсмическому профилю 87-F [56]

1 – бассейн Бофорт-Маккензи; 2 – фундамент

нентальная кора мощностью 32–35 км с толстой верхней частью (мощность «гранито-гнейсового» слоя 15–20 км и более). В пределах поднятия Менделеева мощность земной коры практически не уменьшается, но существенно уменьшается толщина верхней коры. Этот тип коры (с нормальной или несколько уменьшенной мощностью, но существенно увеличенной толщиной нижней коры) редко встречается на континентах, но характерен для большинства Центрально-Арктических поднятий [20, 38, 43].

Специфический тип коры наблюдается и в Канадском бассейне (рис. 9). Общая мощность земной коры здесь чуть больше 20 км, при этом мощность осадочного чехла превышает 10 км, т. е. такая кора не типична ни для океанического, ни для континентального типов. Однако именно этот тип коры характерен для глубоких впадин с мощным осадочным выполнением [6].

Таким образом, земная кора в пределах Арктического бассейна и окружающих континентов существенно изменяется не только по мощности, но и по типам. Изученность региона позволяет определить и показать на карте, как эти типы земной коры распределены по площади.

Закономерности пространственного распределения типов земной коры Циркумполярной Арктики. На рис. 10 представлена схематическая карта типов земной коры Циркумполярной Арктики, составленная на основе обобщения всех сейсмических материалов по этому региону и с учетом ранее составленной карты мощности земной коры Арктики (рис. 11). На схеме выделено восемь основных типов коры, которые делятся на ряд подтипов (табл. 2). Два типа характерны для океанической коры, один тип (редуцированная кора глубоких впадин) не может быть пока однозначно отнесен к океанической или континентальной коре, остальные пять включены в состав континентальной коры.

Два типа океанической коры (типы 1 и 2 на рис. 10), различаются в основном мощностью коры. Тонкая кора (менее 10 км) распространена в Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах. Она представлена двумя океаническими слоями (2- и 3-й), перекрытыми маломощными осадками. В Баффин-Лабрадорском океаническом бассейне показана более толстая кора, до 15–17 км. Причем увеличение мощности происходит прежде всего за счет появления в низах коры коромантийного комплекса (magmatic underplating) со скоростями продольных волн 7,4–7,6 км/с.

В особый тип на карте выделена кора Канадского бассейна (тип 3 на рис. 10). Он отличается большой мощностью осадков (более 10–15 км) и однослойной 10-километровой кристаллической корой [29, 56]. Традиционно считается, что Канадский бассейн сформировался на океанической коре [40, 51]. Однако если сравнивать модели земной коры Канадского бассейна с моделями Южно-Баренцевской, Прикаспийской и других глубоких впадин на континенте, консолидированная кора которых характеризуется скоростями более 6,8 км/с (типы 10, 11 на рис. 1) [6], то возможны две принципиально разные интерпретации. По одной кристаллическая кора под этими впадинами – это третий океанический слой, и тогда мы имеем дело действительно с океанической корой. Но многие исследователи придерживаются другой точки зрения, считая, что мощные толщи осадков в этих впадинах залегают на редуцированной (утоненной) континентальной коре, лишенной верхнего слоя. Такую же природу может иметь и кора Канадского бассейна. Решить эту проблему только на основании скоростных моделей продольных волн невозможно. Дальнейшие исследования поперечных сейсмических волн и глубоководное бурение предоставят, будем надеяться, убедительные аргументы в пользу одной из существующих точек зрения на природу консолидированной коры таких структур.

В отдельный тип выделена «утоненная кора подводных рифтов и котловин», свойственная котловинам Подводников и Макарова (тип 4 на рис. 10). По опубликованным результатам интерпретации материалов ГСЗ, вдоль профилей Трансарктика-1989–1991, Трансарктика-1992, Арктика-2000 [20] в верхней части консолидированной коры по записям P_g волн выделяется комплекс со скоростями 6,1–6,3 км/с, типичными для континентальной коры (рис. 7). Несмотря на малую мощность, соизмеримую с мощностью океанической коры (12–15 км), земная кора этих котловин интерпретируется нами как подтип утоненной континентальной коры.

Континентальная земная кора, охватывающая большие площади изучаемого региона, отнесена к пяти основным типам, объединенным в две группы. В первую включены типы 6–8 (рис. 10). Это нормальная трехслойная континентальная кора переменной мощности. Вторая группа (типы 4 и 5, рис. 10) резко отличается от первой не только сокращенной мощностью коры, но и существенно сокращенной толщиной верхней коры («гранито-гнейсового» слоя). Такая кора характерна для Цент-

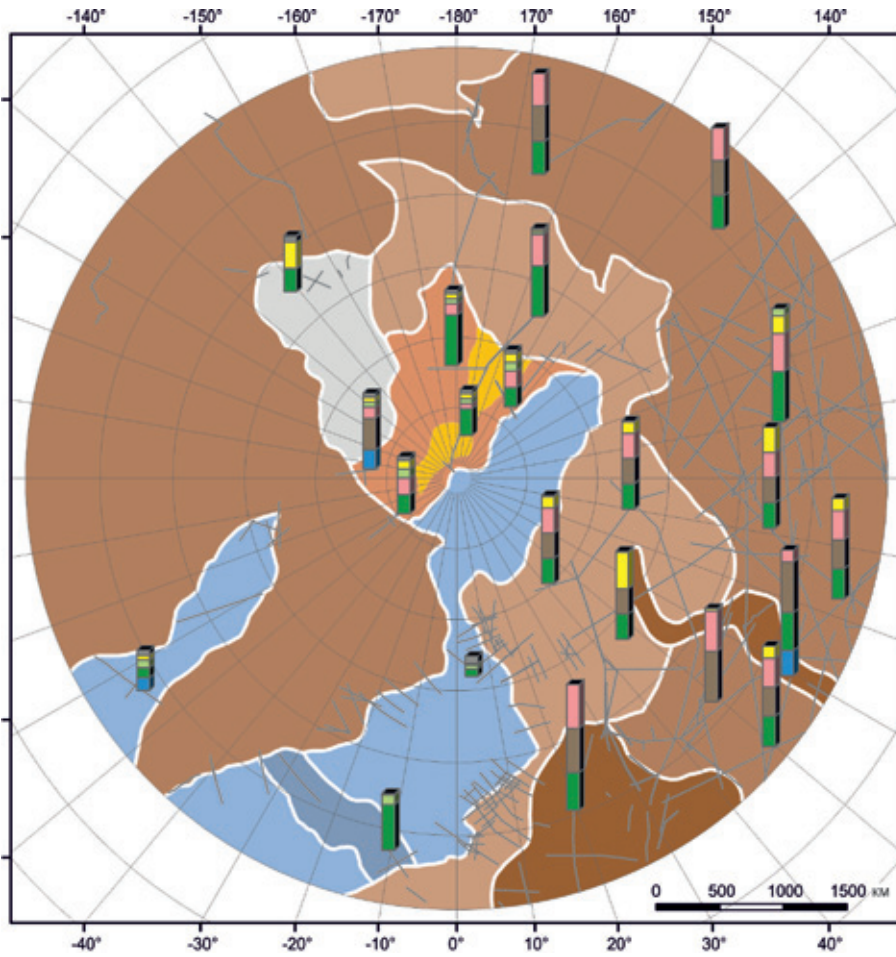


Рис. 10. Схематическая карта типов земной коры Циркумполярной Арктики

1, 2 – океаническая земная кора: 1 – нормальная кора спрединговых бассейнов, 2 – утолщенная кора океанических плато и горячих точек; 3 – редуцированная (переходная до океанической) кора глубоких впадин; 4–8 – континентальная земная кора: 4 – утоненная кора подводных рифтов и котловин, 5 – утоненная кора подводных хребтов и поднятий, 6 – маломощная кора шельфовых морей, 7 – нормальная кора платформ и складчатых систем, 8 – мощная кора щитов и коллизионных областей. Серыми линиями показаны профили МПВ, ГСЗ (рис. 1); типовые колонки земной коры по сейсмическим данным (табл. 2)

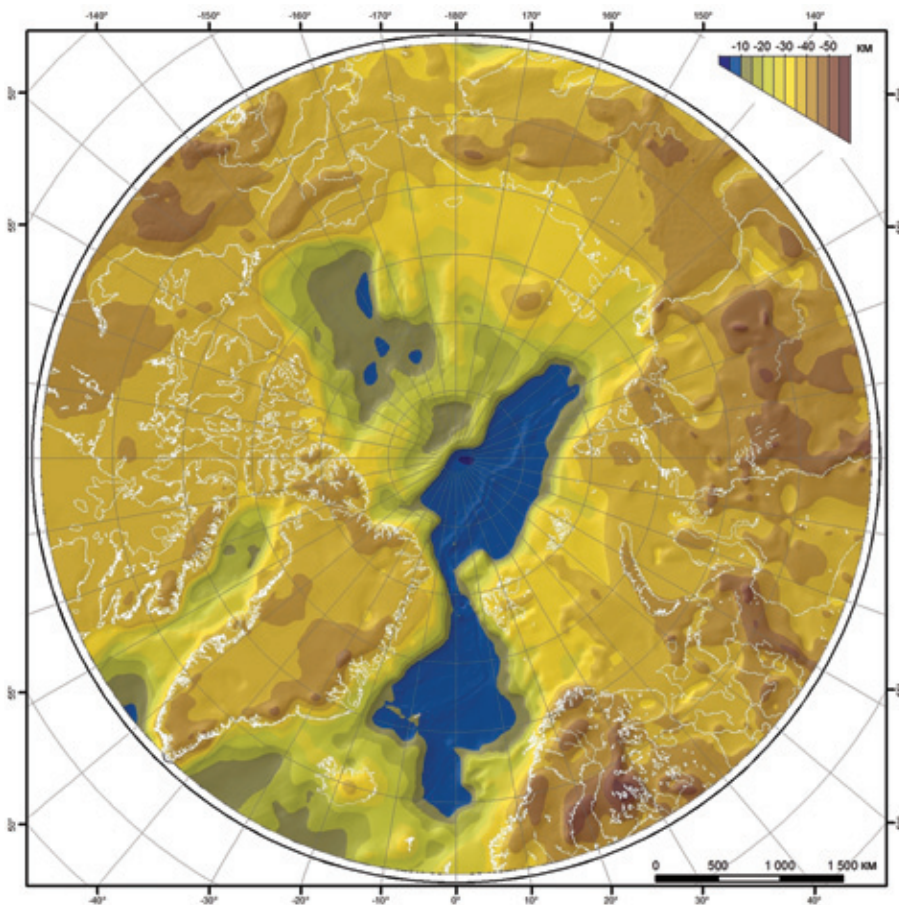


Рис. 11. Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики [13]

Типовые колонки земной коры структур Циркумполярной Арктики, составленные на основе сейсмических профилей в соответствии с обобщенными скоростными параметрами (табл. 1)

		Континентальная кора		
Океаническая кора	Утолщенная кора океанических плато и горячих точек			
			Исландско-Фарерский порог [Bohnhoff et al., 2004]	
	Нормальная кора спрединговых бассейнов			
			Баффин-Лабрадорский океанический бассейн [Funck et al., 2007] Норвежско-Гренландский и Евразийский океанические бассейны [Jones et al., 2004; Ritzmann et al., 2004; Voss et al., 2007; Hermann et al., 2013]	
	Переходная кора	Редуцированная кора глубоких впадин		
		Утонченная кора подводных рифтов и котловин		
Утонченная кора подводных хребтов и подняттий				
Маломощная кора шельфовых морей			Поднятие Де-Лонга [Lebedeva-Ivanova et al., 2011]	
			Восточная часть Баренцева моря, северная часть Восточно-Сибирского моря [Roslov et al., 2009; Сакулина и др., 2011]	
			Баренцево море, Карское море [Сакулина и др., 2003; Breivik et al., 2005; Матеев и др., 2007; Roslov et al., 2009]	
	Утонченная кора платформ и складчатых систем			Тунгусская синеклиза [Егоркин и др., 2002]
				Западно-Сибирская плита [Егоркин и др., 1991]
				Мезенская синеклиза [Костюченко и др., 1994] Восточно-Европейская и Сибирская платформы [Егоркин и др., 1988; Исанина и др., 1995; Аветисов и др., 1996]
Мощная кора щитов и коллизионных областей				
		Уральский складчатый пояс [Дружинин и др., 2000] Балтийский щит, Пай-Хой-Новоземельский складчатый пояс [Guggisberg et al., 1991; Yliniemi et al., 2004; Roslov et al., 2009]		

рально-Арктических хребтов и поднятий. К этой группе отнесены два подтипа – «утоненная кора» и «кора средней мощности». Утоненная кора этого типа характерна для хр. Ломоносова, кора средней мощности для поднятия Альфа-Менделеева (табл. 2) [19, 20]. Результаты зарубежных исследований хр. Ломоносова опубликованы в работе [43], поднятия Альфа в работе [38]. По этим данным мощность земной коры в названных структурах колеблется от 15–17 до 30–35 км, кристаллическая кора представлена маломощной верхней и мощной нижней корой, причем на поднятии Альфа, по данным канадских исследователей, выделяется и коромантийный комплекс.

Континентальная природа земной коры хр. Ломоносова в настоящее время признается большинством исследователей Арктики, а в отношении коры поднятия Альфа-Менделеева дискуссия продолжается. В частности, канадские исследователи считают, что кору поднятия Альфа следует классифицировать как утолщенную кору океанического плато (кора горячих точек). Российские же данные показывают, что с шельфа Восточно-Сибирского моря на поднятие Менделеева прослеживаются основные осадочные комплексы и несогласия в них, промежуточный комплекс и кристаллические комплексы земной коры, и следовательно, поднятие Менделеева можно рассматривать как погруженную окраину Евразийского континента. И хотя вопрос о характере сочленения систем поднятия Альфа-Менделеева остается открытым, на сегодняшнем уровне знаний, с учетом подобия скоростных моделей, земная кора хр. Ломоносова, поднятия Альфа-Менделеева и Чукотского плато включены на карте

типов коры в область утоненной континентальной коры.

Нормальная континентальная кора (типы 6–8 на рис. 10) характерна для большей части площади континентов. Её маломощная разновидность (тип 6, рис. 10) наблюдается и в шельфовых морях; она занимает практически всю мелководную часть Северного Ледовитого океана со стороны Евразии и Берингова моря. Здесь встречается как трехслойная [54], так и двухслойная [14, 55] консолидированная кора. Мощность осадочного чехла варьирует от первых метров вблизи островов до 15 км и более в Северо-Баренцевской и Северо-Чукотской впадинах. Общим для этого типа коры является относительно небольшая выдержанная суммарная мощность земной коры в пределах 30–35 км.

Континентальная кора мощностью 40–45 км – это кора платформ и складчатых систем (тип 7, рис. 10), она занимает более 55% территории Циркумполярной Арктики и охватывает практически всю сушу. Несмотря на то, что на схеме типов земной коры она показана одним цветом, в ней существует достаточно большое разнообразие скоростных моделей [3, 9, 11, 21, 22, 24, 26 и др.] (типové колонки земной коры, табл. 2). Это могут быть блоки как с трехслойной, так и с двухслойной кристаллической корой, перекрытой осадками различной мощности от нескольких метров до 10 км и более. Причем в разрезах с двухслойной корой может отсутствовать как нижняя высокоскоростная кора (например, в Мезенском блоке), так и средняя кора, а в осадочном слое могут быть широко представлены базальты (траппы Тунгусской синеклизы). Однако средняя мощность земной коры, как прави-

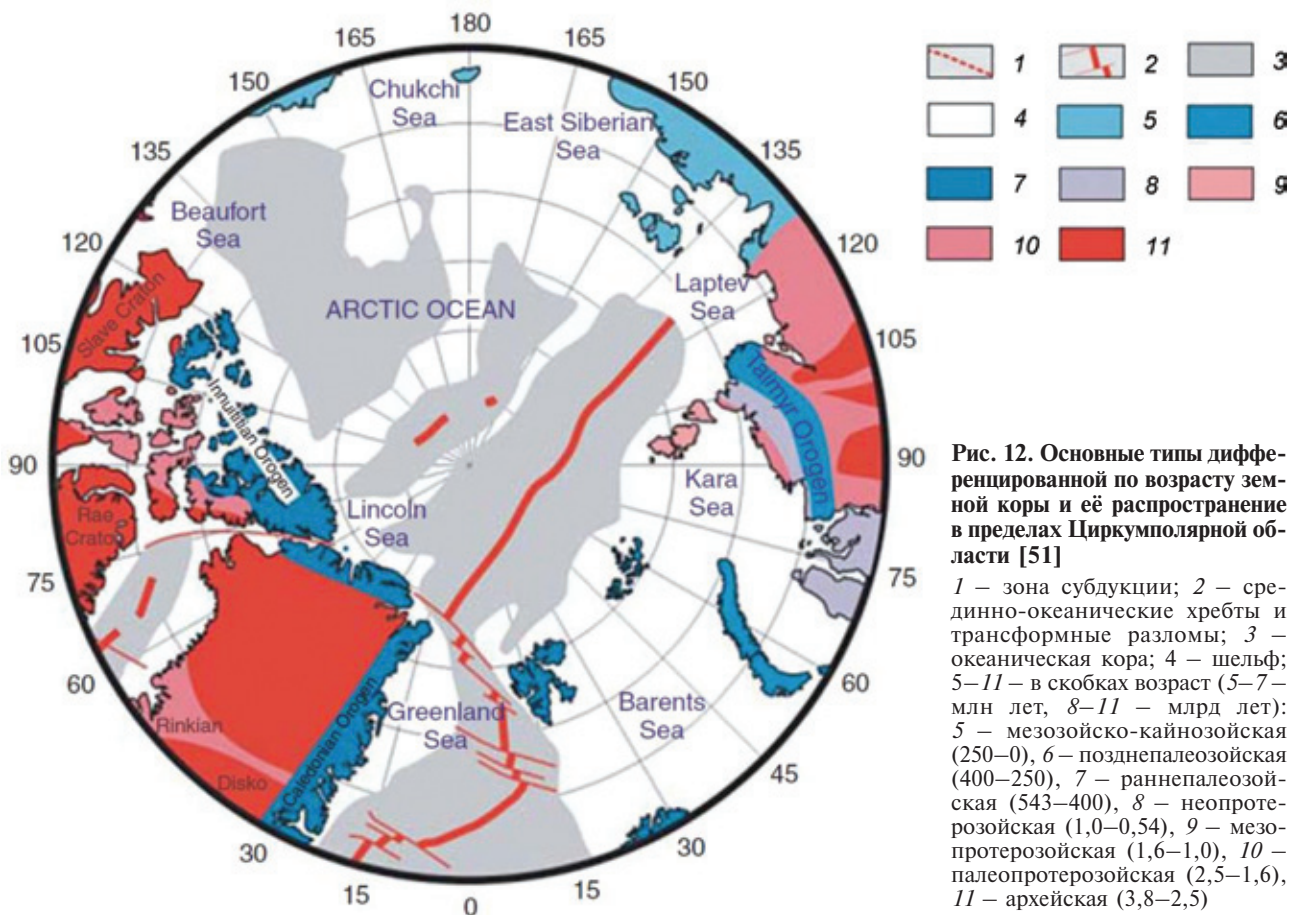


Рис. 12. Основные типы дифференцированной по возрасту земной коры и её распространение в пределах Циркумполярной области [51]

1 – зона субдукции; 2 – срединно-океанические хребты и трансформные разломы; 3 – океаническая кора; 4 – шельф; 5–11 – в скобках возраст (5–7 – млн лет, 8–11 – млрд лет): 5 – мезозойско-кайнозойская (250–0), 6 – позднепалеозойская (400–250), 7 – раннепалеозойская (543–400), 8 – неопротерозойская (1,0–0,54), 9 – мезопротерозойская (1,6–1,0), 10 – палеопротерозойская (2,5–1,6), 11 – архейская (3,8–2,5)

ло, лежит в пределах 40–45 км, и повсеместно выделяется верхняя кора мощностью более 10–15 км со скоростями 5,8–6,4 км/с.

Утолщенная континентальная кора (тип 8, рис. 10) характерна для щитов и коллизионных областей (Уральский пояс, Фенноскандинавский щит и др.). Это лишённая осадочного слоя кристаллическая кора мощностью более 50–55 км, в нижней её части часто предполагаются коромантийные комплексы со скоростями 7,2–7,6 км/с [10, 37, 55].

Таким образом, сейсмические исследования в Арктике выявили существенную неоднородность структуры земной коры и наличие большого числа новых её типов и подтипов. Выполненные построения (рис. 10, табл. 2) показали необычные для океанов свойства земной коры этого региона. Характерная для большей части океанов кора наблюдается лишь в небольшой области (срединно-океанический хр. Гаккеля и прилегающие глубоководные котловины Евразийского бассейна). Гораздо большая часть Арктического бассейна представлена континентальной корой, которая по мощности и внутреннему строению отличается от нормальной континентальной коры. Она гораздо тоньше (20–30 км) и в ней существенно сокращен верхнекоровый слой со скоростью сейсмических волн 5,8–6,4 км/с («гранито-гнейсовый» слой). Природа и история формирования областей с такой корой до сих пор является загадкой, достойной отдельного обсуждения.

Основное отличие составленной нами новой схемы типов земной коры Циркумполярной Арктики от схемы В.Д. Муни (рис. 12) и других зарубежных публикаций [40, 51] в том, что новые российские данные (Трансарктика-1989–1991, Трансарктика-1992, Арктика-2000, Арктика-2005 и Арктика-2007 [20]) позволяют рассматривать весь блок Центрально-Арктических поднятий – хр. Ломоносова и поднятие Альфа-Менделеева вместе с разделяющими их котловинами Подводников и Макарова как единую крупную мегаструктуру, являющуюся естественным продолжением материковой окраины Евразийского континента.

В согласии с этим положением находятся особенности магнитного поля Арктики. Практически над всей областью Центрально-Арктических поднятий наблюдается интенсивное, сильно дифференцированное аномальное магнитное поле, характерное для континентальной коры (рис. 13). Это поле оконтуривает обширную область утолщенной до 25–30 км земной коры, по своим свойствам наиболее близкую к континентальной коре.

Происхождение своеобразной земной коры Арктики можно объяснить по-разному. Не исключено, что такая кора была создана изначально благодаря особому геодинамическому режиму. В [15, 16] отмечается, что нормальная континентальная кора с большим содержанием кислых пород формировалась из мантийного материала, насыщенного флюидами. Не исключено, что область Арктики была областью с низким потоком глубинных флюидов и в ней формировался другой тип коры с сокращенной мощностью и небольшим объемом кислого материала.

Одним из возможных объяснений специфики земной коры Арктики может быть ее преобразование из нормальной континентальной коры за счет процессов базификации и эклогитизации [2, 18]. В результате базификации (термин предложен

В. В. Белоусовым) кора насыщается основным материалом, выплавившимся из мантии, за счет этого увеличивается мощность нижней коры и сокращается верхняя. Для процесса насыщения выплавками низов коры используется часто термин «андерплейтинг». Но он больше применим к процессу утолщения океанической коры. Для переработки континентальной коры более важны насыщение основным материалом её верхней части за счет рифтогенеза и интрузивной деятельности и сокращение в результате мощности гранито-гнейсового слоя. Эклогитизация приводит к сокращению мощности коры за счет перехода основных пород нижней коры в эклогиты, которые по сейсмическим скоростям не отличаются от мантийного вещества, т. е. нижняя кора становится частью мантии. Возможность такой трансформации земной коры доказана геохимическими исследованиями, и широкое развитие этого процесса продемонстрировано на ряде примеров разных регионов мира, в частности, для переходной зоны континент–океан в восточной части Тихого океана [18, 25].

Эклогитизация земной коры имеет и другие важные с геодинамической точки зрения последствия. Эклогиты характеризуются высокой плотностью, выше плотности мантийного материала, и их формирование могут вызвать погружение земной коры и формирование глубоких впадин. Если предположить, что особый тип коры ряда структур Центральной Арктики образовался с участием процесса эклогитизации, то это может означать, что формирование Арктического бассейна стало результатом соответствующего преобразования нормальной континентальной коры.

Процессы базификации и эклогитизации требуют дополнительного тепла. Предполагая их развитие на большой площади Арктического бассейна, необходимо признать, что вся эта площадь была в течение длительного геологического времени областью тектонической активизации, прогрева и флюидной проработки. Судя по закономерному распределению типов коры, можно предположить, что активизация и интенсивность процесса перестройки земной коры были неравномерны по латерали. Наиболее активные области располагались ближе к краям континентов, а в центре Арктического бассейна эти преобразования были не столь интенсивны, в результате получился центральный блок с утолщенной корой (область Центрально-Арктических поднятий). Процесс эклогитизации коры охватывал, по всей видимости, не только площадь Арктического океана, но и окружающие его края континентов и шельфовые зоны. Этим можно объяснить сокращение здесь мощности земной коры за счет сокращения толщины нижней коры.

Таким образом, различные типы коры Циркумполярной Арктики формируют глобальную структуру, одним из центров которой является Амеразийский блок относительно утолщенной коры.

Процессы базификации и эклогитизации земной коры свойственны континентальному типу. Зоны объемного растяжения, области внутриплитного базитового магматизма (меловая провинция HALIP) [27, 53] и погружения мелководных вулканических структур на батимальные глубины (до 3,5 км) [32] при отсутствии ярковыраженных спрединговых структур с характерными линейными магнитными аномалиями не позволяют отнести структуры об-

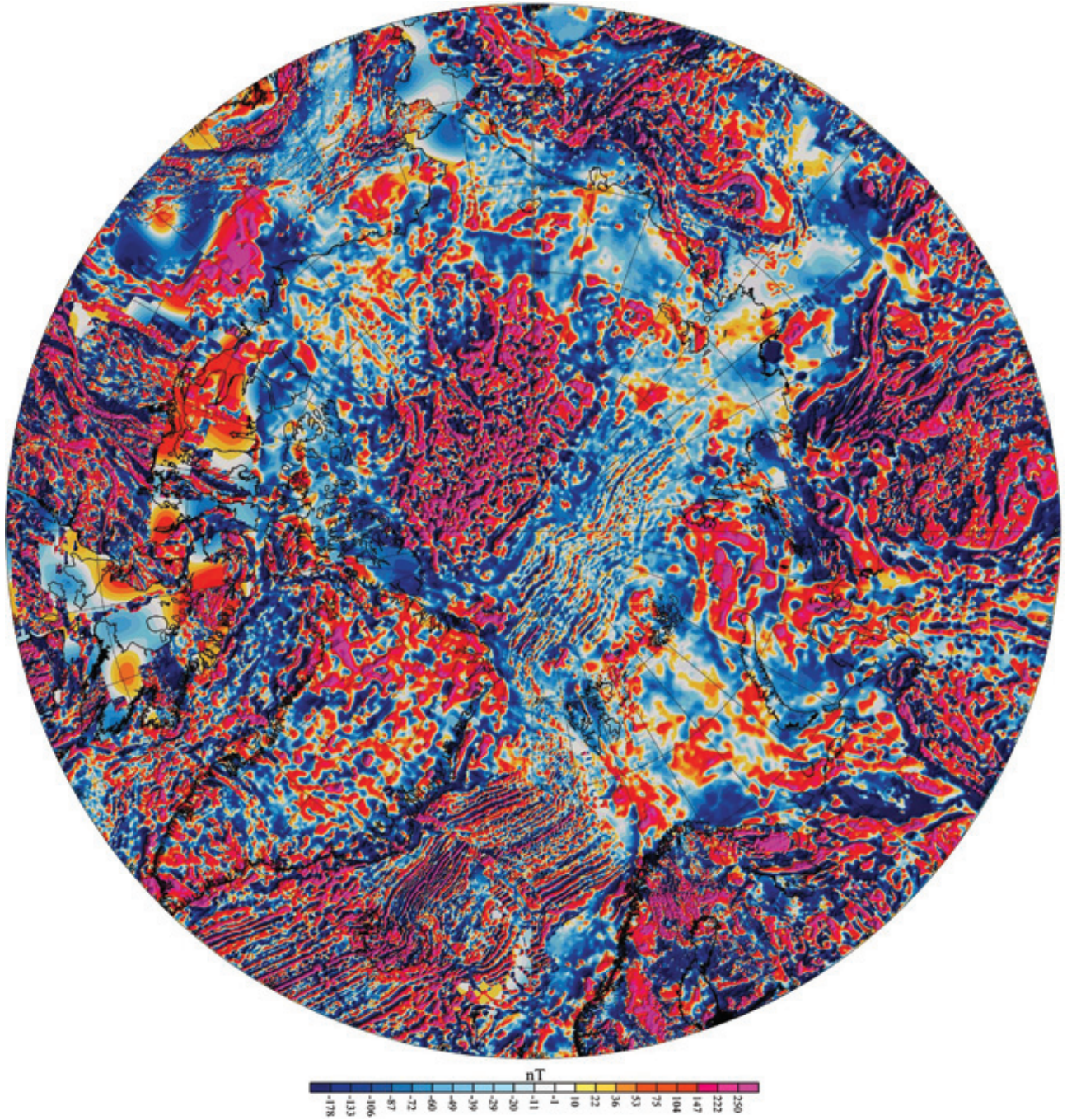


Рис. 13. Карта аномалий магнитного поля Арктики [39]

ласти Центрально-Арктических поднятий к океаническому типу.

Масштабные геофизические исследования, проведенные в последнее время в Арктическом бассейне, дали возможность детально изучить структуру земной коры этого региона и построить достаточно обоснованные структурные схемы и карты геофизических полей для всей Циркумполярной области. Выполненные построения и их совместный анализ с геофизическими данными по окружающим континентам показали существенную изменчивость внутреннего строения (типа) земной коры этой области. Эти изменения носят регулярный характер. Мощность земной коры постепенно уменьшается при переходе от внутренних частей континентов к

их окраинам и шельфовым зонам. В центральной части Арктического бассейна меняется тип коры.

Наиболее важные результаты работ свидетельствуют о том, что земная кора Арктического бассейна относится к континентальному типу, но она сокращена по мощности и имеет сокращенный по толщине гранито-гнейсовый слой. Этот тип коры сочетается с сильнодифференцированным магнитным полем, характерным для континентов. Предполагается, что такой тип коры мог образоваться за счет процессов базификации и эклогитизации нормальной континентальной коры. Для более точного определения её природы и соотношения с океанической корой необходимо провести исследования ее состава, например, на основе новых сейсмических наблюдений с использованием не только

продольных, но и поперечных волн, и ее изучение геологическими методами.

Авторы благодарят заместителя руководителя Федерального агентства по недропользованию А. Ф. Морозова за содействие в проведении исследований, своих коллег Т. П. Литвинову, В. А. Поселова, Г. Э. Грикурова, В. Ю. Глебовского за плодотворные идеи по методике построения карты типов земной коры, Е. А. Андросова и Л. Д. Ручейкову за разработку и создание электронной версии карты, представителей геологических служб Норвегии, Канады, США и Дании Н. Brekke, R. Jackson, D. Hatchinson и T. Funck за доброжелательное обсуждение предварительных вариантов карты и за материалы зарубежных сейсмических исследований.

1. Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Кашубин С.Н. Способ определения типа горных пород по сейсмическим данным. – Авт. свид. № 1642416 А1 кл. G 01 V1/30, 1991.

2. Артюшков Е.В., Посёлов В.А. Образование глубоководных впадин в российском секторе Американо-Азиатского бассейна в результате эклогитизации нижней части континентальной коры // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 5. – С. 680–684.

3. Атлас региональных сейсмических профилей Европейского Севера России / Э.В. Исанина, Н.В. Шаров и др. – СПб.: Росгеофизика, 1995.

4. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. 1989. № 3. – С. 3–14.

5. Блюман Б.А. Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 344 с.

6. Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. Структуры континентов с «безграничным» типом земной коры // Геодинамические исследования № 12. Проблемы глубинной геологии территории СССР. – М., 1988. – С. 169–187.

7. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе / Под ред. С.М. Зверева, И.П. Косминской, Ю.В. Тулиной. – М.: ОИФЗ РАН, Нац. геофиз. комитет РАН, 1996. – 150 с.

8. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шотландского региона по результатам сейсмических исследований (НАСП-72) / С.М. Зверев, И.П. Косминская, Г.А. Красильщикова, Г.Г. Михота // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. № 3. – С. 15–23.

9. Глубинное строение территории СССР / Отв. ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.И. Квятковская. – М.: Наука, 1991. – 224 с.

10. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Кашубин С.Н. Глубинное геокартирование Уральского региона по данным ГСЗ // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. – С. 152–161.

11. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова. – М.: Наука, 1991. – С. 118–135.

12. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Модель химического состава первичной коры континентов // ДАН СССР. 1983. Т. 270. № 6. – С. 1462–1467.

13. Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики / С.Н. Кашубин, О.В. Петров, Е.А. Андросов и др. // Регион. геология и металлогения. 2011. № 46. – С. 5–13.

14. Комплексные геолого-геофизические исследования на опорном профиле 5-АР в Восточно-Сибирском море / Т.С. Сакулина, М.Л. Верба, Т.В. Кашубина и др. // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. – С. 17–23.

15. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-99. – М., 1999. – С. 63–98.

16. Луцк Б.Г. Магматическая геотектоника и проблемы формирования континентальной и океанической коры на Земле // Регион. геология и металлогения. 1994. № 3. – С. 5–14.

17. Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996. № 4. – С. 11–19.

18. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14. – М.: Наука, 1987. – С. 39–64.

19. Поселов В.А., Верба В.В., Жолондз С.М. Типизация земной коры Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2007. № 4. – С. 48–59.

20. Российские арктические геотраверсы / Под ред. В.А. Поселова, Г.П. Аветисова, В.Д. Каминского. – СПб.: ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, 2011. – 172 с.

21. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Отв. ред. С.М. Зверев, И.П. Косминская. – М.: Наука, 1980. – 184 с.

22. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE / Под ред. А.Ф. Морозова, Н.В. Межеловского, Н.И. Павленковой. Вып. 2. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. – 735 с.

23. Строение земной коры Исландии по сейсмическим данным / Под ред. В.В. Белоусова и С.М. Зверева. – М.: МГК АН СССР, 1985. – 220 с.

24. Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным / Под ред. А.С. Сальникова. – Новосибирск: Наука, 2007. – 173 с.

25. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 320 с.

26. Физика Земли. 1999. № 7/8 (специальный выпуск).

27. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским арктическим плюмом // Геотектоника. 2009. № 6. – С. 24–51.

28. BABEL Working Group. Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea. // Geophys. J. Int. 1993. 112. 325–343.

29. Baggeroer A.B., Falconer R. Array Refraction Profiles and Crustal Models of the Canada Basin // J. Geophys. Res. 1982. 87. 5461–5476.

30. Bohnhoff M., Makris J. Crustal structure of the South-eastern Iceland–Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data // J. of Geodynamics. 2004. 37. 2. 233–252.

31. Breivik A.J., Mjelde R., Grogan P. et al. Caledonide development offshore–onshore Svalbard based on ocean bottom seismometer, conventional seismic, and potential field data // Tectonophysics. 2005. 401. 79–117.

32. Brumley K. Tectonic geomorphology of the Chukchi Borderland: constraint for tectonic reconstruction models. Thesis for the Degree of Master of Science. Fairbanks: University of Alaska, 2009. – 116 p.

33. Choi D.R. Continental crust under the northwestern Pacific // J. Petroleum Geology. 1987. 10. 425–440.

34. Clowes R.M., Hammer P.T.C., Fernandez-Viejo G., Welford J.K. Lithospheric structure in northwestern Canada from Lithoprobe seismic refraction and related studies: a synthesis // Can. J. Earth Sci. 2005. Vol. 42. 1277–1293.

35. Continental Lithosphere: deep seismic reflection / Eds. R. Meissner, L. Brown, H.J. Durbbaum, W. Frauke, K. Fuchs, E. Seifert // Geodynamic Series. 1991. Vol. 22. Am. Geophys. Union, Washington, D.C.

36. Cook F.A., White D.J., Jones A.G. et al. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust–mantle transition // Can. J. Earth Sci. 2010. 47. 315–351. doi:10.1139/E09-076.

37. Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005 / Kukkonen, Ilmo T. & Lahtinen, Raimo (Eds.). – Geological Survey of Finland. Special Paper 43. 2006. – 247 p.

38. Funck T., Jackson H.R., Shimeld J. The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the

- Canadian Polar Margin: Results from a seismic refraction experiment // *J. Geophys. Res.* 2011. 116. B12101. doi:10.1029/2011JB008411.
39. *Gaina C., Werner S., Saltus R., Maus S.* and the CAMP-GM group. Circum-Arctic Mapping Project: New Magnetic and Gravity Anomaly Maps of the Arctic. *Arctic Petroleum Geology* // Geological Society. London: Memoirs, 2011. 35. 39–48.
40. *Grantz A., Scott R.A., Drachev S.* et al. Map, showing the sedimentary successions of the Arctic Region that may be prospective for hydrocarbons, 2009.
41. *Hermann T., Jokat W.* Crustal structures of the Boreas Basin and the Knipovich Ridge, North Atlantic // *Geophys. J. Int.* 2013. doi: 10.1093/gji/ggt048, 1–16.
42. *Hyndman R.D.* Poisson's ratio in the oceanic crust – a review // *Tectonophysics.* 1979. 59. 321–333.
43. *Jackson H.R., Dahl-Jensen T.*, the LORITA working group. Sedimentary and crustal structure from the Ellesmere Island and Greenland continental shelves onto the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2010. 182. 11–35.
44. *Kern H.M.* Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1993. 79. 113–136.
45. LASE Study Group, 1986. Deep structure of the US East Coast passive margin from large aperture seismic experiments (LASE) // *Marine and Petroleum Geology.* Vol. 3. August, 234–242.
46. *Lebedeva-Ivanova N.N., Gee D.G., Sergeyev V.B.* Crustal structure of the East Siberian continental margin, Podvodnikov and Makarov basins, based on refraction seismic data (TransArctic 1989–1991). *Arctic Petroleum Geology* // Geological Society. London: Memoirs, 2011. 35. 395–411.
47. *Ljones F., Kuwano A., Mjelde R.* et al. Crustal transect from the North Atlantic Knipovich Ridge to the Svalbard Margin west of Hornsund // *Tectonophysics.* 2004. 378. 17–41.
48. *McNutt M., Caress D.W.* Crust and Lithospheric Structure – Hot Spots and Hot-Spot Swells / Eds. B. Romanowicz & A. Dziewonski // *Treatise on Geophysics.* Vol. 1: Seismology and Structure of the Earth. – Elsevier, 2007. 445–478.
49. *Meissner R.* The continental crust, a geophysical approach // *International Geophys. Series.* Academic Press, INC, Orlando, 1986. Vol. 34. 426 p.
50. *Mjelde R., Faleide J.I., Breivik A.J., Raum T.* Lower crustal composition and crustal lineaments on the Vøring Margin, NE Atlantic: A review // *Tectonophysics.* 2009. 472. 183–193.
51. *Mooney W.D.* Crust and Lithospheric Structure – Global Crustal Structure / Eds. B. Romanowicz & A. Dziewonski // *Treatise on Geophysics.* Vol. 1: Seismology and Structure of the Earth. – Elsevier, 2007. 361–417.
52. *Mueller St.* A new model of the continental crust // *Am. Geophys. Un. Mon.* 1977. 20. 289–317.
53. *Mukasa S., Andronikov A., Mayer L., Brumley K.* Geochemistry and geochronology of the first intraplate lavas recovered from the Arctic Ocean // *Portland GSA Annual Meeting (18–21 October 2009).* Paper No. 2009. 138–11.
54. *Ritzmann O., Jokat W., Czuba W.* et al. A deep seismic transect from Hovgard Ridge to northwestern Svalbard across the continental-ocean transition: A sheared margin study // *Geophys. J. Int.* 2004. 157. 683–702.
55. *Roslov Yu.V., Sakoulina T.S., Pavlenkova N.I.* Deep seismic investigations in the Barents and Kara Seas // *Tectonophysics.* 2009. 472. 301–308.
56. *Stephenson R.A., Coffin K.C., Lane L.S., Dietrich J.R.* Crustal structure and tectonics of the southeastern Beaufort Sea continental margin // *Tectonics.* 1994. 13. 389–400.

Кашубин Сергей Николаевич – доктор геол.-минер. наук, профессор, директор, Центр глубинной геофизики ВСЕГЕИ. <sergey_kashubin@vsegei.ru>.

Павленкова Нинель Ивановна – доктор физ.-мат. наук, гл. науч. сотрудник, ИФЗ РАН. <ninapav@mail.ru>.

Петров Олег Владимирович – доктор экон. наук, канд. геол.-минер. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ. <vsmdir@vsegei.ru>.

Мильштейн Евгения Дововна – канд. геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ. <evgenia_milshtein@vsegei.ru>.

Шокальский Сергей Павлович – канд. геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ. <sergey_shokalsky@vsegei.ru>.

Эринчек Юрий Маркович – канд. геол.-минер. наук, зам. ген. директора, ВСЕГЕИ. <Yuri_Erinchek@vsegei.ru>.