

УДК 550.83 (924.15)

КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ "БАЛТИК" (юго-восток Балтийского щита)

В.Н.Глазнев

Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты

В статье рассматриваются основные принципы методики и результаты построения двухмерной комплексной геофизической модели земной коры по сейсмическому профилю "Балтик", расположенному в южной Финляндии. Основой для создания модели земной коры послужили сейсмические материалы ГСЗ, гравиметрические, магнитные, геотермические и петрофизические исследования, выполненные в полосе вдоль профиля, секущего юго-восточную часть Балтийского щита. Как результат моделирования приводится сводная геолого-геофизическая схема строения земной коры региона и даётся геологическая трактовка полученных результатов комплексного моделирования.

Рис. 1. Схема террейнов юго-востока Балтийского щита по [7, 8]: 1 - осадочный чехол Русской платформы; 2 - раннепротерозойские породы, возникшие преимущественно за счет островодужного материала; 3 - архейские породы; 4 - раннепротерозойские рифтогенные структуры; 5 - границы террейнов выраженные крутыми разломами; 6 - границы террейнов выраженные пологими разломами; 7 - прочие разломы; 8 - профиль ГСЗ и пункты взрывов на нем.

В восьмидесятые-девяностые годы на восточной части Балтийского щита были проведены детальные наблюдения по целому ряду новых региональных сейсмических профилей, нацеленных на изучение земной коры. Обзор результатов этих сейсмических работ приведен в монографиях [1,2]. Одним из таких сейсмических профилей ГСЗ являлся профиль "Балтик" (рис.1), представляющий центральную часть трансъевропейского геотраверса EU-3 [3,4,5], общая протяженность которого составляла почти 4000 км. Собственно региональный профиль "Балтик", длина которого примерно равна 500 км, был нацелен на исследование зоны сочленения архейского террейна Кухмо и раннепротерозойского жно-Финляндского террейна, причем особое внимание было уделено основной рудоносной зоне этого района - террейнам Оутокумпу и Скелефте-Савонлинна [6], где сконцентрированы наиболее значительные медно-никелевые месторождения Финляндии.

Полевые геофизические наблюдения, выполненные на профиле "Балтик", отличаются высокой точностью и широким охватом региона исследования в полосе вдоль профиля. Сейсмические работы ГСЗ проводились с цифровыми станциями, что сделало возможным построение в дальнейшем достаточно детальных скоростных моделей коры по различным типам сейсмических волн [9]. Хорошая обеспеченность района работ высокоточными гравиметрическими и магнитометрическими данными [10], а также измерениями теплового потока в районе расположения профиля [11-13], позволила на заключительной стадии интерпретации обратиться к комплексированию всех указанных геофизических материалов. Помимо данных о полях, здесь использовались многочисленные сведения о физических свойствах поверхностных пород региона исследова-

ний и выявленные эмпирические соотношения взаимосвязей между этими свойствами [14-16].

В целом профиль "Балтик" ориентирован приблизительно перпендикулярно основным линейным геологическим структурам, характеризующимся запад - северо-западным простиранием (рис. 1), что и позволило применить комплексное геофизическое моделирование строения коры в более простом двухмерном варианте. Отметим, что фактически это ограничение в полной мере относится только к обратным сейсмическим задачам и прямым задачам геомеханики изучаемой среды, в то время как в решении обратных задач для потенциальных полей, в качестве начального приближения модели среды, использовалась обобщённая трехмерная региональная модель литосферы Фенноскандии [17], построенная для сферической Земли.

Методика решения комплексной обратной задачи

Кратко рассмотрим основные положения методики комплексного решения обратной двухмерной задачи геофизики по данным сейсмометрии, гравиметрии, магнитометрии и геотермии [18-20]. Идеология такого подхода базируется на основополагающих работах В.Н. Страхова и Г.Я. Голицдры [21-23], в которых задача комплексирования сводилась к минимизации некоторых функционалов, построенных на параметрах среды, что позволило подойти к проблеме комплексирования как к классической вариационной задаче. Следуя этим идеям, будем рассматривать целевую задачу комплексной интерпретации геофизических данных как нахождение некоторого совместного согласованного решения для системы уравнений, описывающей комплекс геофизических полей через искомые физические параметры среды.

Пусть породы литосферы характеризуются скоростью продольных волн V , плотностью ρ , намагниченностью I , теплогенерацией q и теплопроводностью λ . Эти свойства порождают внешние наблюдаемые поля: временное $t(x, x')$, гравитационное $\Delta g(x)$, магнитное $Z_a(x)$, поверхностного теплового потока $Q(x)$, а также внутренние поля: температуру $T(x, z)$ и литостатическое давление $P(x)$.

Соотношения связи между искомыми физическими свойствами среды, представленные в виде некоторых двумерных случайных процессов [18, 17], позволяют построить соответствующие аппроксимационные конструкции типа:

$$\rho = f_1(V), \quad I = f_2(\rho), \quad q = f_3(\rho). \quad (1)$$

Дополним их также энтропийными характеристиками этих распределений $H_{\rho|V}(V)$, $H_{I|\rho}(\rho)$, $H_{q|\rho}(\rho)$, которые определяют меру неоднозначности перехода от одного физического свойства к другому. Влияние термодинамических условий на свойства среды будем рассматривать аддитивно в линеаризованном приближении.

Процедуру комплексной интерпретации тогда можно сформулировать как решение системы

$$\|A_t\{V(\xi, \zeta), x, x'\} - t(x, x')\| = \delta_t, \quad (2)$$

$$\|A_Q\{q(\xi, \zeta), \lambda(\xi, \zeta)\} - Q(x)\| = \delta_Q, \quad (3)$$

$$\|A_{\Delta g}\{\rho(\xi, \zeta), \rho_N(\zeta)\} - \Delta g(x)\| = \delta_{\Delta g}, \quad (4)$$

$$\|A_{Z_a}\{I(\xi, \zeta)\} - Z_a(x)\| = \delta_{Z_a}, \quad (5)$$

где $A\{\}$ - операторы соответствующих прямых задач, величины δ_t , $\delta_{\Delta g}$, δ_{Z_a} и δ_Q - невязки для каждого из методов, а $\rho_N(\zeta)$ - нормальная плотность. Вид функционалов качества решения, основанных на принятом описании стохастических связей между искомыми свойствами среды, определим как

$$J_t(V) = \iint_s W_V(\xi, \zeta) \cdot (V(\xi, \zeta) - V_{ini}(\xi, \zeta))^2 ds = \min, \quad (6)$$

$$J_Q(q) = \iint_s W_q(\xi, \zeta) \cdot (q(\xi, \zeta) - q_{ini}(\xi, \zeta))^2 ds = \min, \quad (7)$$

$$J_{\Delta g}(\rho) = \iint_s W_\rho(\xi, \zeta) \cdot (\rho(\xi, \zeta) - \rho_{ini}(\xi, \zeta))^2 ds = \min, \quad (8)$$

$$J_{Z_a}(I) = \iint_s W_I(\xi, \zeta) \cdot (I(\xi, \zeta) - I_{ini}(\xi, \zeta))^2 ds = \min, \quad (9)$$

где $W(\xi, \zeta)$ - весовые функции для соответствующих моделей среды, выражающиеся через энтропийные характеристики распределений, а индекс ini - обозначает начальное приближение модели по каждому рассматриваемому свойству. Согласно В.Н. Страхову [22], будем предполагать малость флуктуаций соответствующего решения от его начального приближения, а также ограниченность весовых функций W .

Для функционалов качества решения будем выражать начальные приближения модели по неко-

торому одному свойству через какое-либо другое физическое свойство, опираясь на аппроксимационные взаимосвязи между соответствующими свойствами и их зависимости от термодинамических условий в среде:

$$V_{ini}(\xi, \zeta) = f_1^{-1}\left(\rho(\xi, \zeta) - \int (\partial\rho/\partial P)_T dP - \int (\partial\rho/\partial T)_P dT\right) + \int (\partial V/\partial P)_T dP + \int (\partial V/\partial T)_P dT, \quad (10)$$

$$\rho_{ini}(\xi, \zeta) = f_1\left(V(\xi, \zeta) - \int (\partial V/\partial P)_T dP - \int (\partial V/\partial T)_P dT\right) + \int (\partial\rho/\partial P)_T dP + \int (\partial\rho/\partial T)_P dT, \quad (11)$$

$$I_{ini}(\xi, \zeta) = f_2\left(\rho(\xi, \zeta) - \int (\partial\rho/\partial P)_T dP - \int (\partial\rho/\partial T)_P dT\right) + \int (\partial I/\partial P)_T dP + \int (\partial I/\partial T)_P dT, \quad (12)$$

$$q_{ini}(\xi, \zeta) = f_3\left(\rho(\xi, \zeta) - \int (\partial\rho/\partial P)_T dP\right) - \int (\partial q/\partial T)_P dT. \quad (13)$$

Важным аспектом в задаче комплексной инверсии является использование дополнительных ограничений на величины искомого решения вида:

$$V_{j\min}(\zeta) \leq V(\xi_j, \zeta) \leq V_{j\max}(\zeta),$$

$$\rho_{j\min}(\zeta) \leq \rho(\xi_j, \zeta) \leq \rho_{j\max}(\zeta),$$

$$I_{j\min}(\zeta) \leq I(\xi_j, \zeta) \leq I_{j\max}(\zeta),$$

$$q_{j\min}(\zeta) \leq q(\xi_j, \zeta) \leq q_{j\max}(\zeta),$$

где $j \in [1, M]$ - соответствующие минимальные и максимальные значения, заданные на некоторых конечных подобластях j . Такие ограничения могут возникать как из геологических соображений, так и на основе априорных требований классификационного характера. Кроме того, при наличии данных петрофизического картирования, следует использовать в качестве граничных условий известные характеристики свойств пород на поверхности изучаемой среды:

$$V(\xi, \zeta)|_{\zeta=0} = V_s(x), \quad \rho(\xi, \zeta)|_{\zeta=0} = \rho_s(x),$$

$$I(\xi, \zeta)|_{\zeta=0} = I_s(x),$$

$$q(\xi, \zeta)|_{\zeta=0} = q_s(x), \quad \lambda(\xi, \zeta)|_{\zeta=0} = \lambda_s(x).$$

Таким образом, приведенная постановка задачи комплексной инверсии геофизических данных учитывает как стохастические взаимоотношения между искомыми физическими свойствами среды, так и априорные ограничения на величины искомого решения.

В соответствии с изложенным подходом к комплексной обратной задаче геофизики, собственно итерационные алгоритмы решения будут иметь несколько различную структуру в зависимости от того - уточняются ли взаимосвязи между параметрами среды в процессе интерпретации или нет. В варианте, когда взаимосвязи между параметрами

среды вида (1) определены заранее и не подлежат уточнению, а именно этот случай и имеет место для профиля "Балтик", скоростная модель среды выступает как неизменная основа при построении комплексной модели литосферы, а плотностная, магнитная и термическая обратные задачи должны включать в себя функционалы качества решения, базирующиеся на сейсмической модели и стохастических взаимосвязях между физическими свойствами среды. В такой постановке на каждом итерационном этапе процедура комплексной интерпретации начинается с расчета термической модели среды $T^{(i+1)}(x,z)$ и уточнения модели теплогенерации $q^{(i+1)}(x,z)$. Затем на втором шаге осуществляется переход к начальной плотностной модели среды и, на основе решения обратной задачи, уточняется значение плотности изучаемой среды $\rho^{(i+1)}(x,z)$, а также оценка литостатического давления $P^{(i+1)}(x,z)$. На последнем шаге итерационного этапа осуществляется переход к начальной модели распределения намагниченности в среде и далее решается обратная задача, результатом которой является уточненная модель распределения намагниченности $I^{(i+1)}(x,z)$. Полученная в результате одного такого этапа комплексная модель теплогенерации, плотности и намагниченности может уточняться на следующем этапе итерационного цикла, так чтобы обеспечить более точное соответствие всех моделей друг другу, опираясь на априорно принятые стохастические взаимосвязи физических свойств между собой.

Приведенная схема алгоритма итерационного процесса комплексной инверсии была реализована при комплексном моделировании строения земной коры по профилю "Балтик". Эффективность указанного алгоритма, естественно, во многом зависит от полноты описания стохастических характеристик взаимосвязей между различными физическими свойствами изучаемой среды и качества исходных данных по начальному приближению модели среды.

Исходная скоростная модель

Использованные в комплексной интерпретации исходные сейсмические скоростные модели коры и верхней части мантии по профилю "Балтик" [9] показаны на рис. 2, за исключением самого северного участка профиля для пункта взрыва Н, который фактически являлся промышленным взрывом в карьере действующего рудника Костомукшского ГОКа. На рисунке представлены скоростные модели среды в виде изолиний скорости продольных и поперечных волн в коре, построенные по результатам решения двухмерной обратной задачи сейсмотомографии. Кроме того, на разрезах показано положение отражающих площадок и преломляющих внутрикоровых границ со значениями скорости на них. Положение наиболее выдержанных из этих границ было уточнено по данным двухмерного подбора годографов отраженных и преломленных волн (в лучевом приближении), зарегистрированных на больших удалениях.

Верхняя кора по профилю "Балтик", просвеченная рефрагированными волнами, представлена в скоростном отношении наиболее полно (см.рис. 2а). Эта часть модели является существенно неоднородной по латерали со значениями продольной скорости в диапазоне 5.8÷6.4 км/с. На юге профиля, под Выборгским массивом гранитов рапакиви (пункты взрывов А, В и С), установлена аномальная область с повышением скорости до 6.5 км/с. В средней коре на уровне 20÷35 км скорость продольных волн составляет 6.5÷6.8 км/с. На этой глубине отмечаются различия между южной и северной половинами профиля, выраженные в характере вертикального градиента скорости на данном уровне, а также количестве и положении внутрикоровых границ. Раздел Мохо на краях профиля залегает в среднем на уровне 40÷42 км и заглубляется в его центральной части до 62 км, образуя аномальную структуру границы М под так называемой "Ладого-Ботнической зоной" (совокупностью террейнов Оутокумпу и Скелефте-Савонлинна). Утолщенные участки коры характери-

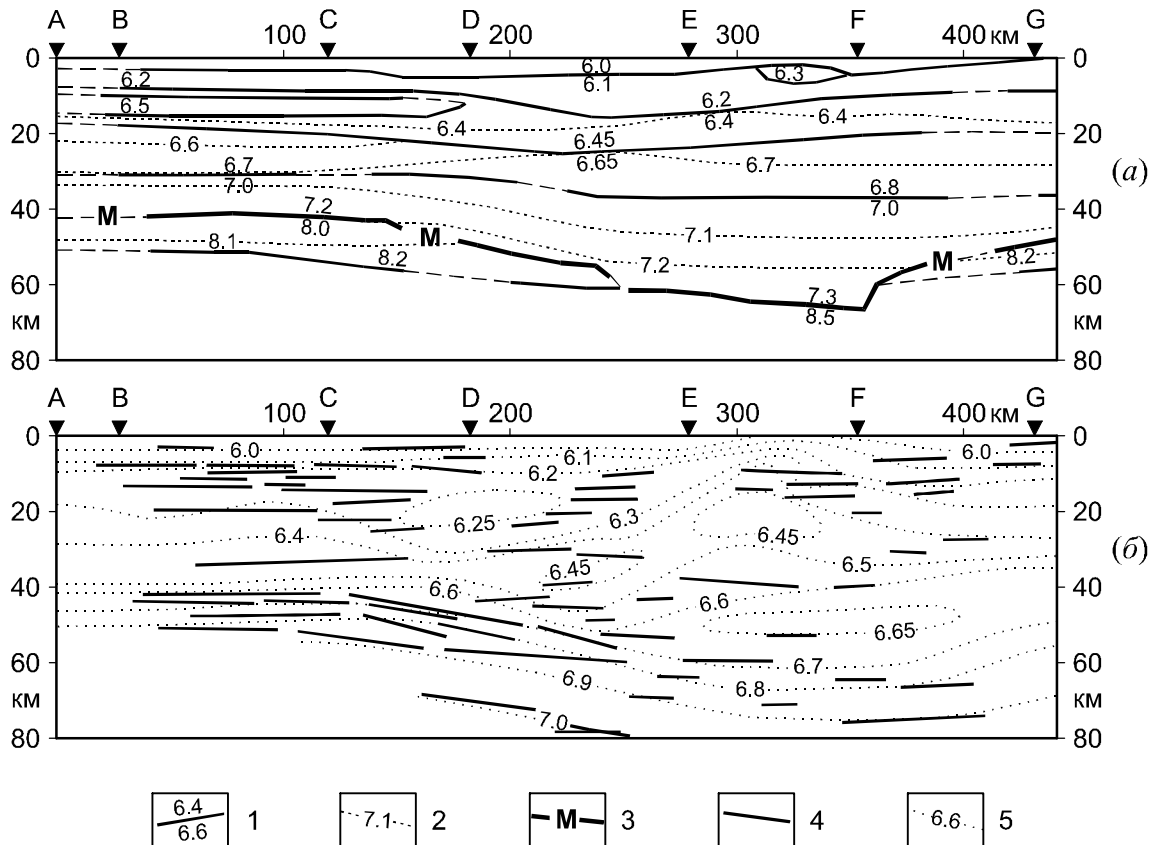


Рис. 2. Сейсмические модели коры по профилю "Балтик": (а) - слои коры по подбору в прямой задаче для продольных волн; (б) - отражающие площадки по продольным и поперечным волнам. 1 - скоростные границы в коре и скорость (км/с) над и под ними, 2 - изолинии скорости (км/с), 3 - граница Мохо, 4 - отражающие площадки, 5 - изолинии средней скорости (км/с).

зуются значениями продольных сейсмических скоростей до $7.0 \div 7.4$ км/с, выделяя переходный слой на границе с мантией. Отметим, что этот ярко выраженный прогиб границы М устанавливается и на параллельном профиле "Свека" [24], проходящем примерно на расстоянии 150 км к западу от профиля "Балтик".

Приведенная сейсмическая модель, существующая в виде цифровых массивов распределения скорости в коре и верхней мантии, позволила перейти к комплексной интерпретации данных геотермии, гравиметрии и магнитометрии в варианте без уточнения взаимосвязей между физическими параметрами среды. При создании дискретной скоростной модели среды по профилю "Балтик" предпочтение отдавалось более надежным и детальным сведениям (рис. 2-а), проверенным решением прямой и обратной задач в лучевом приближении. Модель строилась на регулярной сетке с размерами ячейки 2 км по вертикали и 10 км по горизонтали, в пределах которой усредненное значение скорости продольных волн принималось постоянной. Для областей за пределами крайних пунктов взрывов скоростная модель дополнялась менее детальными данными по геотраверсу EU-3 [4], а области верхней мантии, не просвеченные данными ГСЗ, дополнялись путем формальной интерполяции результатов томографиче-

ских построений распределения скорости в литосфере Балтийского щита [25].

Термическая модель

Данные о поверхностном тепловом потоке собраны в полосе шириной 100 км вдоль всего геотраверса EU-3 [26], частью которого является профиль "Балтик" (рис. 3а). Создание комплексной термической модели коры и верхней мантии региона было начато с уточнения оценок мантийного теплового потока и величин теплогенерации пород коры региона. Исходя из обобщенных сейсмических данных (рис. 2), в разрезе коры выделены пять главных слоев: осадочный, гранитно-метаморфический, верхний и нижний отделы гранулит-базитового слоя и спорадически развитый переходный слой на границе коры с мантией, для которых были полученные обобщенные оценки коровой теплогенерации. Они составляют: 1.6 ± 0.5 мкВт/м³ для слоя осадочных пород, 1.0 ± 0.4 мкВт/м³ для пород гранитно-метаморфического слоя, 0.35 ± 0.15 мкВт/м³ для пород гранулит-базитового слоя и примерно 0.1 мкВт/м³ для пород переходного слоя. Характер теплогенерации в выделенных слоях коры, как и следовало ожидать, достаточно хорошо совпадает с результатами аналогичных региональных оценок для всего Балтийского щита [17]. Помимо этого была

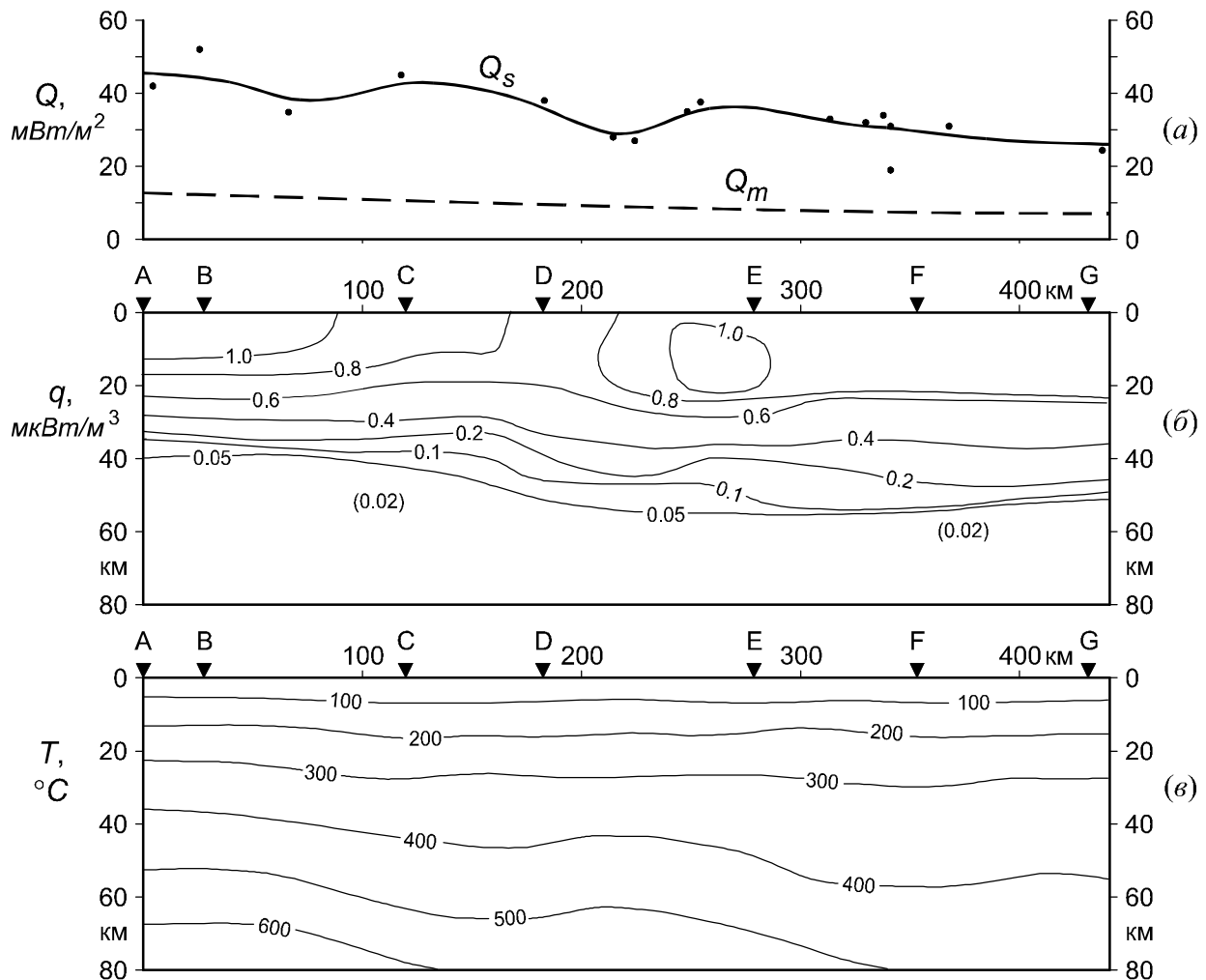


Рис. 3. Термическая модель коры и верхней мантии по профилю "Балтик": (а) - тепловой поток (Q_s - измеренный поверхностный поток и Q_m - оценка мантийного потока); (б) - модель теплогенерации; (в) - распределение температуры.

выполнена оценка величина мантийного потока вдоль линии профиля "Балтик", также показанная на рисунке 3-а. Величина мантийного теплотока изменяется от 13 мВт/м^2 в южной части профиля до 8 мВт/м^2 в северной его части. Указанные значения оценок теплогенерации и мантийного потока были взяты в качестве необходимого начального приближения при решении комплексной обратной задачи в форме (3), (7).

Собственно расчет двумерной термической модели по профилю "Балтик" выполнялся на регулярной сетке с шагом 10 км по горизонтали и 2 км по вертикали до глубины 80 км. Отметим, что в верхних слоях модели принимались известными значения теплопроводности и теплогенерации поверхностных пород по данным из [11, 15]. Необходимые значения весовой функции W_q , фигурирующие в функционале (7), выбирались на основании статистического анализа данных о связи скорости и теплогенерации типичных пород Балтийского щита [1, 17]. Нелинейная зависимость теплопроводности пород литосферы от температуры, на основании результатов [16, 17], бралась различной для диапазона умеренных и высоких температур. Влияние термо-

динамических условий на плотность и теплогенерацию пород принималось в форме (11) и (13).

Полученные в результате решения задачи (3), (7) величины теплогенерации в коре, а также распределение температуры по профилю "Балтик" до глубины 80 км показаны на рис. 3б,в. Точность расчетов термической модели согласуется с точностью измерений поверхностного теплового потока и составляет 4 мВт/м^2 . В разрезе коровой теплогенерации (рис. 3-б) достоверно выделяются три аномальных области с относительно повышенными и пониженными значениями теплогенерации в верхней части коры. Самая южная из них, с повышением величин теплогенерации до 1.2 мВт/м^3 , приурочена к Выборгскому массиву гранитов рапакиви (пункты взрыва А, В и С). Вторая, расположенная в районе пункта взрыва D, имеет пониженные значения теплогенерации пород верхней коры до 0.6 мВт/м^3 и приурочена к гнейсам зоны Тампере. Третья аномальная область, расположенная в районе пункта взрыва E на глубинах 4-20 км, характеризуется значением теплогенерации до 1.1 мВт/м^3 . В распределении температуры по профилю "Балтик" (рис. 3в) отмечается её значительный горизонтальный гради-

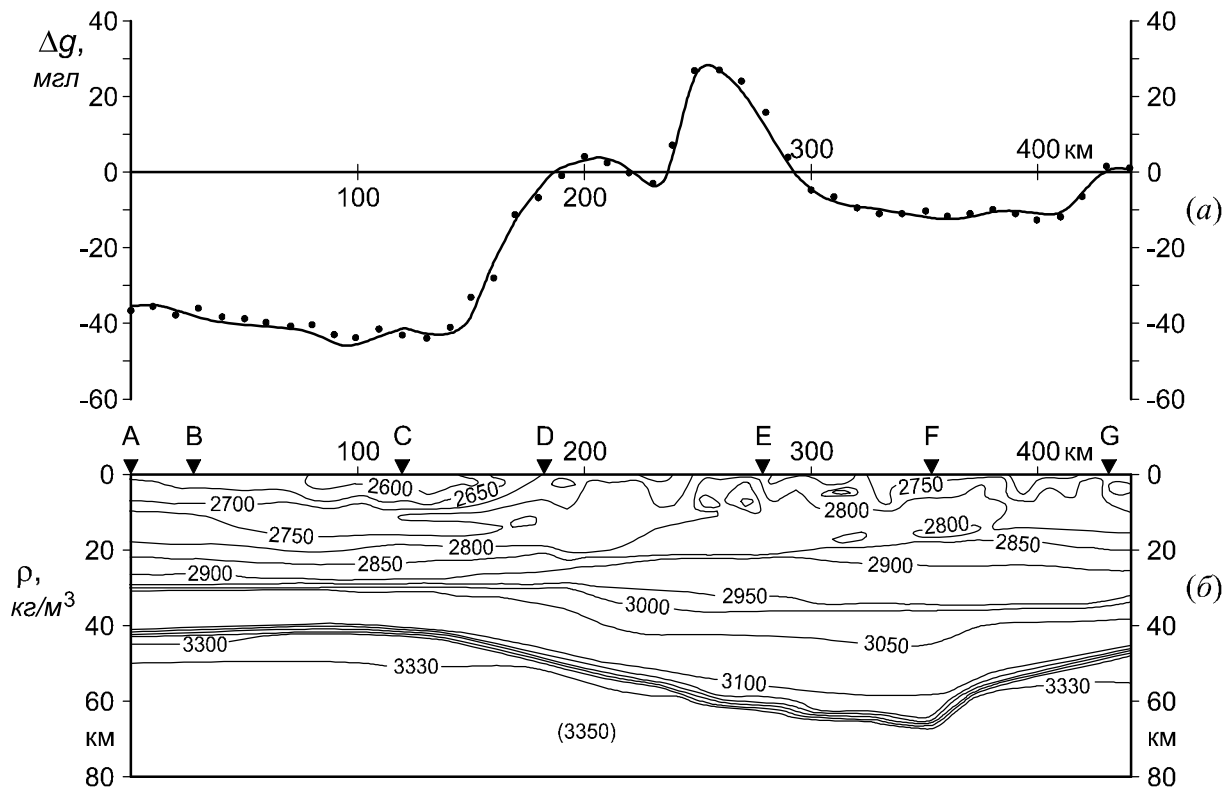


Рис. 4. Плотностная модель по профилю "Балтик": (а) - гравитационное поле (наблюденное и вычисленное); (б) - распределение плотности.

ент на нижних уровнях модели, что обусловлено общим понижением величин мантийного теплопотока на востоке Балтийского щита [13, 17].

Плотностная модель

Плотностная модель по профилю "Балтик" (рис. 4) строилась с учетом имеющейся сейсмической детализации в верхней части разреза коры. Решение обратной двумерной задачи гравиметрии осуществлялось в постановке (4), (8) на регулярной сетке с шагом 10 км по горизонтали и 2 км по вертикали до глубины 80 км. Взаимосвязь между скоростью и плотностью пород принимались в виде соотношений (1), а необходимые в процедуре (8) значения весовой функции W_p , выбирались на основании статистического анализа данных о связи скорости и плотности типичных пород Балтийского щита [1, 17]. Влияние термодинамических условий на скорость и плотность пород принималось в форме (10) и (11).

Для плотностного моделирования по профилю "Балтик" принималось во внимание геологическое строение нашего региона исследований. С этой целью по наблюдаемому гравитационному полю предварительно были получены стохастические оценки мощности верхнего гравиактивного слоя коры, величина которого изменяется от 3 до 11 км на различных участках профиля. В этой области верхней коры и в остальных, более глубоких частях коры, априорно принимались несколько отличные значения весовых функций W_p , используемые в процедуре решения (4) и (8) для перераспределения не

скомпенсированной аномальной плотности. Фактически это означало, что более высокочастотные локальные аномалии поля, выделенные с помощью дисперсионной фильтрации [27], перераспределялись в верхнюю часть коры, а региональная составляющая гравитационного поля - в область средней и нижней коры. Отметим, что для самого верхнего слоя модели плотность пород бралась по петрофизическим исследованиям [14] и модифицировалась в решении незначительно. Плотности пород в мантии принимались из нормальной модели ПМЗ-К [28] и практически модифицировалось очень незначительно.

Итоговое распределение плотности приведено на рис. 4 вместе с исходным полем Δg . Невязка поля для модели составляет ± 1.8 мгл, что примерно соответствует точность расчетов плотностной модели в $20 \div 30$ kg/m^3 . В разрезе верхней коры выявлены значительные по амплитуде локальные плотностные аномалии различного знака, которые обусловлены спецификой геологического строения. Так например, пониженными значениями плотности до 2570 kg/m^3 уверенно выделяется большой по размерам Выборгский массив, сложенный гранитами рапакиви. Причем, на глубинах $10 \div 15$ км под центральной частью этого массива отмечается повышение аномальной плотности до 2780 kg/m^3 . Далее на север по профилю, в районе пункта взрыва Е установлен ряд локальных аномалий повышенной плотности с амплитудой до 2950 kg/m^3 , которые пространственно связаны с комплексом основных интрузивных пород террейна Оутокумпу.

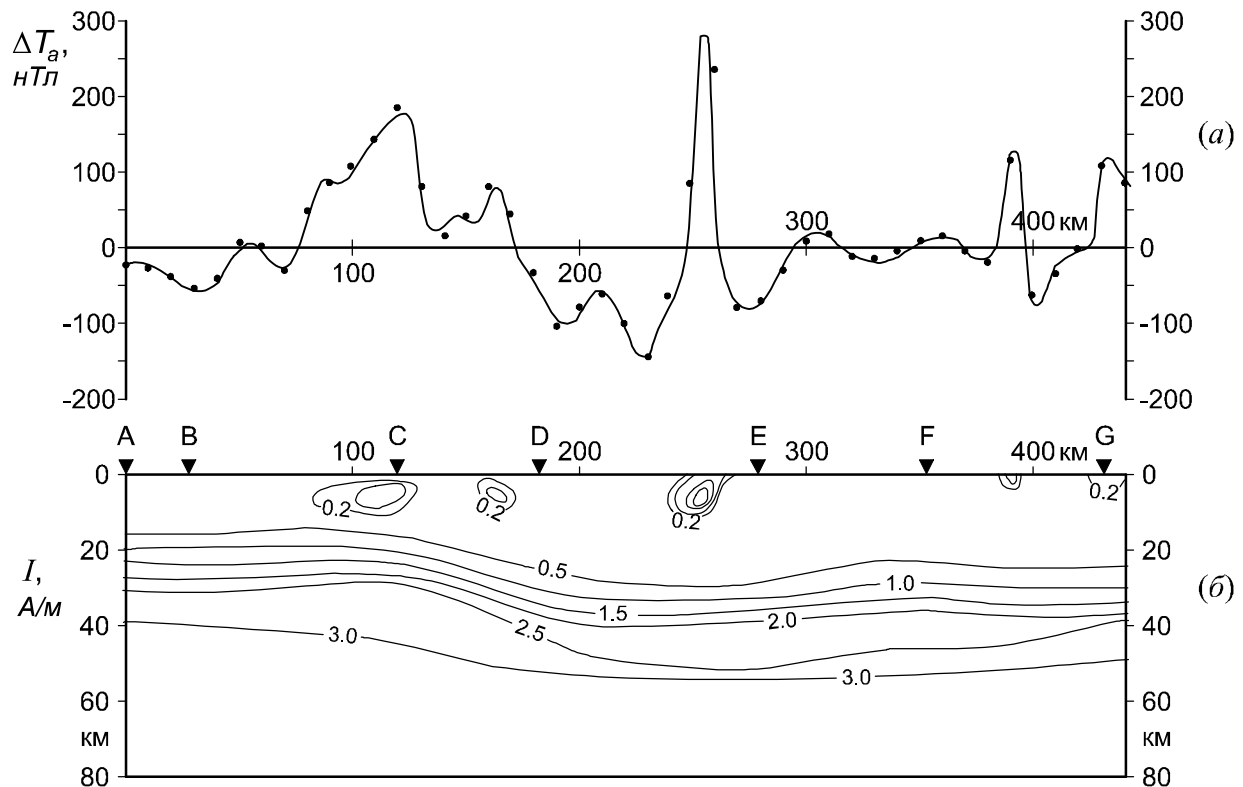


Рис. 5. Магнитная модель по профилю "Балтик": (а) - поле ΔT_a (наблюденное и вычисленное); (б) - распределение намагниченности.

В средней и нижней коре региона плотность, как это и следовало ожидать, подчиняется закономерностям, определяемым структурой исходного скоростного разреза. Для этих горизонтов коры уверенно отмечаются различия в строении между южной и северной частями профиля, выраженные в характере вертикального градиента плотности. Следует отметить, что не все внутрикоровые скоростные границы, существующие в исходной модели, являются такими же четкими плотностными границами, тем не менее данные плотностного моделирования позволяют наметить наиболее достоверные из этих границ.

Магнитная модель

Расчет намагниченности в коре и верхней мантии по профилю "Балтик" выполнялся на основе плотностной модели с учетом положения изотермы Кюри, следующей из данных термического моделирования. Решение двумерной обратной задачи для поля ΔT_a осуществлялось в постановке (5), (9) на регулярной сетке с шагом вычислений таким же, как и в плотностной модели: 10 км по горизонтали и 2 км по вертикали до глубины 80 км. Взаимосвязь между намагниченностью и плотностью пород принимались в виде соотношения (1), а необходимые в функционале (9) значения весовой функции перераспределения намагниченности W_I , принимались на основании статистического обобщения данных по поверхностным породам региона [29]. Влияние термодинамических условий на плотность пород бралось в форме (12), причем намагниченность ниже-

коровых и верхнемантийных пород, согласно [30], предполагалось не зависящей от РТ-условий вплоть до глубины изотермы Кюри.

На первой стадии создания магнитной модели для профиля была выполнена оценка мощности верхнего магнитоактивного слоя коры с использованием стохастических моделей континентальной коры [31]. Полученная мощность магнитоактивного на профиле "Балтик" варьирует в диапазоне от 3 до 13 км. В дальнейшем перераспределение намагниченности в процедуре решения обратной задачи осуществлялось только в этот верхний слой и в нижнюю часть коры. При этом локальные аномалии поля ΔT_a перераспределялись в область магнитоактивного слоя, а региональная составляющая поля - в область нижней коры. Отметим, что на поверхности намагниченность пород бралась по петрофизическим исследованиям [14] и почти не модифицировалась в процессе решения. Полученное распределение намагниченности приведено на рис. 5 вместе с исходным полем ΔT_a . Отметим, что невязка поля для итоговой модели составляет ± 16 нТл.

На профиле "Балтик" в верхних ярусах коры выявлены локальные магнитные объекты с повышенной намагниченностью. Часть из этих объектов выходит на дневную поверхность и отождествляется с известными поверхностными геологическими структурами. Это относится к локальным аномалиям намагниченности в районах пунктов взрывов Е и G. Два других значительных по амплитуде локальных источника магнитных аномалий, расположенных в районе пунктов взрыва С и D, - не выходят на днев-

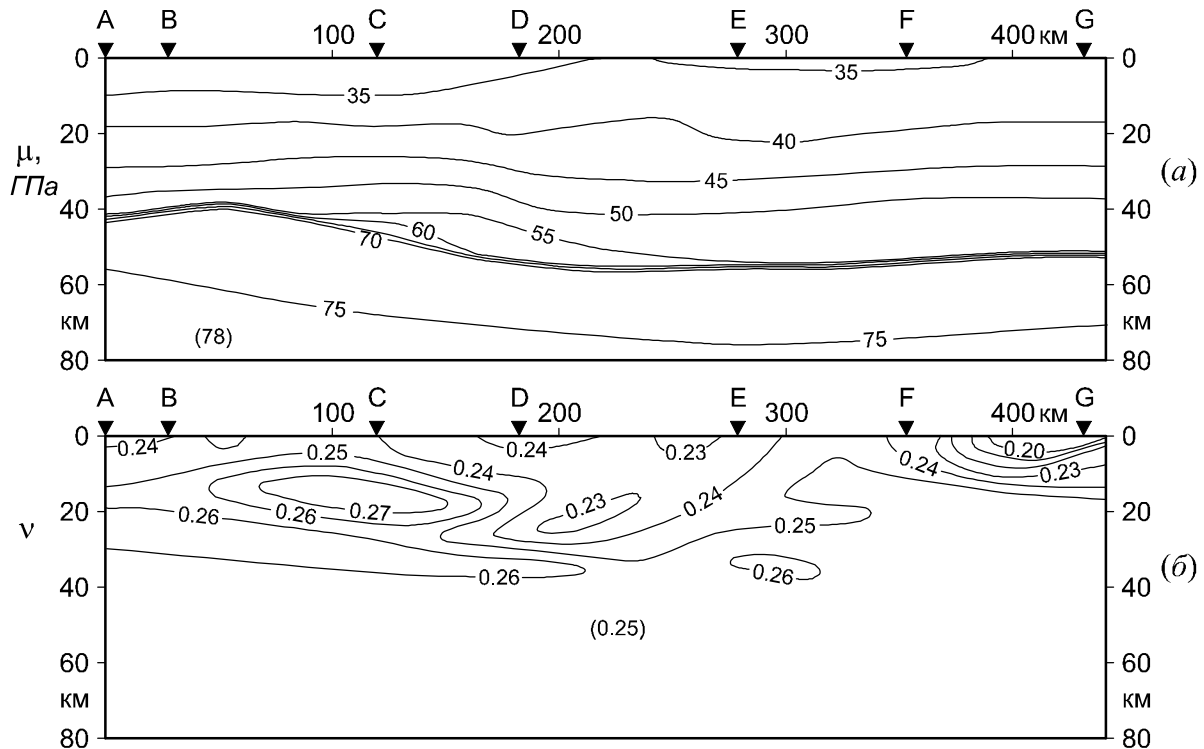


Рис. 6. Упругие характеристики пород литосферы по профилю "Балтик": (а) - модуль сдвига; (б) - коэффициент Пуассона.

ную поверхность. Природа этих объектов может быть условно объяснена развитием вторичных процессов перераспределения магнитных минералов при формировании значительного по размерам Выборгского массива посторогенных гранитов рапакиви [5]. Для средней и нижней коры в приведенной модели характерно общее возрастание намагниченности в соответствии с представлением, заложенными в начальное приближение на основании обобщенной магнитной модели земной коры по И.К. Пашкевич [30]. Следует отметить, что это именно модельные представления, модифицированные в процессе решения комплексной обратной задачи магнитометрии в соответствии с реальным магнитным полем на профиле. Более-менее однозначная геологическая трактовка высокой намагниченности пород нижней коры (рис. 5) пока не представляется возможной, особенно учитывая, что имеются и другие данные, свидетельствующие об отсутствии намагниченности на нижних горизонтах коры [32].

Упругая модель

Наличие детальных скоростных моделей V_p (рис. 2) и V_s [9] для сейсмических волн по профилю "Балтик", а также построенная плотностная модель среды (рис. 3), позволяют обратиться к расчету упругих констант пород коры и верхней мантии. Эти показатели пород можно рассматривать как некоторые комплексные параметры, в которых участвуют все три указанные модели. Расчет коэффициента Пуассона ν и модуля сдвига μ выполнялся по известным формулам [33] для узлов сетки, в которой

рассчитывались плотностная и скоростные модели среды. Разрезы по профилю "Балтик" для величин ν и μ приведены на рис. 6. Полученные значения упругих констант в целом хорошо согласуются с экспериментальными определениями для кристаллических горных пород [34]. В рамках модели идеально упругого тела характерной особенностью приведенных разрезов является аномальное повышение коэффициента Пуассона (рис. 6б) под Выборгским массивом гранитов рапакиви, в районе пункта взрыва С, на глубине 10÷20 км. На северной оконечности профиля, в районе пункта взрыва G, отмечается значимое понижение величины ν до 0.2 в самой верхней части разреза. Напротив, модуль сдвига μ (рис. 6-а) по всему приведенному разрезу ведет себя достаточно монотонно, показывая общее увеличение этого параметра с ростом глубины.

Расчет плотностной модели и определение упругих модулей среды по профилю "Балтик" позволяет перейти к оценкам распределения напряжений в коре и верхней мантии региона, порождаемых выявленными плотностными неоднородностями [20]. С целью проверки возможных геодинамических следствий из комплексных моделей, рассчитывались главные напряжения в литосфере и их сдвиговые компоненты. Решение прямой двухмерной задачи расчета напряжений выполнялось на основе метода граничных элементов [35] при известных значениях плотности и модулей упругости, заданных в узлах регулярной сетки с шагом 10 км по горизонтали и 2 км по вертикали до глубины 80 км. При расчетах естественно учитывалась также поверхностная нагрузка от топографических масс, заданных с

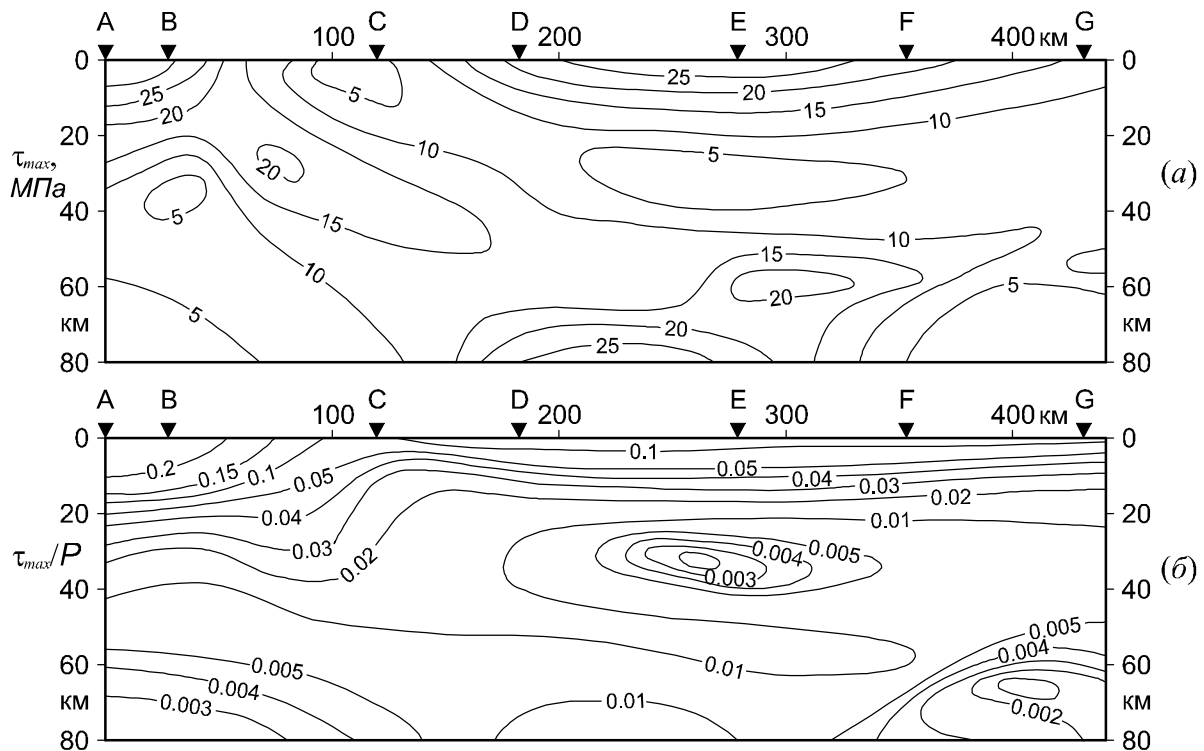


Рис. 7. Распределение напряжений в литосфере по профилю "Балтик": (а) - модуль сдвиговой компоненты; (б) - отношение сдвиговой компоненты к общему давлению.

переменной плотностью поверхностных пород, входящих на профиле. Результаты расчетов приведены на рис. 7а в виде изолиний модуля сдвиговой компоненты напряжений (максимальных касательных напряжений) и отношения абсолютной величины этой компоненты к общему давлению в среде (рис. 7б). Последний показатель, на качественном уровне, характеризует потенциальную способность геоматериала к разрушению [36].

Полученные в расчетах показатели напряженного состояния среды для профиля "Балтик" можно сопоставить с наблюдаемыми данными по проявлению современной геодинамической активности в регионе. Известно [37], что специфическая мелкофокусная внутрикоровая сейсмичность в районе профиля характеризуется глубинным положением очагов землетрясений в диапазонах 0÷17 км и 40÷55 км, причем в верхнем диапазоне сосредоточены до 70% всех проявлений современной сейсмичности. Расчетные данные по напряжениям (рис. 7-а) не противоречат этим наблюдениям и могут свидетельствовать о том, что природа напряженного состояния литосферы региона частично обусловлена ее плотностными неоднородностями. Область сейсмологической "тени" в диапазоне 20÷40 км также достаточно четко просматривается и на построенном разрезе отношений максимальных касательных напряжений к общему давлению в среде (рис. 7б). Приведенные выше результаты комплексного моделирования напряженного состояния коры и верхней мантии региона в общих чертах подтверждаются и более детальным геодинамическим моделированием по территории южной Финляндии [38, 39], выпол-

ненным с учетом изучения механизма очагов местных землетрясений.

Геолого-геофизическая модель

С юга на север профиль "Балтик" пересекает важнейшие тектонические элементы южной части Балтийского щита (террейны Скеллефте-Савонлинна, Оутокумпу и Кухмо), различающиеся по времени формирования континентальной коры и характеру её последующих преобразований. Построенные согласованные геофизические модели изучаемой среды по профилю позволили выявить пространственные соотношения между породами террейнов и подтвердить предположение о главенствующей роли субдукции при формировании разреза земной коры в восточном обрамлении Свекофеннской провинции [5]. Итоговая геолого-геофизическая модель коры вдоль профиля создавалась на основе приведенных выше результатов комплексной интерпретации и сведений о поверхностном геологическом строении изучаемой территории [40]. Модель коры, приведенная на рис. 8 в обобщенном виде, представляет авторскую версию разреза в терминах физических параметров среды. Некоторая геологическая трактовка этих физических неоднородностей разреза коры дается ниже.

Профиль начинается в пределах Выборгского массива рапакиви-гранитов, представляющего собой посторогенный (с возрастом 1.65÷1.63 млрд. лет [40]) лакколит с вертикальной мощностью достигающей в центре массива 8÷10 км. Разрез лакколита характеризуется несколько повышенными скоростями и присутствием множества второстепенных

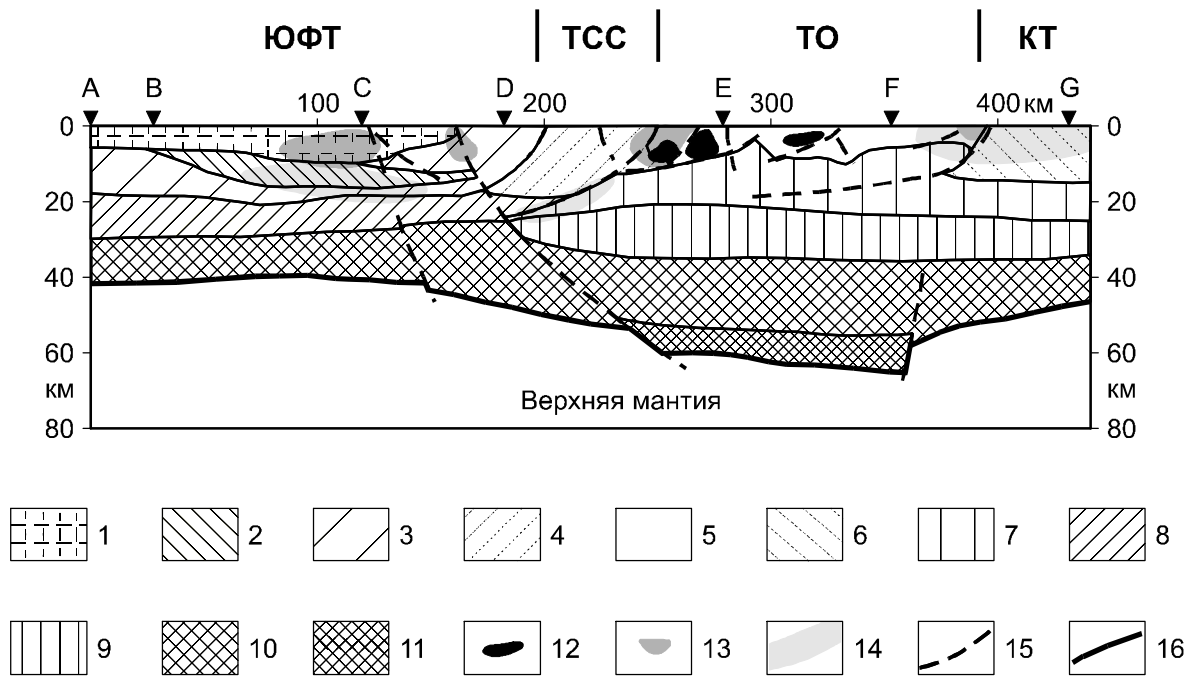


Рис. 8. Строение земной коры по профилю "Балтик". Террейны: ЮФТ - Южно-Финляндский террейн; ТСС - террейн Скеллефте-Савонлинна; ТО - террейн Оутокумпу; КТ - Кухмо террейн. 1 - граниты рапакиви; 2 - анортозиты; 3 - сланцы ЮФТ; 4 - сланцы и гранодиориты ТСС; 5 - сланцы и основные вулканиты ТО; 6 - тоналитовые гнейсы КТ; 7 - гранитогнейсовый фундамент КТ; 8 - средняя кора ЮФТ; 9 - средняя кора КТ; 10 - нижняя кора; 11 - переходный слой на границе кора-мантия; 12 - аномальные объекты с повышенной плотностью; 13 - аномальные магнитные объекты; 14 - аномалии коэффициента Пуассона; 15 - разломы; 16 - граница Мохо.

сейсмических границ, которые, вероятно, трассируют внутренние геологические границы интрузивных фаз. Под Выборгским лакколитом располагается меньшее по размерам тело с вертикальной мощностью около 3÷5 км, характеризующееся высокой скоростью продольных сейсмических и высоким значением коэффициента Пуассона (до 0.27) и высокими значениями отношения скорости продольных волн к скорости поперечных волн на (до 1.82, согласно результатам [41]). Данный объект вероятно может быть сформирован анортозитами и габбро, о чем свидетельствуют и некоторые петрологические наблюдения [40,41] на поверхности. Магнитный объект в районе пикетов 90÷120 км, располагающийся непосредственно над этим анортозитовым массивом, видимо, отвечает положению подводящего канала Выборгского лакколита. Еще один магнитный объект трассирует северный контакт гранитов рапакиви с вмещающими раннепротерозойскими сланцами Южно-Финляндского террейна с возрастом 1.96÷1.80 млрд. лет, которые реконструируются как андезит-дацитовые вулканиты и метаосадки (метатурбидиты), близкие по составу к типичной островодужной ассоциации [24, 40].

Раннепротерозойские сланцы террейна Скеллефте-Савонлинна с возрастом 1.96÷1.87 млрд. лет обладают вертикальной мощностью до 20 км, интенсивно метаморфизованы [40] и интродуцированы гранодиоритами с возрастными формированиями 1.90÷1.85 млрд. лет. Следует особо отметить, что примерно на границе между Южно-Финляндским террейном и террейном Скеллефте-Савонлинна меня-

ется характер региональных структур в средней и нижней коре. Поверхностные раннепротерозойские породы террейна Оутокумпу, представленные метаграувакками, сланцами, основными вулканитами и телами гипербазитов, рассматриваются в качестве офиолитовой ассоциации с возрастом около 1.96÷1.87 млрд. лет [40]. Около 1.9 млрд. лет назад этот комплекс был обдуцирован на край архейского Карельского континента (террейн Кухмо). Локальные неоднородности плотностной и магнитной модели, рассматриваемые здесь как проявления интрузивных образований различного масштаба, достоверно картируют тела ультраосновных интрузий в разрезе верхней коры. Развитие в центре этой области, в районе пикетов 250÷300 км, комплекса высокоплотных пород, выходящих на поверхность, предположительно связано с пологим листрическим разломом, проникающим в среднюю часть коры. В основании комплекса Оутокумпу, в эрозионных окнах его внутренних районов, наблюдается глубоко денудированные гранитогнейсовые архейские породы [40]. Такие типично надвиговые соотношения с эшелонированными плоскостями сместителей, выходящих с глубиной, достаточно надежно просматриваются в комплексной геолого-геофизической модели коры по профилю "Балтик" (рис. 8). В области максимального заглужения границы Мохо, под террейнами Скеллефте-Савонлинна и Оутокумпу, можно предположить существование остатков сдвоенности коры [42], выраженное в наличии мощного переходного слоя на границе с верхней мантией. Отметим, что существование такого слоя и

аналогичные его соотношения с суммарной мощностью земной коры выявлено и на геотраверсе "Свека" [24].

На самом северном своем отрезке профиль "Балтик" пересекает западную часть террейна Кухмо (Карельский континент), представленного архейскими тоналитами и тоналитовыми гнейсами, а также позднеархейскими осадочно-вулканогенными породами, слагающими зеленокаменные пояса. В целом поверхностные породы террейна характеризуются аномально низкими значениями коэффициента Пуассона и пониженными значениями плотности. Суммарная мощность этого комплекса достигает 15÷18 км. Тектоническая граница между террейнами Кухмо и Оутокумпу проявлена гравитационном и в магнитном поле как некоторый региональный объект повышенной плотности (квазиуступ) и локальный изолированный намагниченный объект собственно в зоне контакта. В пределах этого террейна намечаются подъем границы Мохо до глубины 36÷38 км к его центральной части и увеличение мощности верхнего и среднего слоев кристаллической коры при существенном сокращении мощности нижнекорового слоя.

В целом, приведенный комплексный геолого-геофизический разрез по профилю "Балтик" позволяет сделать следующие выводы:

1. Результаты геофизической интерпретации подтверждают существование значительных по размерам пологих надвигов в верхней части земной коры изученного региона. Такие эшелонированные надвиги имеют юго-юго-западное падение и достигают глубин 15÷20 км, на которых приобретают субгоризонтальную ориентировку. Развитие этой системы надвигов вероятно связано с закрытием Свекофеннского палеоокеана на рубеже 1.90÷1.87 млрд лет тому назад [7, 41], после завершения которого офиолитовая ассоциация террейна Оутокумпу была обдуцирована на архейские породы террейна Кухмо (Карельский континент). Современная вертикальная мощность пород офиолитовой ассоциации изменяется в достаточно широких пределах и составляет от 2÷3 до 8÷10 км на различных участках террейна Оутокумпу.

2. В нижней коре региона под террейнами Скелефте-Савонлинна и Оутокумпу отмечаются значительное возрастание суммарной мощности земной коры до 63÷65 км и развитие на границе корамантия специфического переходного слоя мощностью до 8÷10 км, который характеризуется повышенной плотностью пород и скоростью продольных сейсмических волн. Структурное положение этого переходного слоя в коре и характер выделенных глубинных тектонических нарушений позволяют предположить, что земная кора под террейнами Скелефте-Савонлинна и Оутокумпу, вероятно, была сдвоена [42] на стадии закрытия Свекофеннского палеоокеана [7].

Автор выражает признательность Г.Б. Скопенко, обеспечившей значительную часть вычислительной работы по комплексному геофизическому моделированию на профиле "Балтик", а также В.В. Балаганскому и А.Б. Раевскому за полезное обсуждение результатов работы.

Статья является вкладом в проект Европробы "Свекалапко".

ЛИТЕРАТУРА

1. Строение литосферы Балтийского щита / Ред. Н.В. Шаров. -М., 1993. -166 с.
2. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Ред. Ф.П. Митрофанов, Н.В. Шаров. -Апатиты, 1998. -Ч.1, 237 с. -Ч.2, 205 с.
3. Митрофанов Ф.П., Шаров Н.В., Глазнев В.Н., Загородный В.Г., Гаал Г., Горбачев Р., Корья А. Интерпретация строения земной коры по геотраверсу Печенга - Костомукша - Ловиса // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. - Апатиты, 1992. -С.16-24.
4. Чекунов А.В., Старостенко В.И., Красовский С.С. и др. Геотрансект Евро-3 // Геофизический журнал. - 1993. -Т.15, №2. -С. 3-32.
5. Mitrofanov F.P., Sharov N.V., Zagorodny V.G., Glaznev V.N., Korja A. Crustal structure of the Baltic shield along the Pechenga - Kostomuksha - Lovisa geotraverse // Int. Geol. Rev. -1998. -V. 40, №11. -P. 990-997.
6. Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precamb. Res. -1987. -V. 35, №1. -P.15-52.
7. Park A.F. Continental growth by accretion: A tectonostratigraphic terrane analysis of the evolution of the western and central Baltic Shield, 2.50 to 1.75 Ga // Geol. Soc. Am. Bull. -1991. -V. 103, №4. -P. 522-537.
8. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: анализ тектоно-стратиграфических террейнов // Геотектоника. -1998. -№2. -С. 16-28.
9. Luosto U., Tiira T., Korhonen H., Azbel I., Burmin V., Buyanov A., Kosminskaya I., Ionkis V., Sharov N. Crustal and upper mantle structure along DSS Baltic profile in SE Finland // Geophys. J. Int. -1990. -V.101, №1. -P. 89-110.
10. Korhonen J., Koistinen T., Elo S et all. Preliminary magnetic and gravity anomaly map of the Fennoscandian Shield 1:10000000 // Geol. Surv. Finl., Special paper. - 1999. -№27. -P.173-179.
11. Kukkonen I.T. Terrestrial heat flow and radiogenetic heat production in Finland, the central Baltic Shield // Tectonophysics. -1989. -V. 164, №1. -P. 219-230.
12. Cermak V., Balling N., Kukkonen I., Zui V.I. Heat flow in the Baltic Shield - results of the lithospheric geothermal modelling // Precamb. Res. -1993. -V. 64, №1-2. -P. 53-67.
13. Kukkonen I.T., Joeleht A. Geothermal modelling of the lithosphere in the central Baltic Shield and its southern slope. -Tectonophysics. -1996. -V. 255, №1-2. -P. 25-45.
14. Korhonen J.V., Saavuori H., Kivekas L. Petrophysics in the crustal model program of Finland // Geol. Surv. Finl., Special paper 23. -1997. -P. 157-173.
15. Kukkonen I.T. Heat production map of northern and central part of the Fennoscandian Shield based on geochemical surveys of heat producing elements // Tectonophysics. -1993. -V. 225, №1-2. -P. 3-14.

16. Seipold U. The variation of thermal transport properties in the Earth's crust // *J. of Geodyn.* –1995. -V. 20, №2. - P.145-154.
17. Glaznev V.N., Raevsky A.B., Skopenko G.B. A three-dimensional integrated density and thermal model of the Fennoscandian lithosphere // *Tectonophysics.* –1996. -V. 258, №1-4. -P. 15-33.
18. Глазнев В.Н. Об одном подходе к построению согласованной модели земной коры // *Изучение литосферы геофизическими методами (электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация).* -Киев, 1987. - С. 228-235.
19. Буянов А.Ф., Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Скопенко Г.Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмологии и геотермии // *Геофизический журнал.* - 1989. -№ 2. -С. 30-39.
20. Glaznev V., Skopenko G., Smoliyninova K., Lyahovskiy V. Complex geophysical model of the crust for the Baltic profile // *Structure and dynamics of the Fennoscandian lithosphere.* Institute of seismology University of Helsinki. Report S-25. –1991. -Helsinki, Finland. -P. 107-113.
21. Страхов В.Н., Романюк Т.В. Методика нахождения распределения плотности в коры и верхней мантии Земли по данным ГСЗ и гравиметрии // *Изучение литосферы геофизическими методами (электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация).* -Киев, 1987. -С.165-200.
22. Страхов В.Н. О решении линейных обратных задач гравиметрии и магнитометрии // *Докл. АН СССР.* – 1990. -Т. 311, № 6. -С. 1348-1352.
23. Голиздра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. -М., 1988. -212 с.
24. Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P and GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA transect: structure and evolution of the continental crust in the paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // *Int. Geol. Rev.* -1999. -V. 41, №3. -P. 287-333.
25. Bannister S.C., Ruud B.O., Husebye E.S. Tomographic estimates of sub-Moho seismic velocities in Fennoscandia and structural implications // *Tectonophysics.* –1991. -V. 189, №1-4. -P.37-53.
26. Глазнев В.Н., Скопенко Г.Б. Термическая модель литосферы вдоль Европейского Геотрансекта 3 // *Геотермические модели геологических структур.* -СП-б., 1991. -С. 25-31.
27. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. -М., 1986. -342 с.
28. Картвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. -М., 1983. -93 с.
29. Henkel H. Standard diagrams of magnetic properties and density - a tool for understanding magnetic petrology // *J. Appl. Geophys.* –1994. -V. 32, №1. -P. 43-53.
30. Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И., Елисеева С.И., Мозговая А.П., Таращан С.А. Магнитная модель литосферы Европы. -Киев, 1990. -168 с.
31. Глазнев В.Н., Филагова В.Т. Распределение источников магнитного поля в верхней части земной коры Кольского полуострова // *Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей.* -Киев, 1984. -С. 96-103.
32. Максимочкин В.И. Особенности магнитных свойств горных пород при повышенных давлении и температуре и модель магнитоактивного слоя земной коры: Автореф. дис. ... д.ф.-м.н. -М., 1996. -31 с.
33. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. - М., 1983. -415 с.
34. Физические свойства пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика / Ред. Н.Б. Дортман. -М., 1984. -455 с.
35. Бенерджи П., Баттерфильд Р. Методы граничных элементов в прикладных науках. -М., 1984. -494 с.
36. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. - М., 1996. -447 с.
37. Gregersen S., Korhonen H., Husebye E.S. Fennoscandian dynamics: present-day earthquake activity // *Tectonophysics.* –1991. -V. 189, №1-4. -P. 333-344.
38. Moisisio K. Rheological properties along the DSS profile Sveka // *SVEKALAPKO Europrobe Project. 3^d Workshop Abstracts.* -Repino, Russia, 1998. -P.47.
39. Glaznev V.N., Raevsky A.B. Rheology of the Fennoscandian lower crust derived from the 3D thermal and density modelling // *SVEKALAPKO Europrobe Project. 4th Workshop Abstracts.* -Lammi, Finland, 1999. -P. 24.
40. Map of the Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area, 1:1000000. Ed.: Koistinen T. *Geol. Surv. Finl.* -Espoo, 1994.
41. Korja A., Korja T., Luosto U., Heikkinen P. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield - implications for Precambrian crustal evolution // *Tectonophysics.* –1993. -V. 219, №1. -P. 129-152.
42. Continental lower crust / Eds. D.M. Fountain, R. Arculus, R.W. Kay. -Amsterdam, 1992. -462 p.