

УДК 550.831 : 551.24

*М. Л. Красный, В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев***ОПТИМАЛЬНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ
ВДОЛЬ ГЕОТРАВЕРСА О. САХАЛИН — О. ИТУРУП — ТИХИЙ ОКЕАН**

Рассматриваются вопросы плотностного моделирования вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан до глубин 300 км. Применена программная реализация нового метода решения обратной задачи гравиметрии, основанного на приемах линейного квад-

Профиль шельф о. Сахалин — Охотоморская глубоководная котловина — Курильская островная дуга (траверс о. Итуруп) — Курило-Камчатский глубоководный желоб — краевой океанический вал Хоккайдо является в настоящее время наиболее изученным геолого-геофизическими методами в пределах Тихоокеанской переходной зоны (зона сочленения океан — континент).

Первые исследования вдоль этого профиля проводились в 1957—1958 гг. в период Международного геофизического года. Это — сейсмические зондирования методом ГСЗ, маятниковые гравиметрические измерения, аэромагнитная съемка и т. д. С тех пор накопление геолого-геофизической информации вдоль профиля продолжалось в основном работами ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, где были выполнены следующие исследования: непрерывные гидромагнитные и гравиметрические, сейсмические методами ГСЗ, МОВ, КМПВ, МОВ ОГТ, НСП, МОВЗ, теплового потока, электромагнитные, драгирование дна. Результаты их известны и сведены в обобщающих работах [10, 12, 13, 17, 18, 22, 24, 33, 34]. Конечно, по мере накопления материала проводилось и геофизическое моделирование земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса [1, 2, 6, 7, 13, 15, 30, 32 и т. д.].

Еще в самых ранних работах [6] было отмечено, что гравитационное поле вдоль геотраверса трудно объяснить только неоднородностями земной коры, вариациями ее мощности и состава. В связи с этим в сферу моделирования пришлось включить более глубинные объемы верхней мантии под корой [1, 7, 30, 37].

Выделяемая здесь исключения гравитационного влияния земной коры так называемая мантийная аномалия с амплитудой до не-

ратичного программирования. Полученная оптимальная плотностная структура тектоносферы вдоль геотраверса хорошо увязывается с геодинамической концепцией Е. В. Артющкова.

скольких сотен миллигал на порядок превышает возможные ошибки определения поля и априорного задания плотностей [1, 37]. Таким образом, мантийная аномалия свидетельствует о существенной разнородности верхней мантии, которая ранее считалась более или менее однородной.

Из сказанного видно, насколько важно при моделировании априорное знание о строении не только земной коры, но и верхней мантии. Сведения о строении последней в основном дают сейсмологические исследования, а также отчасти электромагнитные и тепловые. Действительно, сейсмологические исследования последних лет [4, 21, 31, 41, 43] показали, что верхняя мантия Тихоокеанской переходной зоны имеет сложное слоисто-блоковое строение. Различия в представлениях сейсмологов относительно строения верхней мантии заключаются в разной сложности ее устройства. Однако исследователи выделяют так или иначе континентальный, переходный и океанический блоки верхней мантии. Конечно, указанные горизонтальные неоднородности верхней мантии должны находить свое отражение и в гравитационном поле. Верно и обратное: только по гравитационному полю можно предположить факт латеральной разнородности верхней мантии в полосе геотраверса [1, 2, 6].

Попытка плотностного моделирования тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан, предпринятая в данной работе, вызвана в основном следующим: 1) уточнение строения верхов земной коры и тонкой структуры верхней мантии непосредственно под корой, выполненное в последнее время сейсмическими методами [24], 2) применение программной реализации нового метода решения обратной задачи гравимет-

рии, основанного на алгоритмах квадратичного программирования и впервые примененного авторами для длинных профилей на примере геотраверсов Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы, Камчатка — Тихий океан [11, 16, 19], 3) уточнение распределения гравитационного поля вдоль геотраверса (повторные непрерывные морские измерения и исследования на островах).

Априорная сейсмическая модель тектоносферы представлена на рис. 1. Разрез земной коры взят по [24], сейсмический разрез верхней мантии до глубины 300 км — по [31].

Следует отметить, что модель представлена осредненными (в достаточно широкой полосе) значениями параметров сейсмических волн, тогда как детальные сейсмологические исследования указывают на мозаичную структуру верхней мантии переходной зоны [21, 31]. Гравитационный эффект плотностных неоднородностей, располагающихся на больших глубинах (50—300 км), формирует в основном длинноволновую составляющую гравитационного поля, а эффект мозаичной структуры либо не выражается (вследствие большого удаления от дневной поверхности) в гравитационном поле вообще, либо взаимосоключается (неоднородности различных знаков). В априорную модель авторами включена осредненная сейсмологическая модель верхней мантии, отражающая генеральные черты ее структуры.

Используя зависимости скорость распространения сейсмических волн — плотность [5, 8, 20, 40], априорная сейсмическая модель (см. рис. 1) была перестроена в априорную плотностную (рис. 2). Расчеты для глубин менее 50 км проводились по формуле Нейфа-Дрейка [40], более 50 км — по формулам Воларовича и Красовского, дающим для больших глубин сходные результаты. На априорном плотностном разрезе нанесены также глубинное распределение температур и положение кровли астеносферы по электромагнитным данным.

Вследствие того, что верхняя часть разреза земной коры, показанная на рис. 2 кривой штриховкой, исследована сейсмическими методами [24] с той степенью детальности, которая авторами не может быть уточнена, гравитационное влияние этой части коры и воды из наблюдаемого поля и из дальнейшего моделирования исключено. На рис. 3 представлены априорная плотностная модель слоя морской воды и верхней части земной коры и их гравитационные влияния.

Для дальнейшего решения обратной задачи гравиметрии априорная плотностная модель была разбита на многоугольники, априорные плотности в пределах которых уточнялись в процессе решения. Это проведено с учетом следующих положений: 1) число многоугольников

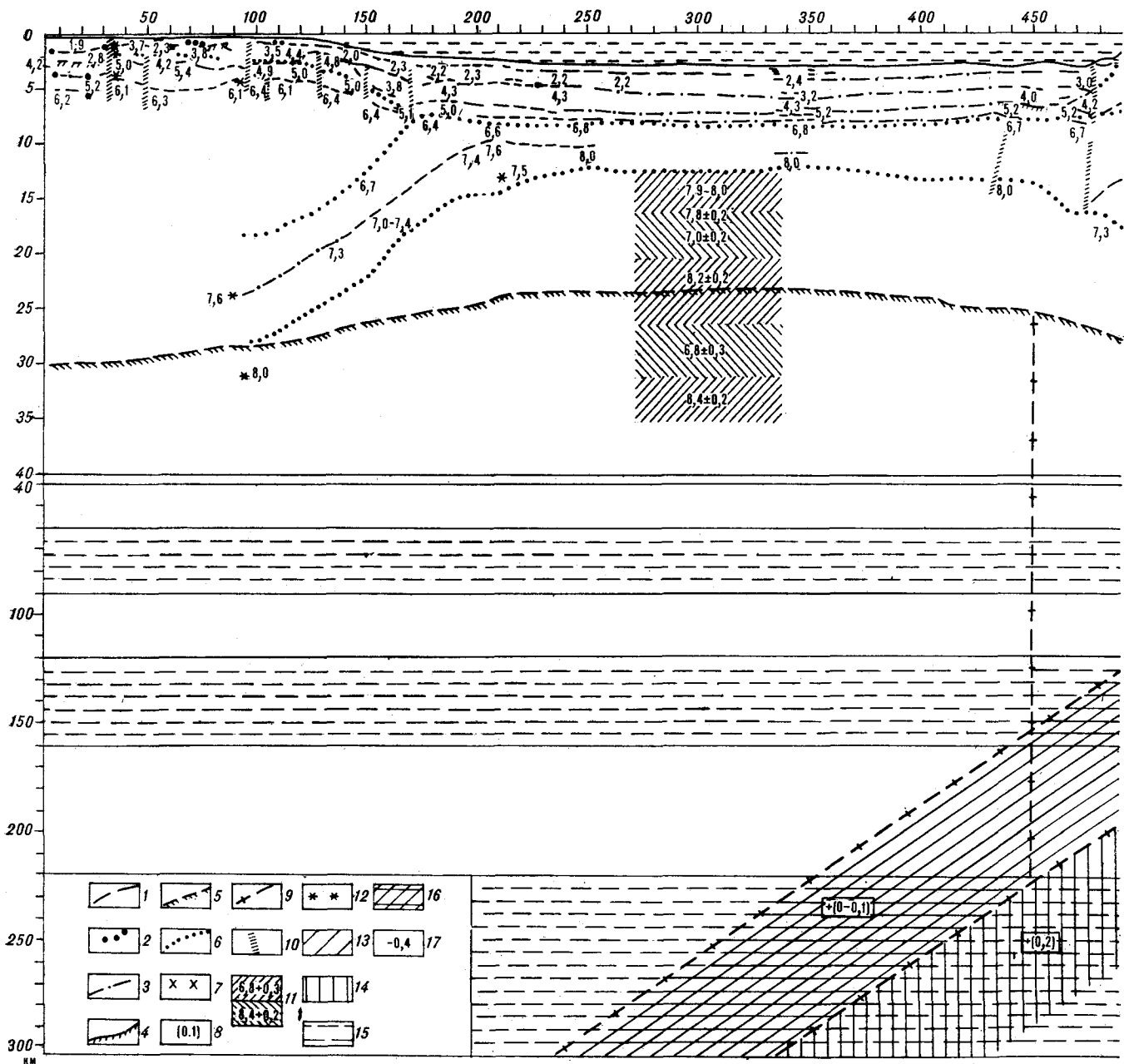
не должно превышать $2/3$ от количества точек измерений вдоль профиля, 2) вертикальные линии разбиения должны как можно более точно разбивать гравитационную кривую на характерные (отражающие основные особенности поля) участки, 3) вследствие того, что в случае решения обратной задачи в линейной постановке геометрия разреза будет закреплена, разбиение на многоугольники должно в той или иной мере учитывать предполагаемые геологические результаты и так называемый «интуитивный фактор» интерпретатора, 4) многоугольники разбиения должны быть соразмерны и в достаточной мере равномерно покрывать весь разрез тектоносферы. Равномерное покрытие важно для выявления таких плотностных неоднородностей, которые априорно (ни из геологических соображений, ни интуитивно) невозможно предположить.

Подобная ситуация описывалась авторами ранее на примере геотраверса Камчатка — Тихий океан, где вокруг уплотненной сейсмофокальной зоны (в подастеносферном слое) совершенно неожиданно выделился разуплотненный объем [19]. Опыт работы с этим геотраверсом учтен при разбиении априорной модели геотраверса на многоугольники в области сейсмофокальной зоны и прилегающих к ней объемов верхней мантии.

Сформулируем задачу исследований в рамках теории математических моделей интерпретации В. И. Старостенко [27] как задачу современного понимания метода подбора [29].

Априорный плотностный разрез (см. рис. 2) построен на глубину 300 км, по латерали — на 1000 км. Таким образом, геотраверс включает все основные элементы переходной зоны от континента к океану: окраинное море, островную дугу, глубоководный желоб, внешний океанический вал. Геотраверс ориентирован субперпендикулярно рассматриваемой системе, имеет выход на континентальный и океанический геоблоки первого порядка, что обеспечивает наибольшую информативность такого рода моделей [23]. Глубина исследований определена как ограниченностью интервала гравиметрических наблюдений, так и наличием экспериментальной геофизической информации, которую авторы старались отделить от концептуальных (гипотетических) предположений.

Интервалы абсолютных значений плотности (см. рис. 2) приняты в соответствии с максимальными «разбросами» их из петрофизических зависимостей плотность — скорость, плотность — удельная теплопроводность и т. д. В итоге интервал возможных вариаций плотностей принят $\pm 0,20$ г/см³. Первоначальная геометрическая аппроксимация разреза представлена на рис. 2 и отвечает данным сейсмологии, геоэлектрики и геотермии.



Последующая детализация геометрической аппроксимации (рис. 4) предоставляет возможность проявиться неизвестным ранее по экспериментальным данным деталям и особенностям плотностного разреза, если таковые имеются. Необходимо отметить, что такой подход часто используется французскими геофизиками [36, 39, 42].

Кл. Сафон с соавторами [42] дают пояснения вводимому понятию «насыщение анализа». Когда имеет место «насыщение», то больше физической информации о возможной локали-

зации массы не появится, если просто продолжать деление разреза. Они использовали этот критерий для определения размера (X_n, Z_n) элементарного аппроксимирующего элемента. В своих исследованиях эти авторы обычно принимают его для всех элементов равным расстоянию между гравиметрическими станциями; такой выбор означает, что они пытаются найти данные о плотности блока, размеры которого равны расстояниям между станциями или превышают их.

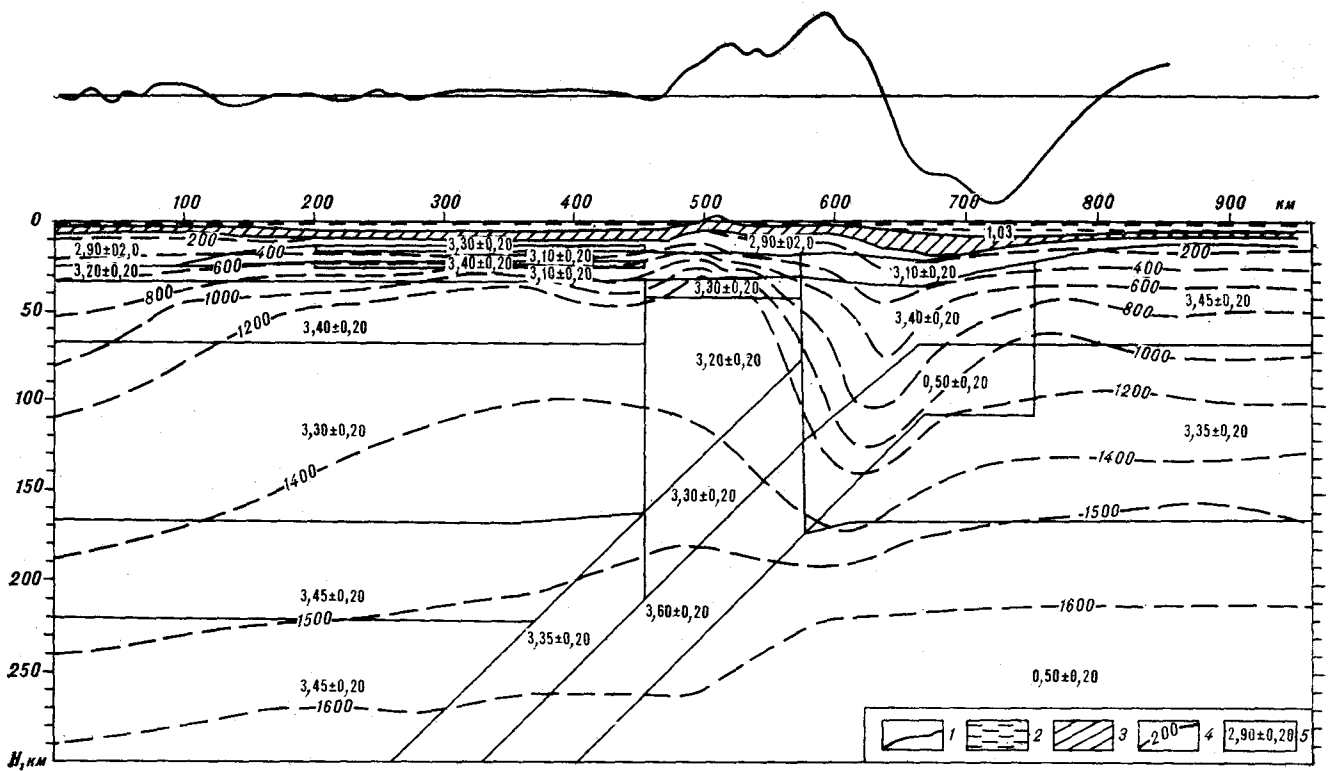


Рис. 2. Априорная плотностная модель по геотраверсу о. Сахалин — Тихий океан.

1 — наблюдаемая кривая аномалии силы тяжести в редукции Фая; 2 — слой воды; 3 — объем верхней части земной коры, гравитационный эффект от которого исключается из наблюдаемого поля; 4 — изотермы ($^{\circ}\text{C}$); 5 — априорные плотности ($\text{г}/\text{см}^3$) и их возможные пределы изменения. (Цифру внизу справа $0,50 \pm 0,20$ читай $3,50 \pm 0,20$.)

В методах, описанных в [36, 39, 42], геометрия аппроксимирующего элемента предельно проста и постоянна, поэтому используется большое число переменных, которые являются только плотностями, чтобы скомпенсировать «жесткость» геометрии.

Учитывая сказанное, при окончательной аппроксимации исходного разреза (см. рис. 4) авторы создали условие: X_n и $Z_n = 2,5 - 5,0$ км. В то же время, чтобы сократить число неизвестных, они, как правило, увеличивали размеры элементов с глубиной, так как разрешающая способность в этом направлении уменьшается. В правомерности такого синтезированного подхода авторы убедились на имитационной модели. Конечно, это разбиение разреза на элементы выполнено и с учетом структуры поля вдоль геотраверса.

В итоге исходный разрез представлен 197 элементарными блоками с заданными в них априорными плотностями. Краевое наращивание разреза со стороны континента выполнено с учетом известной как по глубине, так и по латерали плотностной структуры, с океанической стороны — субгоризонтальными однородными слоями.

Гравиметрические наблюдения на всем протяжении геотраверса представлены в редукции

Фая с обобщенной погрешностью ± 5 мГл. Исходная дискретность наблюдений — 2,0 км. После испытания модели при различных наборах данных окончательно принят шаг дискретизации: 2,5—5,0 км. Это составило 257 гравиметрических определений.

На имитационных моделях установлено, что важное значение для надежности решения имеют измерения за пределами интерпретируемой части плотностного разреза (так называемый «хвост аномалии»). Однако для реальной модели «хвост аномалии» в процесс моделирования включить не удается. Это было показано на примере геотраверса Камчатка — Императорские горы [19].

По известной топографии морского дна вычислен гравитационный эффект слоя воды ($\sigma = 1,03 \text{ г}/\text{см}^3$) и исключен из аномалии Фая (см. рис. 3). Далее рассчитан гравитационный эффект верхней части земной коры (см. рис. 1—3) (зачерченный слой) и также исключен из наблюдений (см. рис. 4). Ошибка такого расчета, учитывая «разброс» зависимости плотность — скорость, оценивается ± 12 мГл. Таким образом, ошибка остаточного поля оценивается ± 13 мГл. Обратная задача решалась относительно остаточного поля для разреза коры и верхней мантии ниже зачерченного слоя, т. е.

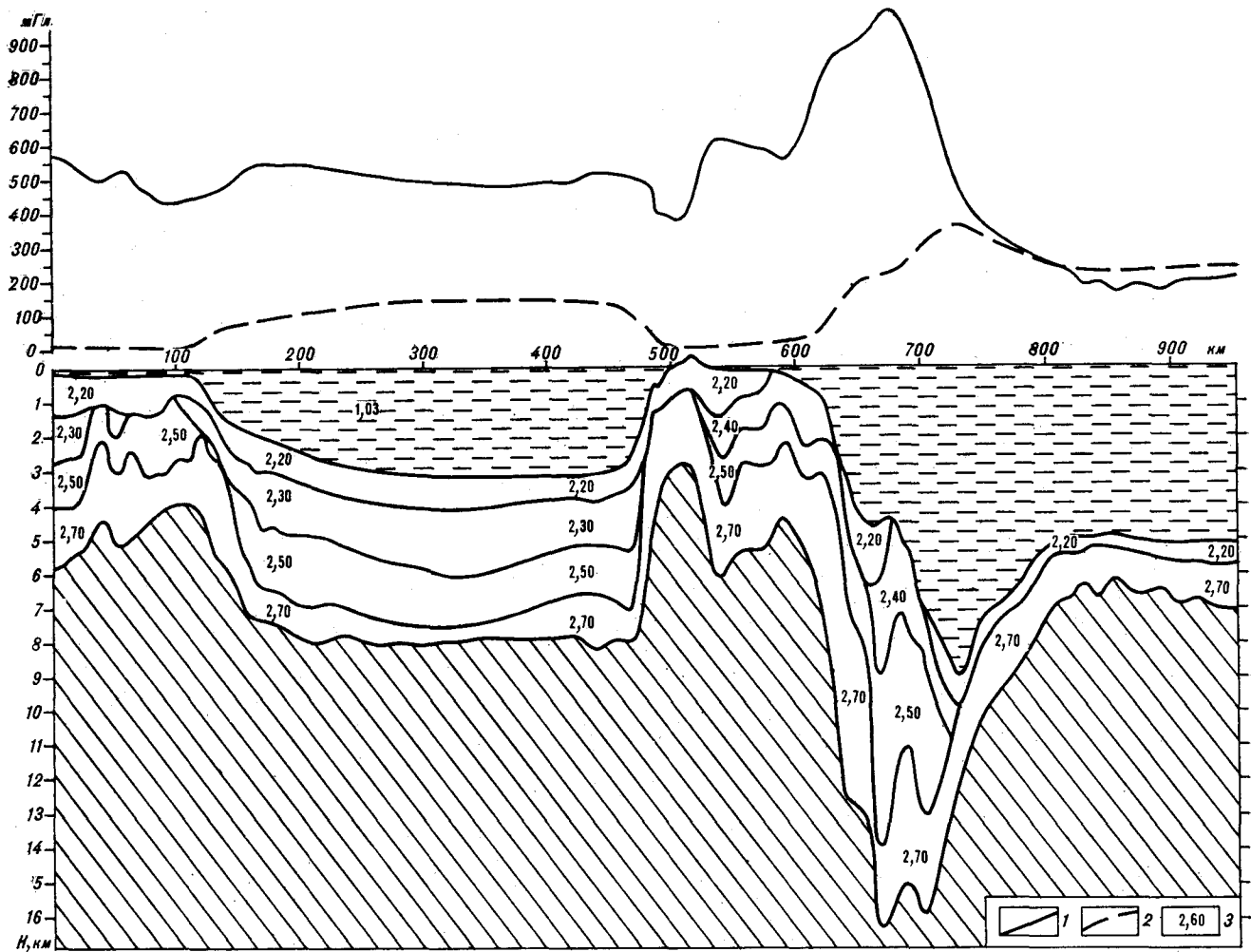


Рис. 3. Плотностная модель верхней части земной коры, гравитационный эффект которой исключен из наблюдаемого поля.

1—2 — гравитационный эффект от: 1 — верхней части земной коры, 2 — слоя воды; 3 — принятые плотности (г/см³).

от 4—15 до 300 км на глубину (см. рис. 4). Используя подход, описанный в [11], априорно оценены расчетный уровень поля (+40 243 мГл с возможной ошибкой ±200 мГл) и наклонная составляющая регионального фона (-0,25 мГл/км с возможной ошибкой ±0,25 мГл/км).

Математическая модель геотраверса представляется в виде системы линейных уравнений [27]

$$\sum_{j=1}^N A_{ij} S_j + \sum_{\tau=0}^n P_{i\tau} l_i^\tau = V_{zi}, \quad i = \overline{1, M}, \quad (1)$$

а также системы двухсторонних линейных неравенств

$$S_j^{(H)} \leq S_j \leq S_j^{(B)}, \quad j = \overline{1, N}, \quad (2)$$

$$P_\tau^{(H)} \leq P_\tau \leq P_\tau^{(B)}, \quad \tau = \overline{1, n}, \quad (3)$$

где N , S_j — количество и плотность аппроксими-

мирующих элементов разреза соответственно, A_{ij} — гравитационное влияние i -го элемента с единичной плотностью на j -ю гравиметрическую станцию на профиле, n — степень полинома, аппроксимирующего региональный фон, P_τ — коэффициенты полинома, l_i^τ — линейная координата по профилю, V_{zi} — наблюдаемое поле в M гравиметрических станциях на профиле, $S_j^{(H)}$, $S_j^{(B)}$ и $P_\tau^{(H)}$, $P_\tau^{(B)}$ — соответственно нижнее и верхнее предельные значения плотностей и коэффициентов полинома.

Необходимо найти такие плотности и коэффициенты P полинома, аппроксимирующего региональный фон, чтобы они удовлетворяли неравенствам (2) и (3) и при этом левые и правые части уравнений (1) в определенном смысле совпадали. Такая задача относится к классу линейных задач гравиметрии [27]. Понимание линейной задачи в этом контексте в настоящее время стало общепринятым [29]. Следуя

Рис. 4. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии по геотраверсу о. Сахалин — Тихий океан.

1 — кривая гравитационного поля в редукции Фая после исключения эффекта верхней части земной коры и слоя воды; 2 — расчетная кривая гравитационного поля от расчетного плотностного разреза; 3 — слой воды; 4 — верхняя часть земной коры; 5 — плотности (г/см^3): в знаменателе априорные, в числителе расчетные.

В. И. Старостенко, задача (1) — (3) сводится к задаче квадратичного программирования.

Итак, необходимо найти некоторое приближение к решению системы

$$\sum_{j=1}^n a_{ij}x_j = b_i, \quad i = \overline{1, m}, \quad m > n \quad (4)$$

при условии выполнения ограничений

$$x_j^{(н)} \leq x_j \leq x_j^{(в)}, \quad j = \overline{1, n}, \quad (5)$$

где n — количество неизвестных, m — число наблюдений поля, a_{ij} — элементы оператора A , описывающего геометрию разреза, b_i — наблюдаемые величины поля, содержащие погрешность среднеквадратической меры E , x_j — искоемые значения, $x_j^{(н)}$ и $x_j^{(в)}$ — соответственно нижние и верхние возможные значения неизвестных.

Далее задача формируется в виде, который обеспечивает ей устойчивое решение, т. е. минимизируется квадратичный регулирующий функционал на множестве точек

$$f(x) = \|Ax - b\|^2 + \alpha_p \|x - x_0\|^2, \quad (6)$$

$$x^{(н)} \leq x \leq x^{(в)}, \quad (7)$$

где α_p — параметр регуляризации, по А. Н. Тихонову, x_0 — априорное приближение искомого решения.

Гравитационное влияние аппроксимирующего элемента единичной плотности A_{ij} описывается аналитически для однородной призмы с сечением в виде трапеции. Задача решается в рамках *двумерной модели* геотраверса. Это вполне оправдано, так как характерные черты рассматриваемых геологических структур — планетарность и *линейность* [23], а геотраверс ориентирован вкост их простирания. Условная минимизация (оптимизация) квадратичного функционала (модели) выполняется методом сопряженных градиентов в обобщении В. И. Старостенко [27]. Возможности этой реализации показаны авторами в [11, 16, 19, 38]. Однако учитывая характер настоящей задачи, размерность которой $n = 199$, целесообразно подробнее остановиться на методе решения.

Насколько известно, задача такой размерности решается впервые. В своей обобщающей статье о решении обратной задачи гравиметрии В. И. Старостенко и А. Н. Заворотько [28] при-

водят пример линейной задачи, где определению подлежат 64 неизвестных. При погрешности поля $\pm 0,277$ мГл ошибка решения составила $\pm 0,16$ г/см³. Авторы пишут, что задача относится к числу очень трудных, а полученные результаты следует признать удовлетворительными. Необходимо отметить, что эта задача решалась в постановке (6), но как задача безусловной минимизации, т. е. без ограничений (7).

Итак, особенности реализации и свойства применяемого авторами метода сводятся к следующему.

1. Наложение ограничений (7) выполняется формированием множества индексов из номеров неравенств и проверкой на *каждой* итерации принадлежности *каждой* компоненты предельным ограничениям. Учитываются не только переход некоторых неравенств в равенства, но и тенденции нарушить неравенства. Здесь удалось реализовать наиболее сложный алгоритм формирования множества индексов, конечная часть которого имеет теоретическое обоснование [27].

2. Известно, что для выбора регуляризованного приближения следует отдавать предпочтение критерию «невязки» как более алгоритмичному [27]. Но для этого необходимо знать величину ошибки наблюдений. Очевидно, что для геотраверсов, которые являются как бы проекцией на одну плоскость разнородного гравиметрического материала, последнее затруднительно. В этой связи примечательным оказывается следующее свойство применяемого метода: как показано в [11], метод обеспечивает «автоматический останов» в окрестностях точки, соответствующей критерию «невязки».

Следуя определениям «математические модели», в которых в рамках поставленной задачи: 1) учтена вся имеющаяся априорная информация о поле и его источниках, 2) все модельные характеристики принципиально могут быть определены, 3) критерий оптимальности позволяет обеспечить полноту извлечения информации, назовем, согласно классификации В. Н. Страхова [29], модель геотраверса Сахалин — поднятие Хоккайдо *оптимальной*.

Расчитанный гравитационный эффект от априорного плотностного разреза коры и верхней мантии оказался несогласованным с наблюдаемым полем вдоль геотраверса. В результате оптимизации согласно (1) — (3) необходимо найти такое плотностное распределение, которое укладывается в указанный интервал возможных вариаций ($\pm 0,20$ г/см³) относительно априорного распределения, уточнить принятый уровень расчетного поля в интервале 40043 — 40443 мГл, уточнить наклонную составляющую регионального фона в интервале $-0,50 \div 0,00$ мГл/км. При этом несогласованность по

полю необходимо свести к оптимальному уровню — ± 13 мГл.

При $\alpha_p = 100$ полученное плотностное распределение приведено на рис. 4. Лишь в 9 из 197 аппроксимирующих элементов плотности определялись на предельных ограничениях. «Нормальный уровень» расчетного поля оказался равным 40044 мГл, а наклонная фоновая составляющая приняла значение $-0,472$ мГл/км. При этом «невязка» по полю составила $\pm 13,46$ мГл. Таким образом, согласно требованиям принципиальной схемы решения обратной задачи [11] получено *достоверное решение*.

Относительно 9 определений плотности на предельных ограничениях сделаем следующее *методическое замечание*. Некоторые специалисты рассматривают такую ситуацию как отрицательную (в смысле характеристики решения). Однако следуя А. Фишеру и Л. Говарду [39], всегда нужно ожидать, что несколько ограничений будут «активными» в решении, иначе задача будет решена по методу наименьших квадратов без ограничений. Ограничения же переменных очень важны, чтобы по крайней мере исключить появление нереальных аномальных плотностей [39].

Большое число «активных» ограничений в решении предполагает, что необходимо «ослабить» эти ограничения. Однако в рассматриваемом решении это не так. Поэтому авторы имеют возможность при использовании границ быть очень «консервативными», и поэтому сами они никаких решений «не навязывали».

При $\alpha_p = 1000$ решение выполнялось с целью посмотреть, как влияет на результат конкретное значение стабилизатора. Такое значение принималось В. И. Старостенко и О. Н. Заворотко [28] во всех задачах, в том числе и в особо трудных условиях. Получено плотностное распределение, отличное от первого решения не более чем на $\pm 0,01$ г/см³. «Активных» ограничений 10, «нормальный» уровень 40044 мГл, наклонная фоновая составляющая $-0,471$ мГл/км, «невязка» по полю $\pm 19,10$ мГл. Эти результаты свидетельствуют в пользу надежности решения, приведенного на рис. 4.

Рассмотрим случай при $\alpha_p = 0$. Надежность решения всегда связывается с возможностью получения существенно близких результатов при различном задании начального приближения x_0 . Если решать задачу (6) при $\alpha_p = 0$, то начальное приближение x_0 фактически игнорируется и поиск осуществляется лишь ориентируясь на $x^{(n)}$ в первой итерации. То есть осуществляется поиск с учетом только самых общих априорных предположений, но, разумеется, в рамках экспериментальных данных (7). Получено плотностное распределение, отличное от первого решения менее чем на $\pm 0,01$ г/см³, «активных» ограничений 11, «нормальный»

уровень 40044 мГл, наклонная фоновая составляющая $-0,471$ мГл/км, «невязка» по полю $\pm 14,60$ мГл. Эти результаты, очевидно, говорят в пользу *надежного решения*, приведенного на рис. 4. Полученный результат имеет важное методическое значение. Он подтверждает, что применяемый алгоритм сохраняет свойство «авторегуляризации» и в задачах более чем «очень трудных».

Для оценки решения обратной задачи на реальных данных использовались теоретические модели. В рассматриваемом случае неизвестна структура коры и верхней мантии (в смысле прямого опробования), поэтому единственная возможность оценить точность решения — это решить обратную задачу на имитационной (искусственной, теоретической) модели. Имитационная модель по своим параметрам (полю, разрезу) возможно близко соответствует действительной модели геотраверса, при этом известен «ответ» решения обратной задачи. По результатам решения последней на имитационной модели ошибка для каждого аппроксимирующего элемента составляет около $\pm 0,01$ г/см³. Таким образом, в результате оптимизации модели геотраверса получено надежное и достаточно точное плотностное распределение в коре и верхней мантии.

К решению необходимо сделать следующее интересное и важное замечание. В рамках принятой модели для геотраверса получена мощная наклонная фоновая составляющая с отрицательным знаком. В данном случае в отличие от результатов по геотраверсу Камчатка — Императорские горы [19] правильнее ее связывать не только с латеральной разнородностью мантии ниже 300 км, но и с более мощной (или менее плотной) «астеносферой», примыкающей к геотраверсу со стороны океана.

Подводя итог методическому разделу статьи, на рис. 5 приведена блок-схема решения обратной задачи для рассматриваемого геотраверса, которая наглядно отражает весь процесс решения. Результаты плотностного моделирования тектоносферы вдоль геотраверса отражены на рис. 4, 6.

Начнем рассмотрение результатов моделирования с земной коры, двигаясь с запада на восток. Вдоль всего геотраверса от шельфа Сахалина до глубоководного желоба расчеты указывают на повсеместное распространение «гранитного» слоя с плотностями 2,71—2,79 г/см³. Мощность «гранитного» слоя под шельфом Сахалина составляет 15—20, под Курильской островной системой 7—12, а под Курильской котловиной 3—4 км. Плотность слоя под шельфом Сахалина и Курильской котловиной равна в среднем 2,71 г/см³, тогда как под Курильской островной системой плотность «гранитного» слоя достигает 2,77—2,79 г/см³.

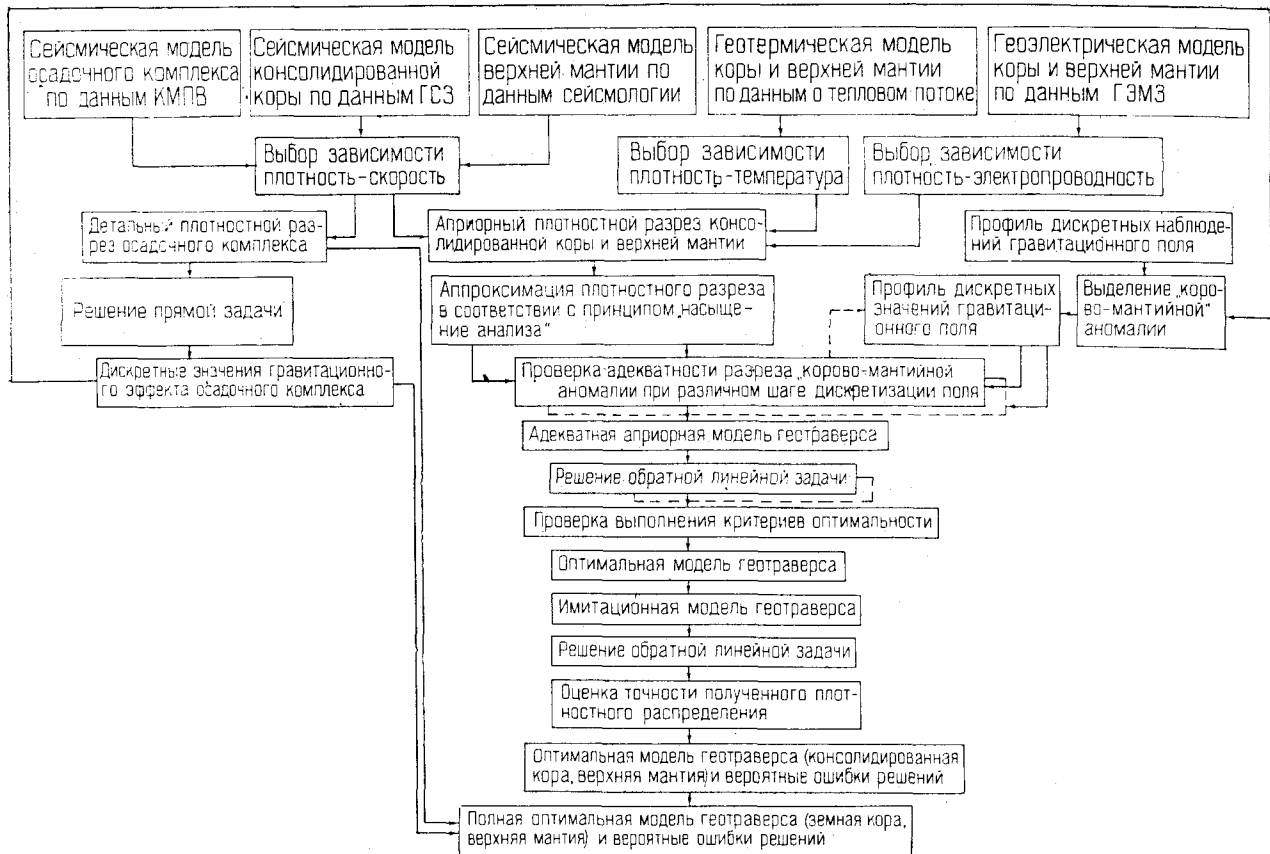


Рис. 5. Принципиальная схема решения обратной задачи.

В районе глубоководного желоба «гранитный» слой, по-видимому, выклинивается.

«Базальтовый» слой земной коры присутствует вдоль всего геотраверса повсеместно и характеризуется плотностями от 2,90 до 3,10 г/см³. Мощность слоя составляет 10 км под шельфом Сахалина, затем резко увеличивается на юго-восток и под Курильской котловиной достигает 20—25 км. Мощность слоя под Курильской островной системой 10—15 км, в сторону глубоководного желоба она сокращается до 10 км и под океанической частью профиля составляет 5 км. Характерно, что плотность «базальтового» слоя под океанической частью профиля (2,90 г/см³) существенно меньше плотности слоя под остальной его частью. Под северо-западным и юго-восточным бортами Курильской котловины отмечаются резкие латеральные скачки плотности в «базальтовом» слое. Это, по-видимому, связано с предполагаемыми здесь [13] глубинными разломами. В случае юго-восточного борта котловины разлом проникает и в «гранитный» слой, а возможно, и выше.

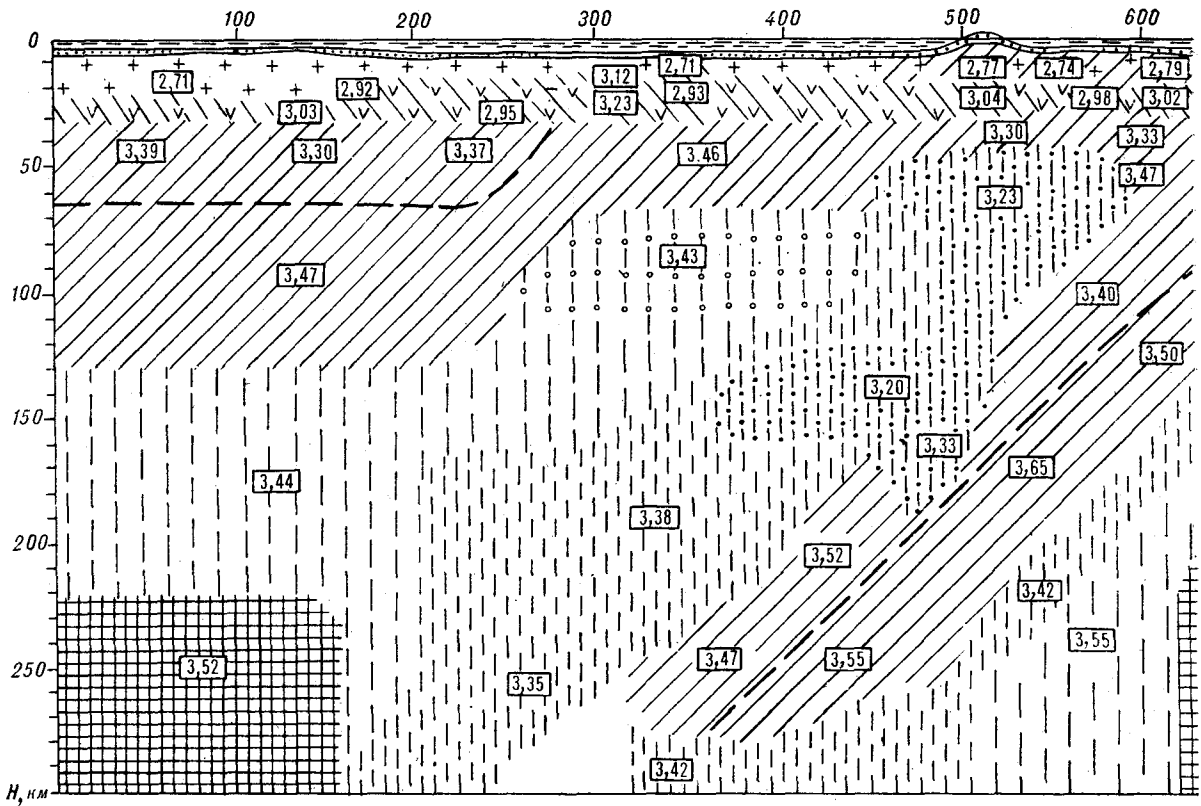
Высокоскоростные прослои в «базальтовом» слое под Курильской котловиной с плотностями 3,12 и 3,22 г/см³, по всей видимости, обуслов-

лены интрузивными телами типа силлов [35].

Под Большой Курильской грядой и подводным хребтом Витязь как в «гранитном», так и в «базальтовом» слоях отмечаются относительные уплотнения земной коры, связанные, по-видимому, с современной (Большая гряда) и прошедшей (хр. Витязь) вулканической деятельностью.

Мощность земной коры, начиная от шельфа Сахалина и до северо-западного склона Курило-Камчатского желоба, составляет 30 км. Начиная с северо-западного склона желоба и далее вдоль профиля на юго-восток, мощность земной коры постепенно сокращается, достигая 11—12 км в районе крайнего вала Хоккайдо (Тихий океан). В целом для всего геотраверса можно говорить об аномально уплотненной коре под Курильской котловиной. Средние плотности земной коры для остальных участков земной коры вдоль профиля близки к нормальному и составляют 2,80—2,85 г/см³.

Перейдем теперь к рассмотрению результатов моделирования для глубинной (30 км и более) мантийной части геотраверса. Плотностное строение верхней мантии для юго-восточной части профиля, начиная от материкового склона желоба и далее в океан, в первом прибли-



жении согласуется с априорной ее моделью [31]. Так же как и в последней, выделяются слой литосферы с подошвой на глубине 65 км и астеносферный слой с глубинами кровли и подошвы от 65 до 165 км. Под астеносферой выделяется высокоплотный ($3,69 \text{ г/см}^3$) подастеносферный фундамент с подошвой на глубинах, больших 165 км. В априорной модели от 220 до 300 км в теле подастеносферы должен располагаться третий астеносферный слой, который в настоящей интерпретации не отмечается. Проведенные расчеты указывают на горизонтальную расслоенность как литосферы, так и астеносферы (см. рис. 6). Но, пожалуй, самым примечательным результатом интерпретации является наличие разуплотненных зон, окружающих относительно уплотненную сейсмофокальную зону как с юго-востока, так и с северо-запада по всей глубине интерпретируемого разреза. Эти зоны как бы отделяют уплотненную относительно них литосферную плиту (фокальную зону) от существенно более плотного подастеносферного доколя.

Разделение сейсмофокальной зоны на менее плотный и подстилающий его более плотный слои по результатам расчетов сохраняется. Последние указывают на разрыв сплошности литосферной плиты (как единого тела), начиная с глубин 270—280 км.

Наибольшие различия в плотностной структуре верхней мантии по сравнению с априорной

плотностной моделью отмечаются для северо-западной части геотраверса (от хр. Витязь до шельфа Сахалина). Здесь отмечается пространственное и плотностное несовпадение между априорной и расчетной моделями как для литосферы, так и для астеносферы и подастеносферного доколя.

Мощность литосферы под шельфом Сахалина составила не 65 км, как это следовало из априорной модели, а 120—130 км, на что также указывают электромагнитные данные [22]. Под Курильской котловиной наблюдается резкое сокращение мощности литосферы до 65—70 км, а под Курильской дугой мощность литосферы сокращается до 45—50 км. Астеносферный слой под шельфом Сахалина отмечается на глубинах от 130 до 220 км. Кровля астеносферы испытывает резкий подъем в сторону Курильской системы от 130 до 45—50 км.

Над сейсмофокальной зоной по аномально малым плотностям и инверсии плотностей с глубин 170—180 до 45 км от уровня моря можно приблизительно наметить положение очагов магмообразования, проецирующихся в плане под Большую Курильскую гряду и Курильскую котловину. Вещество в этих резервуарах, очевидно, находится в частично расплавленном состоянии, этим и обеспечиваются аномально низкие в них плотности. Из выделенных очагов магма периодически по каналам поставляется наверх, под Курильскую гряду и

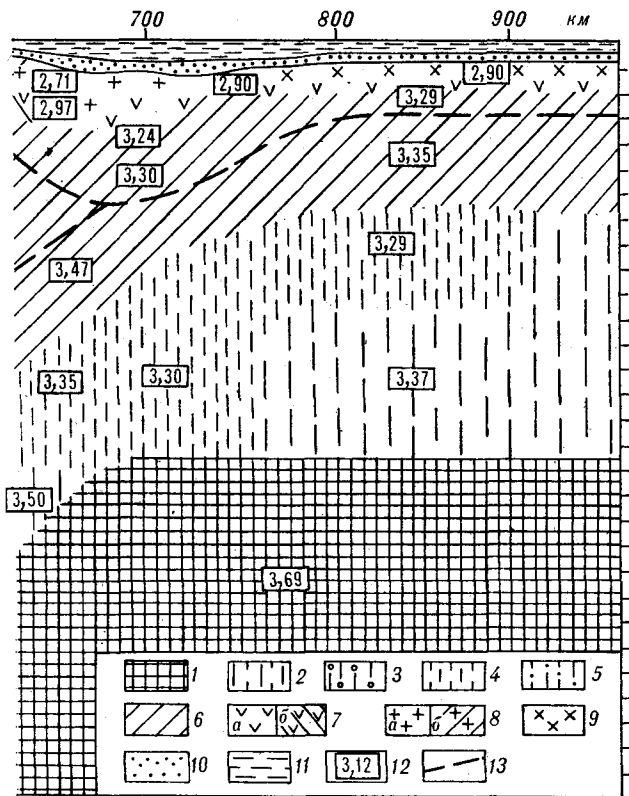


Рис. 6. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса.

1 — уплотненные области подастеносферного слоя; 2 — области астеносферы, выделяемые по пониженным градиентам плотности; 3 — области частичного плавления в астеносфере; 4 — области астеносферы, выделяемые по инверсии плотностей; 5 — предполагаемые очаги магмообразования; 6 — мантийная часть литосферы; 7 — «базальтовый» слой (а), уплотненные зоны «базальтового» слоя (б); 8 — «гранитный» слой (а), уплотненные зоны гранитного слоя (б); 9 — переходный слой океанической коры; 10 — слой рыхлых осадков; 11 — слой воды; 12 — плотности; 13 — предполагаемые границы в теле литосферы.

сти намечается горизонтальная расслоенность литосферы и астеносферы. Подастеносферный слой, выделяемый на месте третьей астеносферы (в априорной модели), существенно менее плотен, чем таковой для юго-восточной части профиля.

Переходя к рассмотрению геодинамических аспектов проблемы, т. е. возможных процессов, приведших к описанной плотностной структуре тектоносферы (см. рис. 4, 6), следует отметить, что из множества предлагаемых для этого района геодинамических гипотез [3, 25, 26, 30 и др.] наиболее предпочтительной является гипотеза Е. В. Артюшкова [3], другие же вследствие имеющего место аномально разуплотненного объема вокруг погружающейся плиты, впервые выделенного авторами на примере геотраверса Камчатка — Тихий океан, в той или иной мере не удовлетворяют этому факту. В [19] вопрос применимости каждой из геодинамических концепций к данной плотностной структуре тектоносферы рассмотрен достаточно подробно.

котловину, остывает, метаморфизуя окружающие породы земной коры, чем и объясняются отмечаемые в этих районах ее уплотнения, упомянутые выше. Как и для юго-восточной части геотраверса, для северо-западной его ча-

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей.— Физика Земли, 1978, № 2.
2. Артемьев М. Е., Страхов В. Н. и др. Плотностные неоднородности под системой островных дуг.— Физика Земли, 1982, № 1.
3. Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
4. Болдырев С. А., Кац С. А. Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 2.
5. Волярович М. П., Курскиева А. К., Томашевская И. С. О связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород при высоких весторонних давлениях.— Физика Земли, 1967, № 5.
6. Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана.— Новосибирск: Наука, 1974.
7. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов.— М.: Изд-во МГУ, 1980.
8. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки.— М.: Наука, 1978.
9. Гравиразведка. Справочник геофизика.— М.: Наука, 1981.
10. Злобин Т. К. Строение земной коры и верхней мантии юга Курильской островной дуги.— В кн.: Строение и динамика переходных зон. М.: 1983.
11. Исеев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин).— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
12. Косыгин В. Ю., Кочергин Е. В. и др. Основные черты аномальных гравитационного и магнитного полей южной части Охотского моря.— В кн.: Геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
13. Косыгин В. Ю. Геологическая природа гравитационных аномалий Южно-Охотского региона.— М.: Наука, 1981.
14. Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А., Строев П. А. Основные черты гравитационного поля, мощность и изостатическое состояние земной коры северо-западного сектора Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
15. Косыгин В. Ю., Сусеков Ю. А. Плотностная модель литосферы Курильской системы: окраинное море — дуга — желоб — океан.— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
16. Косыгин В. Ю., Исеев В. И. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотраверса

- Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы. — Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
17. Красный М. Л., Неверов Ю. Л. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21 рейса НИС «Пегас». Новоалександровск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
 18. Красный М. Л., Круляков А. А. Результаты анализа аномального геомагнитного поля северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
 19. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотранверса Камчатки — Тихий океан. — Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
 20. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. — Киев: Наукова думка, 1981.
 21. Кузин И. П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. — М.: Наука, 1974.
 22. Мардерфельд Б. Е., Верховский В. Н., Ляпушев А. М. Сводные данные об интенсивности и ориентации индукционных векторов в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
 23. Романовский Н. П., Туезов И. И. Геотранверсы зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения: проблемы и методика исследований. — Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
 24. Сергеев К. Ф., Аргентов В. В. и др. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации. — Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
 25. Сергеев К. Ф. Основные черты строения и вероятный механизм образования Курильской островной системы. — Тихоокеанская геол., 1984, № 4.
 26. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. — М.: Наука, 1974.
 27. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. — Киев: Наукова думка, 1978.
 28. Старостенко В. И., Загородько А. И. Решение обратных задач гравиметрии для нескольких контактных поверхностей. — Физика Земли, 1982, № 3.
 29. Страхов В. Н. Важная вежа. — Физика Земли, 1984, № 1.
 30. Сычев П. М. Глубинные и приповерхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. — М.: Наука, 1979.
 31. Тараканов Р. З., Ким Чун Ун. Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона по сейсмическим данным. — В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
 32. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. — Новосибирск: Наука, 1975.
 33. Туезов И. К., Васильев Б. И. и др. Геологическое строение и геологическая природа Курильской котловины Охотского моря по новым геолого-геофизическим данным. — В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
 34. Туезов И. К., Веселов О. В. и др. Геотермика запада Тихого океана. — Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
 35. Федорченко В. И., Родионова Р. И. Эволюция земной коры на восточной окраине Азии и место в ней магматического процесса. — В кн.: Строение и динамика переходных зон. М.: Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР, 1983.
 36. Guer M., Bayer R. Fortran routines for linear inverse problems. — Geophysics, 1980, v. 45, N 11.
 37. Kogan M. G. Gravity field of the Kuril-Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere. — J. Geoph. Res., 1975, v. 80, N 11.
 38. Kosygin V. Yu., Isaev V. I. Upper mantle density model along geotransverse of Japan-Shatsky Rise — Emperor Seamounts. International symposium "Structure and dynamics of transition zones". Abstracts of papers, Sochi, December 7—14, 1983.
 39. Fisher N., Howard L. Gravity interpretation with the aid of quadratic programming. — Geophysics, 1980, v. 45, N 3.
 40. Nafe J. E., Drake C. L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. — Geophysics, 1957, N 22.
 41. Oliver J., Isaks B. Deep earthquake zones, anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. — Rev. Geophys. Space Phys., 1971, v. 9.
 42. Safon Cl., Vasseur G., Cuer M. Some applications of linear programming to the inverse gravity problem. — Geophysics, 1977, v. 42, N 6.
 43. Utsu T. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. — Rev. Geophys. Space Phys., 1971, v. 9.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск
ПГО Сахалингеология
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
1 апреля 1985 г.