

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования
**«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«ИНСТИТУТ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА РЕГИОНАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ ДВО РАН»

А.М. Петрищевский, В.И. Исаев

ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИСТСКИЕ МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

*Рекомендовано в качестве учебного пособия
Редакционно-издательским советом
Томского политехнического университета*

Издательство
Томского политехнического университета
2017

УДК 553.831.016(075.8)

ББК 26.21:20.3я73

ПЗ0

Петрищевский А.М.

ПЗ0 Вероятностно-детерминистские методы интерпретации гравитационных аномалий : учебное пособие / А.М. Петрищевский, В.И. Исаев ; Томский политехнический университет. – Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2017. – 99 с.

ISBN 978-5-4387-0747-9

В пособии излагаются методология, математические основы, технология и геологические результаты применения статистических и вероятностно-детерминистских методов интерпретации гравитационных аномалий в условиях недостатка априорной информации и сложного геологического строения земной коры с иллюстрациями новейших достижений в этой области. Анализируются возможности применения статистических методов в разнообразных геологических условиях, их технологические особенности и принципы комплексирования с методами традиционного плотностного моделирования.

Предназначено для студентов старших курсов, аспирантов и преподавателей университетской специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых».

УДК 553.831.016(075.8)

ББК 26.21:20.3я73

Рецензенты

Доктор физико-математических наук,
профессор кафедры геофизики Пермского государственного
национального исследовательского университета

А.С. Долгаль

Доктор геолого-минералогических наук,
профессор кафедры геофизики
Кубанского государственного университета

В.В. Стогний

ISBN 978-5-4387-0747-9

© ФГАОУ ВО НИ ТПУ, 2017

© Петрищевский А.М., Исаев В.И., 2017

© Оформление. Издательство Томского
политехнического университета, 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
1. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ (ОБЗОР).....	6
2. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ.....	11
2.1. Общие сведения из теории случайных функций и ее прикладные геофизические задачи	11
2.2. Спектральный анализ гравитационных аномалий	16
2.3. Гравитационное автокорреляционное зондирование	18
2.4. Корреляционно-регрессионный анализ.....	22
2.5. Локализация сингулярных точек плотностных неоднородностей в случайной постановке	24
2.5.1. Локализация особых точек плотностных неоднородностей в классах простых модельных тел.....	24
2.5.2. Метод Трошкова–Грозновой.....	29
2.5.3. Метод Березкина	31
2.5.4. Деконволюция Эйлера.....	33
2.6. Локализация вероятных решений обратной задачи	35
2.7. Статистическая оценка плотностной контрастности 3D-геологического пространства.....	36
3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИМЕРЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ.....	43
3.1. 3D-статистическое зондирование потенциальных полей.....	43
3.2. Двумерное автокорреляционное зондирование.....	45
3.3. Корреляционные методы	48
3.4. Метод логарифмических спектров.....	53
3.5. Метод Трошкова–Грозновой	55
3.6. Метод Березкина	58
3.7. Деконволюция Эйлера.....	60
3.8. Анализ пространственных распределений центров плотностных неоднородностей компактного класса, локализуемых в случайной постановке	65
3.9. Геологическая интерпретация статистических моделей плотностной контрастности геологического пространства	69
4. РЕТРОСПЕКТИВНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТАТИСТИЧЕСКИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ.....	82
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	90
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	92

Эйнштейн не верил, что бог играет в кости,
но теперь мы, большинство физиков,
уверены, что на самом деле законы
природы носят вероятностный характер.
Причем не просто потому, что мы точно
что-то не знаем о природе или не точно
умеем подсчитать, а потому, что эта
вероятностная трактовка заложена в самой
природе вещей.

*Андрей Сахаров
(нобелевская лекция, Лион, 27.09.1989)*

ВВЕДЕНИЕ

Учебное пособие составлено в соответствии с программой учебной дисциплины «Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий», преподаваемой в Национальном исследовательском Томском политехническом университете для специальности ООП 21.05.03 «Технология геологической разведки», специализация «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». Оно предназначено для углубления и расширения знаний студентов о результатах и возможностях применения статистического подхода к интерпретации гравитационных аномалий в условиях недостатка априорной информации и сложного геологического строения земной коры.

Применяемые подходы, методы и средства для решения обратных задач гравитационного потенциала отличаются чрезвычайным разнообразием, в котором статистические методы находят широкое применение наряду с детерминистскими (аналитическими) методами моделирования геологических тел и структур. В последние годы появляется все большее число методических приемов интерпретации гравитационных аномалий, реализующих смешанный вероятностно-детерминистский подход к решению обратных задач, при котором широкое поле эквивалентных аналитических решений оценивается с помощью статистических критериев и соответствующих расчетных процедур. Статистический по сути подход находит также применение в методах локализации сингулярных (особых) точек плотностных неоднородностей, геологические результаты которых проявляются при обобщении (генерализации) их распределений в геологическом пространстве, где особые точки группируются внутри или на границах раздела тектонических комплексов, в разломах и апикальных частях тектономагматических структур центрального типа.

Пространственное положение особых точек может быть определено прямыми аналитическими способами по формулам для простых

источников либо с помощью гармонического разложения производных гравитационного потенциала и продолжения их внутрь источников. Последнее возможно благодаря тому, что первые производные потенциала простого или двойного слоя непрерывной плотности претерпевают скачок при пересечении его поверхности (следствие формулы Пуассона). Поэтому функции аналитических продолжений производных потенциала ветвятся или терпят разрыв на границах плотностных неоднородностей, что служит критерием существования особых точек [2, 3]. Каждое единичное определение пространственного положения особой точки является случайным и по причине множественности ее вероятной геологической природы редко имеет определенный геологический смысл, который, однако, проявляется в результате анализа распределений совокупностей особых точек. Поэтому широкое разнообразие методов особых точек можно отнести к вероятностно-детерминистским.

Возможность определения средних (статистических) значений глубин залегания особых точек плотностных неоднородностей на заданном отрезке (двумерный случай) или в объеме геологического пространства предоставляют спектральный и автокорреляционный анализ гравитационных аномалий в пределах заданной области реализации поля (окне). Спектральные и автокорреляционные расчетные процедуры в режиме скользящего окна с нарастающими размерами приобретают смысл частотного гравитационного зондирования в 2D- или 3D-постановках.

Еще одна группа статистических методов основывается на корреляционных связях между глубиной залегания контактных поверхностей и трансформантами аномального гравитационного поля, настроенными на исследуемый объем геологического пространства. Иногда в корреляционные уравнения (полиномы), описывающие поведение заданной плотностной границы, вводятся дополнительные параметры (рельеф земной поверхности, мощность осадочных отложений, мощность земной коры, плотности слоев и др.) с тем, чтобы ослабить влияние локальных неоднородностей при вычислении рельефа глубинных границ, или наоборот – влияние глубинных границ при вычислении рельефа фундамента осадочных толщ.

Данное пособие знакомит студентов с основными способами применения статистического подхода к интерпретации гравитационных аномалий, методами локализации особых точек плотностных неоднородностей в явной (аналитической) и статистической формах и результатами их практического применения. Пособие сопровождается ссылками на пакеты компьютерных программ, позволяющих использовать статистические методы интерпретации гравитационных аномалий в лабораторных работах студентов.

1. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ (ОБЗОР)

Интерпретация гравитационных аномалий – это обширное поле изобретательной деятельности, провоцируемое широкими пределами эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала и высокой неоднозначностью их решений в сложных геологических средах. Однозначные аналитические решения обратных задач гравиразведки возможны только в ограниченном числе случаев, например:

1. Построение рельефа одной плотностной границы с известной избыточной плотностью, имеющей выход на поверхность Земли, или вскрытой бурением.

2. Определение параметров вертикального блока или уступа на поверхности слоя.

3. Определение избыточной массы и положения центра тяжести для плотностных неоднородностей с изометричным поперечным сечением.

Все решения предполагают отсутствие влияния других источников гравитационных аномалий в окружающем геологическом пространстве, а если оно есть, то должно быть исключено из расчетов какими-либо способами (геологическим редуцированием аномального гравитационного поля; фильтрациями; линейными или частотными трансформациями). В районах проявления разновозрастного и контрастного по вещественному составу магматизма, разнообразных метаморфических изменений пород и в сложно устроенных складчатых и аккреционных комплексах априорные условия гравитационного моделирования тектонических и магматических структур сводятся к минимуму. Чаще всего это приблизительные стратиграфические оценки вертикальной мощности тектоно-формационных комплексов, их средневзвешенные плотностные характеристики, геоэлектрические или сейсмические границы в земной коре. Такие априорные условия способны выработать лишь начальные приближения к гравитационным моделям, однако однозначность и объективность последующих детализаций обратных задач оставляют желать лучшего.

К настоящему времени разработано огромное количество методов, направленных на определение особых точек, внешних границ и внутренней неоднородности ограниченных в однородном пространстве объектов, либо небольшой их совокупности. К ним относятся разнообразные варианты решений систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) [56] вейвлет-преобразования для параметризации источников

гравитационных аномалий [27], построение функций локализации источников [28], векторное сканирование горизонтальных и вертикальных градиентов аномального гравитационного поля, локализация особых точек плотностных неоднородностей по точкам ветвления функций аналитических продолжений поля в нижнее полупространство [3], применение цепных дробей при продолжении полей [29], методы с использованием аппарата теории функций комплексного переменного (ТФКП) для локализации сингулярных точек плотностных неоднородностей [56, 61] и другие. При решении итерационных прямых задач наиболее широко используются монтажный принцип расчетных процедур и сеточные модели с истокообразной аппроксимацией элементарных ячеек геологического пространства в разных постановках [27, 40, 56, 74], в том числе с разделением источников на разных глубинах.

Аналитические решения обратных задач, центральное место в которых занимают системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), в значительной мере зависят от полноты априорной геолого-геофизической информации при выборе начальных приближений к гравитационным (плотностным) моделям. Без такой информации принципиально невозможно построить точную 3D-функцию (3D-распределение плотностных неоднородностей) по 2D-функции (гравиметрическая карта) и соответственно – 2D-функцию (плотностной разрез) – по 1D-функции (кривая аномалий силы тяжести). И даже в случае одного тела с замкнутой поверхностью и известной избыточной плотностью можно говорить только об оконтуривании области инвариантных решений [28, 30]. Как справедливо отмечает один из ведущих разработчиков методов интерпретации гравитационных аномалий А.И. Кобрунов [34, с. 33], «... единственность решения на заданном модельном классе и возможность на этом классе хорошо аппроксимировать реальный элемент, создающий заданное поле, не влекут за собой получение в качестве решения аппроксимации именно этого реального элемента. Это обстоятельство приводит к геологической бессодержательности попыток построения распределений плотности по некоторым фиксированным приемам и алгоритмам, даже если сами такие приемы в вычислительном отношении совершенны».

Математически строгие алгоритмы с оптимизацией, адаптацией, регуляризацией или раздроблением решений – это лишь средство улучшения результата собственно гравитационного моделирования, но никак не гарантированный способ получения новой объективной геологической информации. Впечатляющие примеры решения неустойчивых задач [6, 23, 28, 56] справедливы лишь для ограниченного числа тел или контактных поверхностей, чаще – одной односвязной области плотностно-

го пространства, что чрезвычайно редко встречается в реальных геологических условиях. На это обращали внимание многие исследователи и проблеме неопределенности априорной информации при интерпретации гравитационных аномалий посвящен огромный пласт научной и учебной литературы. Наибольший вклад в изучение этой проблемы внесли работы А.А. Никитина [7, 43], Ф.М. Гольцмана и Н.Б. Калининой [22], С.А. Серкерова [10, 11], Ю.И. Блоха [3], П.И. Балка и А.С. Долгая [16].

Пределы неопределенности в линейной обратной задаче (моделирование распределений плотности) существенно сужаются, если размеры тел зафиксированы по данным других методов или заданы регулярно в сеточных моделях, т. е. рассчитывается только избыточная плотность тел или структур. И наоборот – плотность аномального объекта (или нескольких однотипных объектов) известна и требуется определить только его (их) контуры (нелинейная задача).

Огромное разнообразие методов интерпретации гравитационных аномалий можно разделить на три группы: аналитические, статистические и вероятностно-детерминистские методы. Аналитические методы основываются на функциональных (физико-математических) связях форм и аномальной плотности геологических тел и структур с гравитационными аномалиями, статистические – на формальных связях статистических характеристик аномального гравитационного поля с элементами геологического строения, а вероятностно-детерминистские совмещают оба подхода.

Аналитические методы составляют математическую основу **физико-геологического методологического подхода** к интерпретации гравитационных аномалий [6, 15, 17, 21, 36, 41, 57, 80], который был и остается ведущим в геологической практике. Суть его состоит в непротиворечивом совмещении комплексных геолого-геофизических данных, составной частью которых является плотностная модель отображаемого геологического объекта (тектонической структуры, интрузивного или рудного тела, нефтегазовой залежи и др.). Основным содержанием процесса разработки физико-геологических гравитационных моделей является предварительный анализ всей имеющейся информации об объекте моделирования и на этой основе конструируется априорная концептуальная геолого-геофизическая модель. Изучаются и моделируются согласованные распределения разных физических и геохимических свойств среды, осуществляются подстановки элементов одних геофизических моделей в другие (чаще сейсмических – в плотностные); выполняются встречные преобразования магнитного и гравитационного полей с помощью оператора Пуассона. Конечным этапом интерпретационного процесса является решение прямой итерационной задачи гравиразведки по оконтури-

ванию модельных тел и (или) моделированию распределений плотности в изучаемом геологическом пространстве. Критерием эффективности физико-геологических модельных решений является совместимость геофизических, петрофизических и геологических данных об объекте моделирования. Как правило, эти данные неоднородны по представительности и недоучет этого фактора нередко обуславливает включение в плотностную модель большого числа субъективно определяемых (внешне не обоснованных) элементов модели. Поэтому в районах со слабой геофизической изученностью и на начальных этапах исследований физико-геологические плотностные модели способны иллюстрировать лишь субъективный взгляд на природу вещей.

Ограниченность физико-геологического подхода в условиях недостатка априорной информации компенсируют статистические и вероятностно-детерминистские методы, теоретические основы, методики и результаты применения которых являются содержанием данного учебного пособия. В группе статистических методов наиболее широко используются корреляционные и спектральные.

Корреляционные методы основываются на статистической связи элементов геологического строения изучаемых районов со значениями компонент аномального гравитационного поля. Технология их весьма проста: на опорных профилях или участках вычисляются коэффициенты корреляции и уравнения связи между известными геологическими границами (чаще всего – сейсмическими) и значениями аномального гравитационного поля. С помощью полученных уравнений определяется глубина залегания этих границ на межпрофильных или смежных участках, где отсутствуют внешние определения этих границ.

В **методах спектрального анализа** используется представление гравитационных аномалий в частотной форме: в виде гармонических функций, статистически связанных с распределением возмущающих масс. При подставлении в спектральное выражение поля формул связи гравитационных аномалий с глубиной залегания простых источников представляется возможным находить особые точки плотностных неоднородностей по спектру поля и связанной с ним автокорреляционной функции гравитационных аномалий.

Под **вероятностно-детерминистскими методами** понимаются методы, в основе которых используется множественная аналитическая интерпретация случайных локальных аномалий простых источников с последующим статистическим обобщением результатов вычислений. К этой же группе методов следует относить методы локализации особых точек, определяемых по аналитическим продолжениям полей внутрь

источников и отношениям производных гравитационного потенциала (методы Березкина, Трошкова-Грозновой и деконволюция Эйлера).

Около 40 лет назад В.Н. Страхов [54] определил слияние аналитических и статистических методов (обозначив его как «функционально-статистический подход») в качестве одного из важнейших направлений в методологии интерпретации гравитационных аномалий, однако в дальнейшем теоретические и программные разработки методов интерпретации гравитационных аномалий сосредоточились преимущественно в области решений СЛАУ и сеточных моделей.

Контрольные вопросы к разделу 1

1. Содержание прямой и обратной задачи гравитационного потенциала, их взаимосвязь.
2. В чем заключаются аддитивность и эквивалентность гравитационных аномалий?
3. Каковы основные методологические подходы к интерпретации гравитационных аномалий?
4. Каковы основной принцип и технология физико-геологического моделирования геологических тел и структур?
5. Понятия о точности и геологической достоверности гравитационного моделирования.
6. Назовите условия и примеры однозначного решения обратной задачи гравитационного потенциала.
7. Содержание детерминистского и статистического подходов к интерпретации гравитационных аномалий.
8. В чем заключается главная особенность вероятностно-детерминистского подхода к интерпретации гравитационных аномалий?

2. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

2.1. Общие сведения из теории случайных функций и ее прикладные геофизические задачи

Случайной величиной называется величина, которая в результате опыта принимает некоторое одно, заранее неизвестное, но единственное значение. Если случайность проявляется в форме процесса или последовательности, то можно говорить о случайной функции. Соответственно, случайной функцией называется функция, которая в результате опыта может принять тот или иной конкретный вид, неизвестно заранее какой именно. Более сложное определение случайной функции: это функция неслучайного аргумента, которая при каждом его значении является случайной величиной. В геолого-разведочной практике мы имеем дело со случайной функцией координат геологического пространства (x, y, z) , реже (например: при изучении сейсмических процессов) – с функцией четырех аргументов (x, y, z, t) , где t – время.

Случайные функции и величины характеризуются терминами, определениями и атрибутами математической статистики [7]: математическим ожиданием, дисперсией, коэффициентом вариации, эксцессом, энтропией, автокорреляционной функцией, спектром и некоторыми другими, имеющими меньшее значение в геофизической практике.

Математическое ожидание характеризует среднее значение случайной величины на каком-то интервале их распределений, а **дисперсия** (D) – меру ее рассеивания, т. е. ее отклонение от средней величины:

$$D^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad (1)$$

где x_i – текущее значение случайной величины; \bar{x} – среднее в исследуемой совокупности величин; $\delta = \sqrt{D}$ – среднеквадратическое отклонение.

Коэффициент вариации (V) используется для сравнения рассеивания двух и более случайных величин, имеющих разные единицы измерения, что позволяет получить сопоставимые результаты при анализе геофизических аномалий разной физической природы, но имеющих общую причину в результате какого-либо геологического процесса. Он описывается формулой:

$$V = \frac{\delta}{\bar{x}}. \quad (2)$$

Эксцесс (E) определяет отличие распределений случайной величины от нормального распределения и описывается формулой:

$$E = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4 / \delta^4 - 3. \quad (3)$$

Нормальному распределению (распределению Гаусса) подчиняются почти все случайные величины, отклонение которых от средних значений вызывается большой совокупностью случайных факторов, каждый из которых в отдельности незначителен. Эксцесс определяет островершинность гистограммы плотности вероятности и скорость приближения её «хвостов» к оси абсцисс. Для гармонической функции эксцесс равен $-1,5$, а для нормального распределения – нулю.

Энтропия (H), по Клоду Шеннону, является показателем случайности или неупорядоченности строения информационной (физической) системы, т. е. мерой ее хаотичности, а в упрощенном смысле – характеристикой ее сложности, или функцией состояния системы. Энтропию можно рассматривать как меру равномерности распределения случайной величины. Энтропия увеличивается при хаотическом распределении величин в случайных процессах и уменьшается при их упорядочении. Формула энтропии:

$$H(X) = - \sum_{i=1}^N P(x_i) \log_2 P(x_i), \quad (4)$$

где $P(x_i)$ – вероятность появления i -го значения x_i случайной величины X ; N – число значений. Энтропия числовой последовательности $X(i)$ является суммой произведений вероятностей или относительных частот, появления значений случайной величины, умноженных на их же двоичные логарифмы.

Перечисленные выше статистические параметры (формулы (1–4)) широко используются при анализе потенциальных полей. Среднее значение оказывается эффективным при выделении регионального тренда; дисперсия характеризует степень дифференциации плотностных свойств приповерхностного слоя земной коры, в особенности – вулканических полей и гидротермально измененных пород; эксцесс подчеркивает особенности полей, связанных с тектоническими дислокациями. При интерпретации пространственных распределений статистических параметров потенциальных полей большой интерес представляют области их экстремальных значений, поскольку они часто бывают приурочены к геологическим границам или тектоническим зонам. Пространственный анализ изменчивости статистических параметров потенциальных полей позволяет решать ряд практически значимых геологических задач

при изучении рудных полей: производить оценку интенсивности развития гидротермального метаморфизма пород, определять черты геологического строения рудоносных площадей, прогнозировать расположение участков повышенной концентрации рудных тел, а при благоприятных условиях – осуществлять картирование последних. Для выполнения этих задач гравиметрическая карта или карты высших производных гравитационного потенциала разбиваются на элементарные квадраты, в пределах которых вычисляются статистические характеристики поля, относимые к центрам квадратов. По полученным значениям строятся карты статистических характеристик. В программном комплексе «COSCAD3D» (комплекс спектрально-корреляционного анализа данных) [9, 43] обработка и интерпретация цифровой геолого-геофизической информации организована в трехмерном варианте с переменными размерами окна «живой формы» [43], что позволяет исследовать изменчивость статистических характеристик геофизических аномалий с глубиной.

В геолого-геофизической практике часто возникает задача оценки корреляции (степени близости) двух или более геолого-геофизических признаков, что помогает установить причинную связь геологических структур или событий или моделировать рельеф глубинных геофизических границ.

Основными атрибутами корреляционного анализа применительно к задачам гравиразведки являются коэффициент корреляции и корреляционная функция. В теории вероятности корреляция между двумя случайными величинами определяется математическим ожиданием их произведения. Если при фиксированных координатах x_1 и x_2 пара случайных величин (признаков) может быть охарактеризована разделяющим их пространственным интервалом Δx , тогда корреляция становится функцией этого интервала. Если случайные величины являются выборочными значениями одного признака (параметра), то функция называется автокорреляционной, а если они принадлежат различным признакам – взаимной корреляционной функцией.

Коэффициент корреляции (R) между двумя случайными величинами (x, y) вычисляется по формулам:

$$R_{x, y} = \frac{M_{xy} - M_x M_y}{S_x S_y},$$

где $M_x = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_k$; $M_y = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n y_k$; $M_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_k y_k$;

$$S_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_k^2 - M_x^2; \quad S_y^2 = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n y_k^2 - M_y^2.$$

В случае множества коррелируемых признаков вычисляются коэффициенты парной корреляции каждого признака со всеми другими и составляется ковариационная матрица сравниваемых признаков (геофизических, петрофизических, геохимических и др.), которая в дальнейшем может быть использована для выделения характеристических групп (кластеров), построения дендрограмм признаков и др.

Связь между двумя параметрами или признаками можно также представить в форме уравнения. В простейшем случае уравнение представляет собой регрессию:

$$y = a + bx,$$

где a – начальная точка; b – угловой коэффициент регрессии, которые можно рассчитать при наличии достаточного числа пар признаков.

Автокорреляционная функция – это статистическая взаимосвязь между случайными величинами (параметрами) из одного ряда, взятых со сдвигом (τ). В двумерном случае (аномалии заданы по профилю) автокорреляционная функция (R) определяется интегралом:

$$R(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) f(x - \tau) dx,$$

где x – текущая координата значения параметра; τ – расстояние (смещение) между сравниваемыми значениями параметра.

В трехмерном случае (аномалии заданы в координатах x, y):

$$R(\xi, \eta) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) f(x - \xi, y - \eta) dx dy,$$

где ξ, η – смещение по x и y , соответственно.

Автокорреляционная функция используется для определения средней глубины залегания особой точки плотностной неоднородности в заданном интервале значений поля [10, 24, 25].

Спектр является параметром, характеризующим частотное распределение случайных величин. При разделении (фильтрации) и интерпретации гравитационных аномалий чаще всего применяется спектр Фурье. Суть его в том, что любую функцию сигнала или признака $U(x)$, заданного в пространстве координат (x), можно представить в форме спектра сигнала $S(\omega)$, зависящего от пространственной частоты (ω):

$$U(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) e^{i\omega x} d\omega.$$

Это выражение называется прямым преобразованием Фурье.

Под пространственной частотой понимается величина, обратная размеру области реализации значений признака, ее размерность – 1/км.

Соответственно, выражение:

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} U(x) e^{-i\omega x} dx$$

называется обратным преобразованием Фурье.

Если значения периодической функции равномерно задано на конечном интервале L , то ее прямое преобразование Фурье определяется рядом Фурье:

$$U(x) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(a_n \cos \frac{n\pi x}{L} + b_n \sin \frac{n\pi x}{L} \right),$$

где n – число точек.

Коэффициенты этого ряда определяются по формулам:

$$a_0 = \frac{1}{L} \int_L^1 U(x) dx;$$

$$a_n = \frac{1}{L} \int_L^1 U(x) \cos \frac{n\pi x}{L} dx \quad (n = 1, 2, \dots);$$

$$b_n = \frac{1}{L} \int_L^1 U(x) \sin \frac{n\pi x}{L} dx \quad (n = 1, 2, \dots).$$

Спектр и автокорреляционная функция случайного распределения параметра $U(x)$ связаны преобразованием Хинчина–Винера через спектральную плотность $S(\omega)$. Спектральная плотность стационарного случайного распределения или процесса – это частотная функция, характеризующая спектральный (частотный) состав изучаемой совокупности значений признака (в нашем случае – числового массива, описывающего гравитационные аномалии), которая представляет собой частотную характеристику для средних значений квадратов амплитуд гармоник, на которые может быть разложен случайный процесс. По своему физическому смыслу спектральная плотность есть величина, которая пропорциональна средней мощности сигнала (амплитуде параметра) в интервале частот от ω до $+d\omega$. Чтобы определить корреляционную функцию $R_u(\tau)$ по известной спектральной плотности $S_u(\omega)$ используется обратное преобразование Фурье:

$$R_u(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\Delta} S_u(\omega) e^{j\omega\tau} d\omega,$$

и наоборот,

$$S_u(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} R_u(\tau) e^{j\omega\tau} d\tau.$$

Спектры и ряды Фурье применяются для частотного разделения (фильтрации) потенциальных полей и локализации особых точек в нижнем полупространстве.

2.2. Спектральный анализ гравитационных аномалий

Как уже говорилось выше, распределение гравитационных аномалий в двумерном случае можно представить спектром значений поля $S(\omega)$, зависящего от пространственной частоты (ω):

$$U(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) e^{i\omega x} d\omega.$$

При интерпретации гравитационных аномалий такое представление может быть использовано для нахождения гармонических моментов возмущающих масс, локализации областей особых точек плотностных неоднородностей и разделения аномалий, обусловленных несколькими источниками. Частотное представление является также основой различного рода трансформаций аномального гравитационного поля [2, 3, 18]. Частотные характеристики наиболее употребляемых двумерных преобразований представлены в табл. 1 [3].

Таблица 1

Частотные характеристики двумерных преобразований гравитационных аномалий

Наименование трансформации	Частотная характеристика
Осреднение в интервале $\pm L$	$F(\omega) = \frac{\sin \omega L}{\omega L}$
Аналитическое продолжение поля вверх на высоту h	$F(\omega) = e^{- \omega h}$
Аналитическое продолжение поля вниз на глубину z	$F(\omega) = e^{ \omega z}$
Вычисление производной V_{zx}	$F(\omega) = i \omega $
Вычисление производной V_{zz}	$F(\omega) = - \omega $

Выполнение частотных трансформаций гравитационных аномалий выполняется в следующей последовательности [18]:

1. Вычисляется спектр исходной функции с помощью прямого преобразования Фурье.

2. Вычисляется спектр трансформанты путем умножения спектра исходного поля на частотную характеристику трансформации.

3. Вычисляется трансформированное поле с помощью обратного преобразования Фурье.

Пространственная локализация особых точек плотностных неоднородностей осуществляется по наклону графика логарифма амплитудного спектра гравитационных аномалий. Этот способ первоначально был обоснован В.К. Ивановым (1956 г.), подробно описан в работах К.В. Гладкого [24], С.А. Серкерова [11] и протестирован многими отечественными исследователями. За рубежом он известен как метод Спектора–Гранта [79], где применяется в основном при интерпретации магнитных аномалий. В России он реализован в программном пакете СИНГУЛЯР [4].

По углам наклона графика логарифма амплитудного спектра в разных частотных диапазонах определяются преобладающие глубины концентрации плотностных неоднородностей на заданном отрезке (или участке) реализации поля. Пример нахождения среднего положения особых точек в трех частотных диапазонах гравитационных аномалий показан на рис. 1.

Спектральные оценки глубин (h_1 , h_2 , h_3) на рис. 1 соответствуют сейсмическим отражающим границам на глубинах: 1, 2,5 и 7 км соответственно.

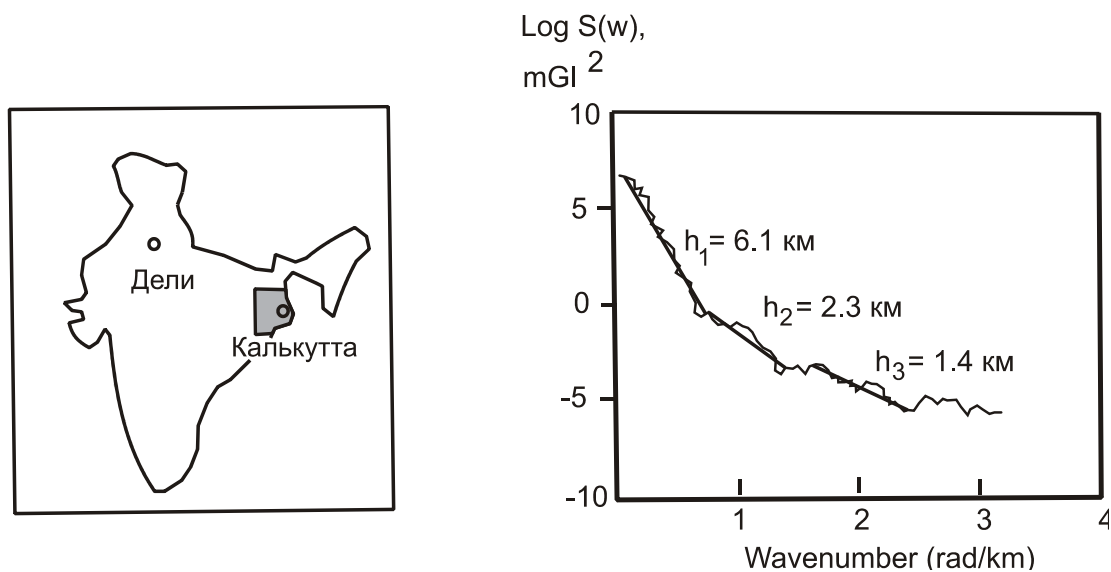


Рис. 1. Амплитудный спектр гравитационных аномалий в северо-восточной Индии [Bansal et al. – Pure appl. geophys. – 2006. – Vol. 163. – P. 1417–1434]

2.3. Гравитационное автокорреляционное зондирование

Математическая основа частотного решения задачи нахождения особых точек сложных систем плотностных неоднородностей определяется соотношением Хинчина–Винера:

$$R(\tau) = \int F(t)F(t + \tau) dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} [F(w)]^2 e^{i w \tau} dw,$$

где $R(\tau)$ – автокорреляционная функция гравитационных аномалий; t – пространственная координата функции $F(t)$, описывающей гравитационные аномалии; $F(w) = \int F(t) e^{-i w t} dt$ – энергетический спектр гравитационных аномалий; τ – смещение (сдвиг между точками сравнения в автокорреляционной процедуре); $w = \frac{1}{2\pi T}$ – пространственная частота, где T – период гравитационных аномалий или размеры области реализации поля.

Заменяя функцию $F(t)$ аналитической зависимостью поля простых источников от глубины их залегания, К.В. Гладкий [24], В.Н. Глазнев [25] и С.А. Серкерев [10] вывели ряд соотношений между средней глубиной залегания центров плотностных неоднородностей (Z_r) и значениями смещения τ нормированной автокорреляционной функции $R^n(\tau)$. В частности, для горизонтального цилиндра [10]:

$$R^n(\tau) = \frac{4Z_r^2}{4Z_r^2 + \tau^2}.$$

Подставляя в последнюю формулу характеристическое значение

$$R^n(\tau) = 0,3,$$

получим:

$$Z_r = \tau_{0,3} \frac{1}{\sqrt{9,3}} \approx \tau_{0,3} \frac{1}{\pi}.$$

Для изометричного источника $Z_r = \tau_{0,3} \frac{1}{\sqrt{8}}$ [10] и, таким образом, результаты локализации плотностных неоднородностей по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий слабо зависят от размерности последних.

Численная формула для вычисления нормированной автокорреляционной имеет вид:

$$R^n(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^n G(i)G(i+\tau)}{\sum_{i=1}^n G(i)^2},$$

где GZ_i – текущее значение поля силы тяжести на профиле; τ – смещение между точками сравнения поля.

Техника автоматизированных вычислений весьма проста:

1. В скользящей выборке заданного размера (окне) с заданными смещением (τ) и сдвигом окна выполняется вычисление средней глубины залегания источников гравитационных аномалий в пределах выборки, а вычисленные значения, относимые к центру расчетного окна, графически соединяются в кривую (кривую Z_r). Для достижения большей детальности разрезов задаются малые значения смещения (обычно 1...2) и сдвига (обычно 2...4).

2. Процедура повторяется при нарастающих размерах скользящего окна, чем достигается эффект частотного зондирования (по аналогии с вертикальным электрическим или магнито-теллурическим зондированием), и в автоматическом режиме строится пространственно-частотная развертка вероятных источников аномального гравитационного поля в классе тел квазиизометричным сечением.

Возможности двумерного автокорреляционного зондирования по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий показаны на тестовых примерах (рис. 2). В модели поднятия (рис. 2, а), к границе которого приурочены верхние кромки вертикальных пластов с избыточной плотностью $0,1 \text{ г/см}^3$, кривые Z_r , будучи приурочены к границе раздела, повторяют форму поднятия. Поскольку контрастность гравитационных аномалий с увеличением глубины залегания источников ослабевает (а это ведет к приближению кривых Z_r к земной поверхности), отрицательные формы рельефа глубинных тектонических границ плохо отображаются в разрезах Z_r (они проявляются только на фоне сопредельных с ними поднятий). Однако изучение протяженных депрессионных структур, обратных модели на рис. 2, а, возможно с помощью зеркально отраженных разрезов Z_r , при построении которых вычисление средней глубины залегания элементарных источников (Z_{rd}) в пределах расчетного окна (рис. 2, б) осуществляется по формуле:

$$Z_{rd} = 2Z_0 - Z_r,$$

где Z_0 – глубина залегания отражающей границы, определяемой по зонам сгущения корреляционных кривых Z_r за пределами структур, либо по априорным геолого-геофизическим данным, например: по стратиграфическим или сейсмическим оценкам средней глубины залегания изучаемой тектонической границы в рассматриваемом районе.

Модель на рис. 2, в доказывают возможность отображения в разрезах Z_r верхней границы тектонической пластины с неоднородной плотностью. Эта модель адекватна структурам аккреционных и олистостромовых (покровных) комплексов на границах литосферных сегментов с различным возрастом и типом земной коры. Характерным для этого типа моделей является слабая зависимость глубины залегания зон сгущения кривых Z_r от вариаций плотности блоков внутри пластин и соответственно – распределений локальных аномалий силы тяжести по профилю.

Опыт применения автокорреляционного зондирования в разнообразных геологических условиях Дальнего Востока России обнаружил повсеместную приуроченность зон сгущения кривых Z_r к границам раздела структурно-формационных комплексов в земной коре и границам тектоно-физических комплексов – в верхней мантии, а резкие смещения этих зон в вертикальной плоскости – к зонам глубинных разломов. Основным фактором, осложняющим применение этого метода, является существование резких или протяженных зон градиентов силы тяжести, под которыми кривые автокорреляционного зондирования смещаются вниз, создавая ложное представление о прогибании структурных поверхностей. Исключение или существенное ослабление влияния протяженных и высокоамплитудных зон градиентов аномалий Буге осуществляется с помощью трансформаций наблюдаемых аномалий (лучше всего – пересчетов вверх или осреднения) и последующей интерпретации остаточных аномалий.

А.В. Петровым [9, 43] аналогичным образом разработана методика автокорреляционного зондирования в 3D-варианте, где вычисления Z_r по картам гравитационных аномалий осуществляются в скользящем окне «живой формы».

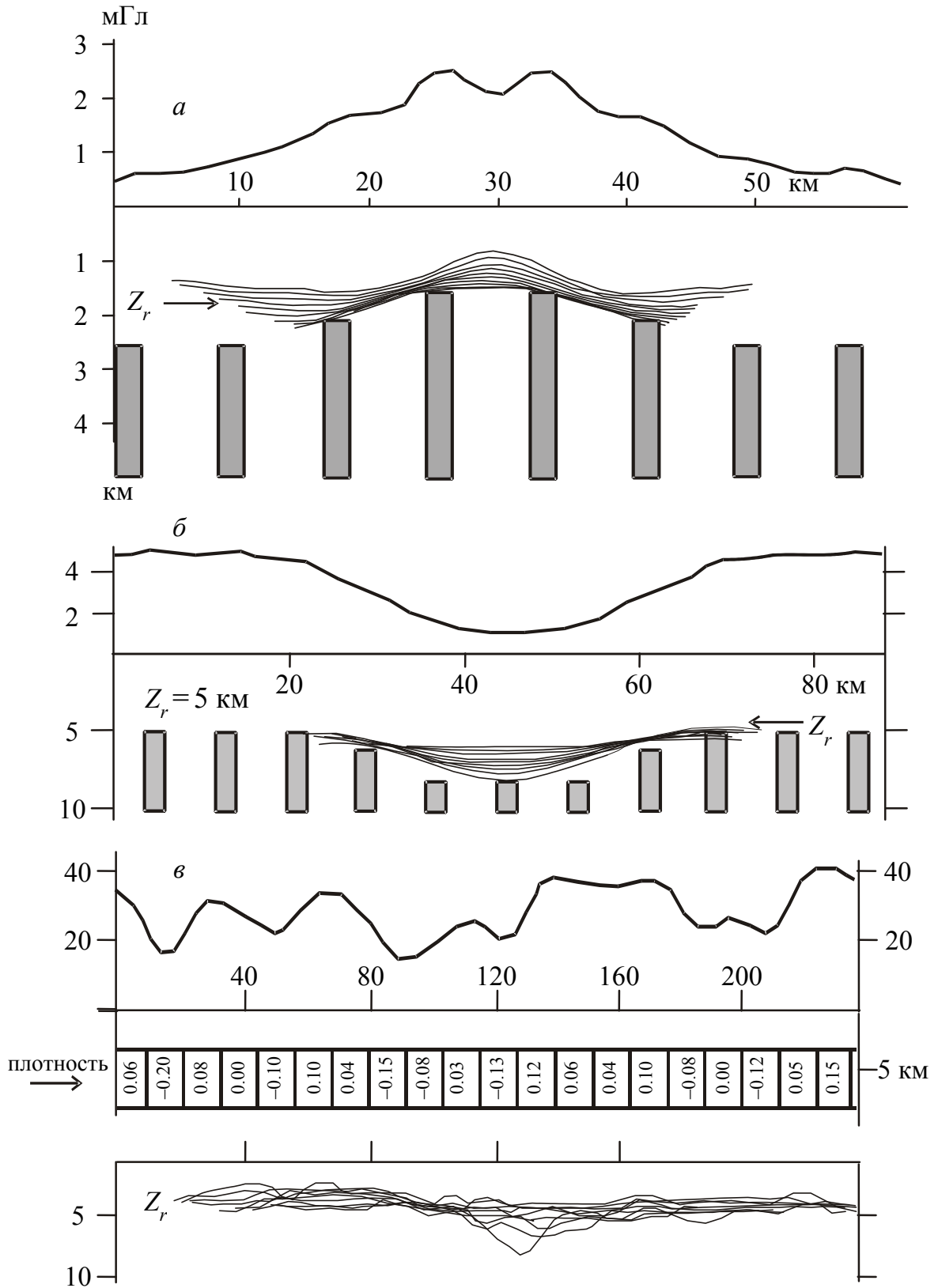


Рис. 2. Имитационные модели двумерного автокорреляционного зондирования

2.4. Корреляционно-регрессионный анализ

Корреляционно-регрессионный анализ – это метод установления аналитического выражения статистической зависимости между исследуемыми признаками, в гравиразведке – зависимости между значениями аномального поля и какой-либо геологической границей. Уравнение линейной регрессии: $y = a + bx$. В этом уравнении переменная y выражается через константу a и угловой коэффициент b , умноженный на значение переменной x . Константу a также называют свободным членом, а угловой коэффициент – коэффициентом регрессии.

В более сложных случаях связь между параметрами поля и геологической среды может описываться полиномиальными уравнениями вида:

$$y = a + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_n x_n,$$

или

$$y = a + b_1 x + b_2 x^2 + b_3 x^3 + \dots + b_n x^n.$$

Существуют также степенная ($y = ax^b$) и показательная ($y = ab^x$) регрессии.

Построение уравнения регрессии сводится к оценке ее параметров. Для оценки параметров линейных регрессий используют метод наименьших квадратов. В простейшем случае вычисление параметров линейной регрессии осуществляется по формулам:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i - n \sum_{i=1}^n x_i y_i}{\left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 - n \sum_{i=1}^n x_i^2}; \quad a = \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n y_i - b \sum_{i=1}^n x_i \right).$$

Корреляционно-регрессионный анализ гравитационных аномалий преследует цель определения связи аномального гравитационного поля, чаще – его компоненты, с каким-либо элементом геологического строения исследуемой территории. Чаще всего этим элементом являются резкие границы раздела геологических или тектоно-физических сред: кровля метаморфического фундамента под осадочным чехлом, граница гранитно-метаморфического и нижнекорового мафического слоев, подошва земной коры или литосферы. Значениям переменной x соответствуют глубины залегания границы, определяемые по сейсмическим или другим геофизическим данным на эталонном профиле. Полученное уравнение регрессии в дальнейшем можно использовать для построения рельефа геологической границы z в плане (межпрофильном пространстве).

Наблюденные гравитационные аномалии редко используются для корреляционного построения рельефа глубинных геологических границ и обычно в качестве функции x используется локальная или региональная (в зависимости от задачи) трансформанта аномального поля. Выделение нужной компоненты поля может быть осуществлено с помощью тренд-анализа.

Под тренд-анализом понимается аппроксимация эмпирических данных некоторыми функциями, аргументами которых являются координаты точек наблюдения. Предполагается, что любое из наблюдаемых значений U может быть представлено в виде суммы двух компонент, одна из которых – F – рассматривается как закономерная функция от координат, а другая φ – как случайная:

$$U(x, y) = F(x, y) + \varphi(x, y).$$

Первая задача сводится к нахождению функции $F(x, y)$, близкой к $U(x, y)$ и тем самым к выделению закономерной составляющей (тренда). Восстановление функции $F(x, y)$ через $\varphi(x, y)$ из $U(x, y)$ может быть произведена методом скользящего среднего, путем подбора степенного полинома, описывающего поверхность тренда, или с помощью гармонического разложения периодической функции на гармонические компоненты. Второй задачей является вычисление локальной составляющей $\varphi(x, y)$ – знакопеременных отклонений от тренда.

Принципиальная модель *метода скользящего среднего* может быть охарактеризована следующим выражением:

$$Z_k = \sum_{i=1}^m \omega_i z_i,$$

где Z_k – оцениваемое значение; m – взвешенная сумма соседних наблюдений; ω – весовая функция. При осреднении: $\omega = \frac{1}{m}$. При сглаживании

не взвешенным осреднением: $Z(x, y) = \sum \frac{U(x_r, y_r)}{m}$ (вычисление среднего в окне).

Подбор степенного полинома – это нахождение для данной функции $U(x)$ функции $F(x)$ из определённого класса (например, алгебраических многочленов заданной степени), близкой к $U(x)$, т. е. дающей её приближенное представление. Искомая функция заменяется полиномами P степени m :

$$P_m(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_mx^m.$$

Для оценки степени приближения полинома $P_m(x)$ к точкам $U(x)_i$ используется метод наименьших квадратов, согласно которому наилучшее приближение достигается при минимуме суммы квадратов отклонений полинома от значений функции. С повышением степени полинома все большее проявление получают локальные изменения поля, однако при небольшом числе неравномерно расположенных точек наблюдений и высоких степенях полинома возможны большие отклонения модельных данных от истинных.

Периодическую составляющую тренда $F(x)$ можно записать также в виде *разложения периодической функции на гармонические компоненты* ряда Фурье:

$$F(x) = a_0 + \sum_{k=0}^{\infty} \left(a_k \cos \frac{2k\pi x}{L} + b_k \sin \frac{2k\pi x}{L} \right),$$

где k – номер гармоники, или гармоническое число; a_k, b_k – коэффициенты, зависящие от гармонического числа; L – длина ряда наблюдений.

Периодическая составляющая $F(x)$ представляется суммой синусоидальных и косинусоидальных функций, частоты которых кратны основной частоте $1/L$. При вычислениях ограничиваются конечным числом гармоник. Неизвестные коэффициенты a_k и b_k находятся методом наименьших квадратов из системы линейных уравнений, решаемых с помощью быстрого преобразования Фурье (БПФ). Его алгоритм реализован во встроенных функциях практически всех современных математических пакетов компьютерных программ.

2.5. Локализация сингулярных точек плотностных неоднородностей в случайной постановке

2.5.1. Локализация особых точек плотностных неоднородностей в классах простых модельных тел

Такой подход основан на вычислении особых точек тел правильной геометрической формы по аналитическим формулам. Вычисления осуществляются во множественной и случайной постановке, а результаты вычислений статистически обобщаются. На гравиметрической карте выделяются локальные аномалии, близкие по форме к аномалиям простых источников, которые интерпретируются по соответствующим аналитическим формулам без выяснения геологической природы аномалий. Наиболее просто в поле аномалий силы тяжести выявляются аномалии типа вертикальный блок (или уступ) и симметричные аномалии над го-

ризонгальным цилиндром и шаром, характеризующихся изометричным поперечным сечением.

Первый класс элементарных модельных тел использовался в моделях Ю.Я. Ващилова [20], который интерпретировал палетками аномалии, соответствующие виду аномалий над вертикальными параллелепипедами. В результате множественной интерпретации формировались массивы значений верхних (Z_1), нижних (Z_2) кромок блоков и их избыточной плотности (σ), зависящие от координат (x, y), по которым строились карты глубин и плотностей. Оказалось, что глубины (Z_1, Z_2) приурочены к региональным границам раздела структурно-вещественных комплексов земной коры, а латеральные вариации плотности соответствовали плотностным характеристикам комплексов, полученным в результате физического опробования образцов горных пород.

В современных условиях применение палеток архаично, но с такой же целью можно использовать множество аналитических методов определения особых точек вертикальных блоков и границ, например – метод Стэнли [80], легко поддающийся программированию. Этот метод предназначен для интерпретации аномалий вида «ступень» по третьей производной гравитационного потенциала (V_{zxx}). После двукратного дифференцирования кривой V_z глубина верхней кромки, угол наклона и избыточная плотность уступа определяются по абсциссам и ординатам минимумов и максимумов кривой V_{zxx} (рис. 3).

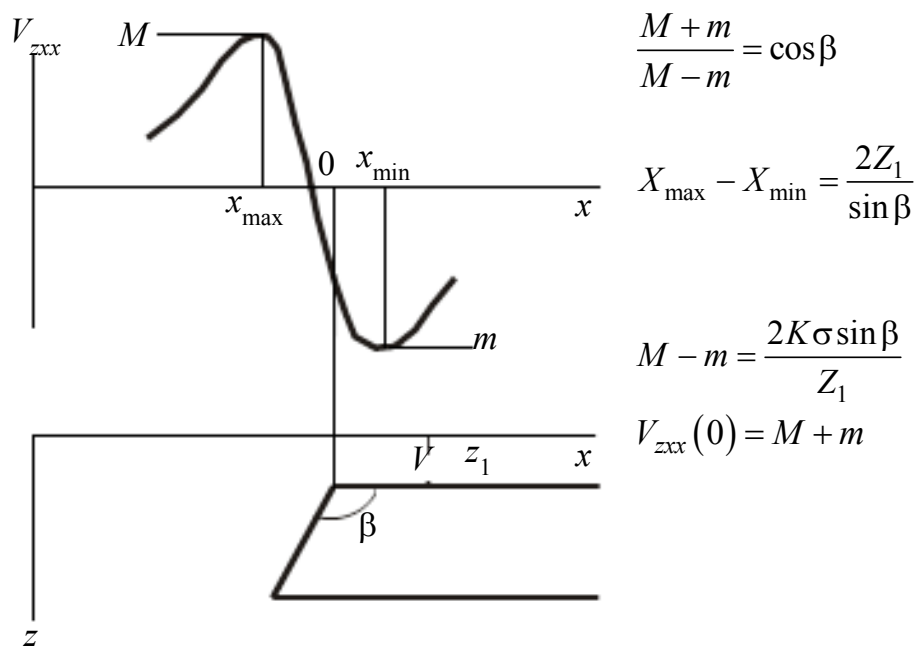


Рис. 3. Вычисление параметров уступа методом Стэнли [80]

Осуществив формальную множественную интерпретацию аномалий вида «ступень» или «уступ», без выяснения их геологической природы, можно построить схемы распределений верхних кромок уступов, наклона границ и избыточной плотности вертикальных геологических границ для исследуемой территории. Распределения верхних кромок могут содержать информацию о поведении региональных границ раздела структурно-формационных комплексов, наклон границ – о преобладающих векторах (вергентности) тектонических деформаций на разных участках и в разных глубинных диапазонах геологического разреза, а избыточная плотность – о вещественном составе слоисто-блоковых структур земной коры. Поскольку конечные результаты такого моделирования содержат генерализованные сведения об объектах исследования, они представляются в масштабах на порядок мельче масштабов исходных гравиметрических карт. Например: если интерпретируются гравиметрические карты М 1:200 000, то значимые результаты генерализации вычислений проявятся в масштабе М 1:1 000 000.

В аналогичной постановке используется класс модельных тел с изометричным поперечным сечением, в идеальном случае – шар или горизонтальный круговой цилиндр [8]. Вычисления можно проводить в 2D- и 3D-вариантах. Последнее возможно с помощью программного комплекса СИГМА3D (<http://www.sigma3D.com>).

В двумерном варианте по исходной гравиметрической карте строятся графики аномалий Буге, ориентированные в крест преобладающему простиранию изоаномал и расположенные на одинаковом расстоянии друг от друга, на которых выделяются квазисимметричные возмущения, соответствующие виду аномалий от шара (изометричные аномалии в пространстве координат x, y) или кругового цилиндра (аномалии вытянуты в поперечном направлении). Вычисление избыточной массы и глубины залегания центра масс в таких случаях является однозначной операцией и может быть осуществлено множеством способов. Наиболее простыми и легко программируемыми являются интегральные способы, поскольку интегральные характеристики гравитационных аномалий однозначно связаны с количеством и координатами центра возмущающих масс, исходя из теоремы Гаусса о силовом потоке через замкнутую поверхность:

$$\int_s F_n ds = \int_s \frac{dV}{dn} dS = -4\pi KM,$$

где F_n – силовой поток; n – элемент контура; S – площадь поверхности аномальных масс; V – гравитационный потенциал; K – гравитационная постоянная; M – избыточная масса.

Следствием теоремы Гаусса является ряд интегральных соотношений:

$$\int_{-\infty}^0 V_z dx = 2\pi KM; \quad \int_{-\infty}^0 x V_z dx = 2\pi KM \cdot 0; \quad \int_{-\infty}^0 V_{zx} dx = \frac{2\pi K\sigma}{Z_0},$$

где x_0, z_0 – координаты центра масс; σ – избыточная плотность изометричного тела или линейный элемент массы вытянутого тела.

В трехмерном случае [60]:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} V_z(x, y) x dx dy = 2\pi KMx_0; \quad \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} V_z(x, y) y dx dy = 2\pi KM y_0;$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (xV_z - x^2V_{zz}) dx dy = -2\pi KMZ_0.$$

Эти выражения могут быть использованы для однозначного нахождения избыточной массы и глубины залегания центра масс. В 2D-случае центр аномальной массы с изометричным поперечным сечением может быть определен численной формулой:

$$Z_0 = k \frac{\sum_{i=1}^{i=n} V_z(i)}{V_{zm}},$$

где $V_z(i)$ – текущее значение аномального гравитационного поля за вычетом региональной составляющей; V_{zm} – амплитуда локального возмущения; k – коэффициент, зависящий от формы аномалии (вытянутости аномалии в поперечном направлении), $0,76 < k < 1$.

Вычисления накапливаются в массиве $Z_0(x, y)$, который в дальнейшем используется для построения схем распределения центров масс плотностных неоднородностей.

Имитационные модели (см. рис. 4) показывают, что при взаимном удалении возмущающих масс на расстояние, большее 2D, интерпретация локальных аномалий по формулам для изометричных источников применима с точностью не грубее 30 % для геологических тел и структур широкого пространственного диапазона: $5 > \Delta H/D > 0,1$, где ΔH – вертикальная мощность источника. Такому условию соответствует широкий круг плотностных неоднородностей в метаморфическом фундаменте, аккреционно-складчатых структурах, магматических ареалах и поясах. В диапазоне $2 > \Delta H/D > 0,5$ точность определения центров плотностных неоднородностей не превышает 10 %.

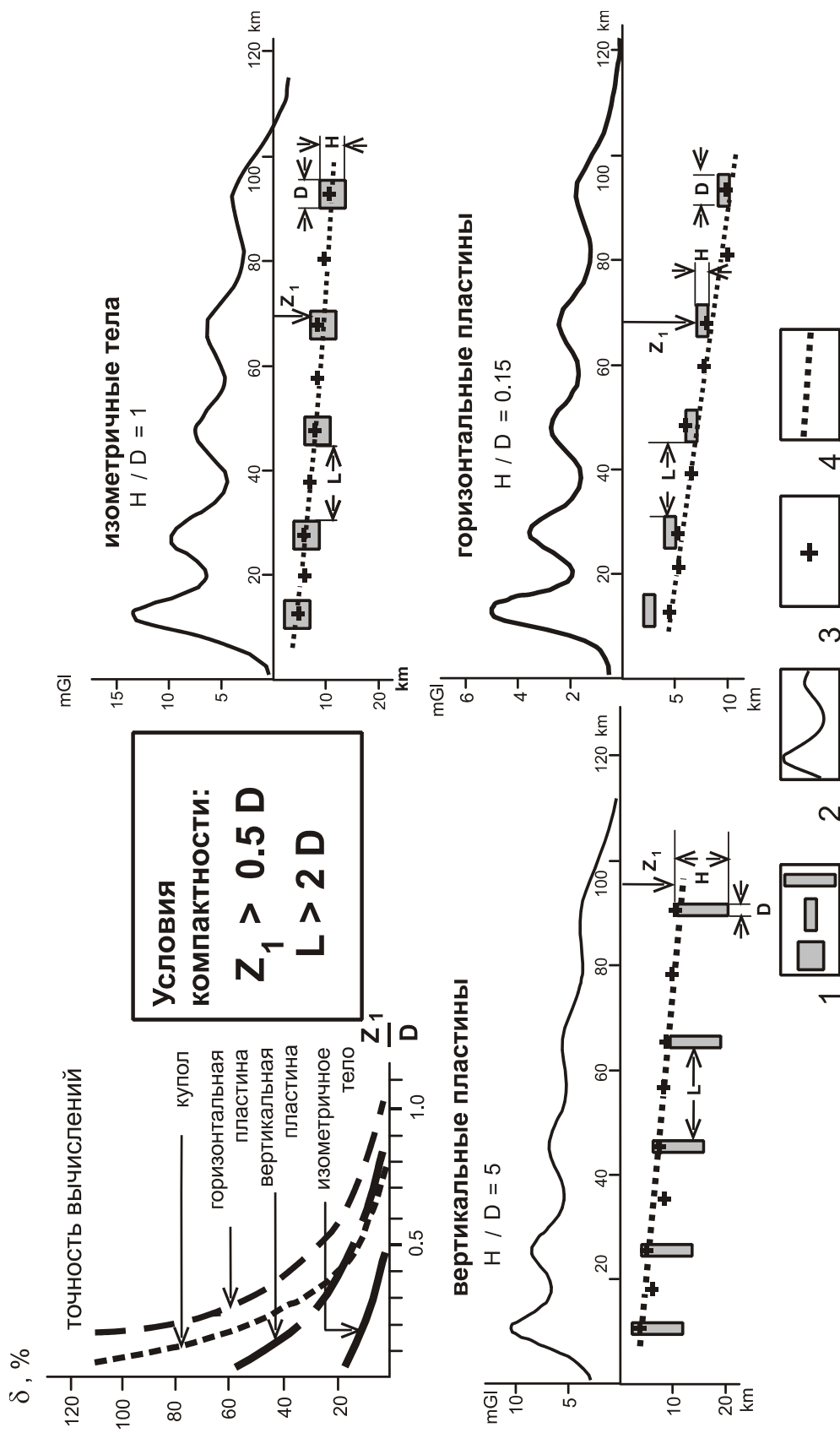


Рис. 4. Граничные условия пространственной корреляции плотностных неоднородностей компактного класса:
 1 – модельные тела; 2 – графики аномалий силы тяжести; 3 – положение центров масс элементарных источников, вычисленных по графикам аномалий силы тяжести; 4 – линии корреляции центров масс плотностных неоднородностей

Невысокая точность локализации источников допускает широкие вариации асимметрии аномалий (до 1:3) и углов (от 90° до 50°) их пересечений расчетными профилями. Основные погрешности в расчеты вносят пологие горизонтальные границы, вариации рельефа которых создают аномалии, близкие по форме к аномалиям от изометричных тел. В сложных геологических условиях складчатых областей и вулканических поясов морфологические формы не выходящих на поверхность возмущающих тел и структур и их количественное (процентное) присутствие в земной коре и верхней мантии в подавляющем случае не известны, однако степень приближения формализованных моделей к геологической реальности (достоверность моделирования) можно оценить на заключительном этапе интерпретационного процесса путем сопоставления этих моделей с имеющимися геолого-геофизическими данными: стратиграфическими, сейсмическими, магнитотеллурическими и другими.

Схемы распределений $Z_0(x, y)$ в разных глубинных диапазонах содержат информацию о векторах тектонических деформаций в разных слоях тектоносферы и структурных несогласиях на границах структурно-формационных комплексов. По этим же схемам можно диагностировать глубинные разломы, региональные поднятия и прогибы, структуры надвигания, пододвигания, обрезания, растяжения и сдвига крупных сегментов земной коры и верхней мантии.

2.5.2. Метод Трошкова–Грозновой

В теории потенциала особыми точками аналитических функций, описывающих аномальное гравитационное поле, являются точки, в которых функция теряет аналитичность. Эти точки несут информацию о местоположении и форме источников гравитационных аномалий [3]. На этом основана большая группа методов особых точек, в том числе – метод Трошкова–Грозновой, или метод отношения производных [3], первоначально разработанный для магнитных аномалий [59]. В этом методе элементы аномального гравитационного поля представляются в форме функционалов Фурье или Коши.

При однородной избыточной плотности геологических тел, аппроксимируемых горизонтальными круговыми цилиндрами, бесконечно тонкими вертикальными пластами и горизонтальными призмами, а также комбинациями перечисленных форм, прямое преобразование Фурье после упрощений может быть записано в форме [59]:

$$F^a(\omega) = f(x) = \sum_{k=1}^n A_{k_0} \omega^{a-a_k} e^{i\omega t_k},$$

где $t_k = x_k - iz_k$ – комплексные координаты особых точек; a_k – коэффициент формы объекта; A_{k_0} – интенсивность источников в точках t_k ; n – число точек.

Типы формы объектов: $a_k = 0$ (оси горизонтальных цилиндров), $a_k = 0,5$ (фокусные линии), $a_k = 1$ (кромки тонких вертикальных пластов), $a_k = 1,5$ (ребра горизонтальных призм).

Таким образом, особые точки функций аналитических продолжений гравитационных аномалий одинаково локализируются вне зависимости от их типа. После многократного дифференцирования функции, описывающие поле, становятся мероморфными, т. е. они приобретают особенности полюсов разного порядка [3]. Более полный перечень особых точек и их математические характеристики приводятся в учебном пособии Ю.И. Блоха [3]. Им же показано, что при дифференцировании аналитической функции особые точки не меняют своего положения, а меняют лишь свой тип. Общий вид мероморфной функции:

$$F(u) = \sum_{i=1}^n \frac{B_i}{(U - W_i)^p},$$

где B_i – комплексный коэффициент, имеющий смысл мощности полюса; W_i – комплексная координата k -го полюса; p – порядок полюса, указывает на тип особой точки: при $p=1$ особая точка соответствует излому геологической границы, при $p=2$ точка соответствует краю тонкого пласта, при $p=3$ точка соответствует центру масс изометричного тела.

Локализация особых точек по методу Трошкова–Грозновой реализована в программе СИНГУЛЯР [4], где алгоритм локализации особой точки внутри скользящего окна сводится к виду:

$$F(u) \approx \sum_{i=1}^n \frac{B_1}{(U - W_1)^p}.$$

Соответственно, производная этой функции:

$$F'(u) = \sum_{i=1}^n \frac{pB_1}{(U - W_1)^{p+1}}.$$

Комплексная координата особой точки (w_1) определяется по отношению производных:

$$w_1 \approx u + \frac{pF(u)}{F'(u)}.$$

Численные выражения для определения параметров w_1 , B_1 и p приведены в учебном пособии Ю.И. Блоха [3].

Вычисления ведутся на нескольких высотных уровнях, чем достигается эффект частотного зондирования, аналогичный автокорреляционной процедуре (п. 2.3), и в результате в нижнем полупространстве формируется область (рой) особых точек разного типа. Корреляция точек в горизонтальном направлении согласуется с поведением резких тектонических границ, в вертикальной плоскости – с разломами, а нижняя граница области очерчивает границу «гравитационно-активного» слоя, т. е. слоя, ниже которого контрастные (резкие) плотностные неоднородности отсутствуют.

2.5.3. Метод Березкина

Предложенный В.М. Березкиным в 1967 г. способ нахождения особых точек плотностных неоднородностей по гармоническим разложениям вторых производных гравитационного потенциала многие годы широко используется в отечественной практике, особенно при региональных исследованиях и в нефтяной геофизике. В настоящее время этот метод является частью программного пакета СИНГУЛЯР [4]. Метод основан на спектральном разложении и аналитическом продолжении производных гравитационного потенциала:

$$G = \sqrt{U_{xz}^2 + U_{zz}^2}.$$

Это выражение носит название «полного градиента».

Привлекательность этого параметра в том, что в особых точках тел разной формы он имеет одинаковые значения [1]. Так, над центром горизонтального кругового цилиндра выражение полного градиента имеет вид:

$$G(x, y) = 2K\lambda \frac{1}{x^2 + z^2},$$

где λ – линейная плотность.

То же над двумя горизонтальными цилиндрами с расстояниями между центрами $2L$:

$$G(x, y) = 2K\lambda \frac{4K\lambda}{(x^2 + z^2)^2}.$$

Над краем материальной вертикальной и горизонтальной полуплоскости с поверхностной плотностью (μ):

$$G(x, y) = 2K\mu \frac{1}{x^2 + z^2}.$$

Таким образом, в методе Березкина используются те же фундаментальные свойства гравитационного потенциала, которые описаны ранее (п. 2.5.2) в методе Трошкова–Грозновой: особые точки тел разной формы одинаково локализируются в поле производных.

Метод Березкина более эффективен при вычислении нормированного, по среднему, значения полного градиента:

$$G^H(x, z) = \frac{\sqrt{U_{xz}^2(x, z) + U_{zz}^2(x, z)}}{\frac{1}{m} \sum_{i=0}^m \sqrt{U_{xz}^2(x_i, z) + U_{zz}^2(x_i, z)}},$$

где n – число точек на профиле.

$$V_{xz}(x, y) = \frac{n}{L} \sum_{N^1}^{N^2} nB_n \cos \frac{\pi nx}{L} e^{\frac{\pi ny}{L}} Q,$$

где
$$Q = \left(\sin \frac{\pi n}{N} \right)^\mu / \frac{\pi n}{N},$$

L – длина профиля; N – число членов ряда; n – порядковый номер гармоники (B_n); $\mu = 1, 2, 3, \dots$ – коэффициент ряда или гармоника подбираются эмпирически:

$$(B_n) = \frac{1}{L} \int_{-L}^L U(x, 0) \sin \frac{\pi nx}{L} dx.$$

Соответственно

$$V_{zz}(x, y) = \frac{n}{L} \sum_{N^1}^{N^2} nB_n \sin \frac{\pi nx}{L} e^{\frac{\pi ny}{L}} Q.$$

С целью локализации особых точек осуществляется продолжение полного градиента вниз на несколько уровней при разном числе гармоник. На высоких гармониках проявляются особые точки на верхних уровнях геологического пространства, а на низких – более глубинные особенности.

Пример тестирования метода показан на рис. 5. Как следует из него, особые точки вполне определенно очерчивают структурные границы 2-го типа в разных классах модельных тел.

Вычисление полного нормированного градиента осуществляется с помощью прямого преобразования Фурье, в результате которого значения $V_{xz}(x, y)$ и $V_{zz}(x, y)$ выражаются в форме ряда Фурье [1].

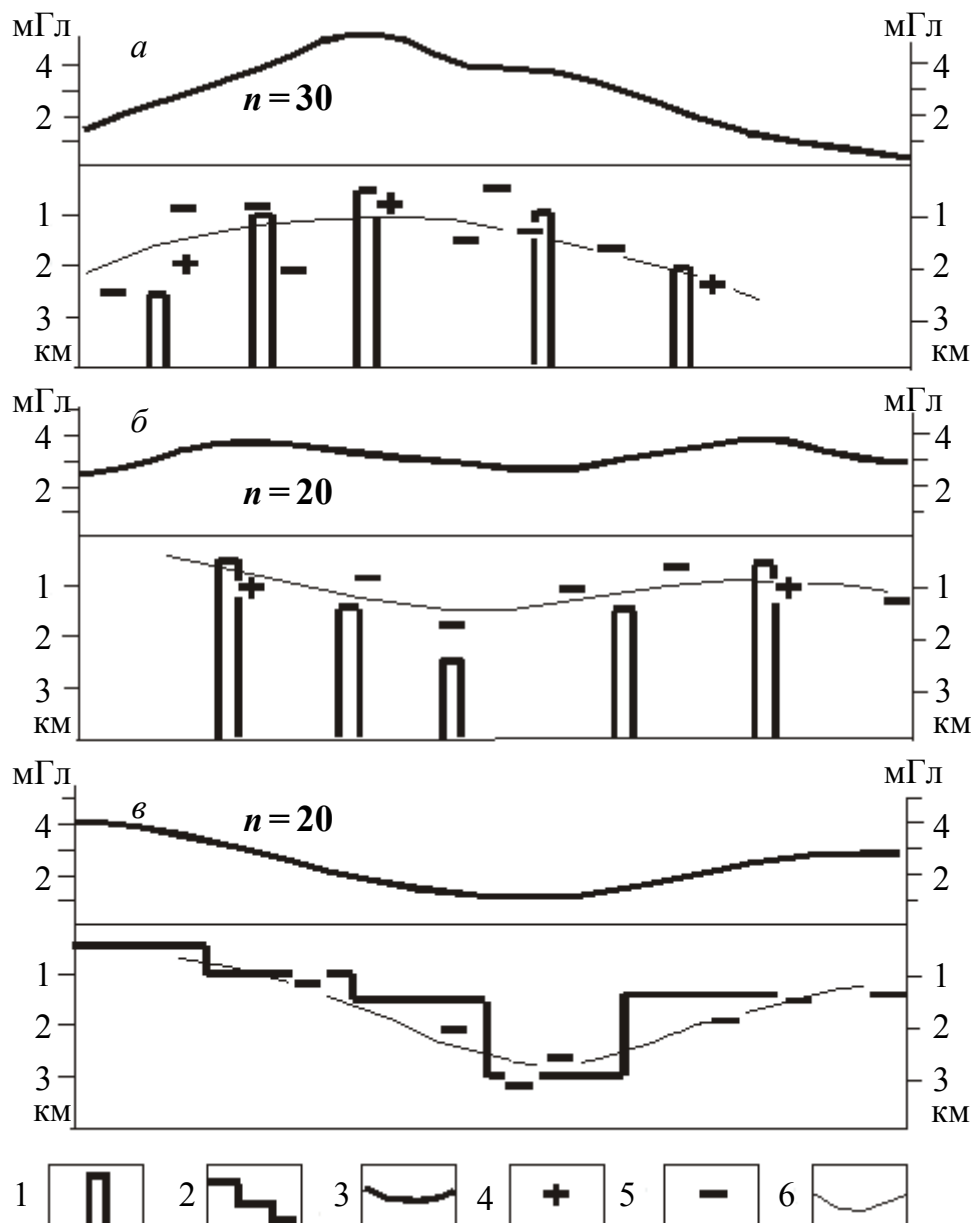


Рис. 5. Распределения особых точек, локализованных методом Березкина в модельных примерах: а – антикалинальная структура с дайками основного состава; б – модель синклиной структуры с дайками основного состава; в – модель грабен-синклиальной структуры; 1 – дайки; 2 – плотностной контакт; 3 – аномалии Буге; 4–5 – особые точки; максимумы (4) и минимумы функции G^H ; 6 – статистические структурные границы

2.5.4. Деконволюция Эйлера

Слово «деконволюция» с английского языка переводится как «развертка». Метод основан на уравнении Эйлера для вертикальных и горизонтальных производных гравитационного потенциала, описываемых однородными функциями [14]:

$$(x - x_0)U_{zx} + (y - y_0)U_{zy} + (z - z_0)U_{zz} = N(B_z - U_z);$$

$$(x - x_0)U_{yx} + (y - y_0)U_{yy} + (z - z_0)U_{yz} = N(B_y - U_y),$$

где N – структурный индекс (для уступа $N = 0$, для точечной и сферической массы $N = 2$, для горизонтального цилиндра $N = 1$); U_z – аномалия силы тяжести (первая вертикальная производная потенциала); B_z – региональный фон гравитационных аномалий; U_y – горизонтальная составляющая гравитационных аномалий; B_y – фон горизонтальной составляющей; x, y, z – координаты точек с известными значениями производных потенциала, x_0, y_0, z_0 – координаты особой точки. В результате подставления в уравнение Эйлера вместо U_z формул простых источников, вычисляются значения x_0, y_0, z_0 . Например, если подставить формулу точечного источника:

$$U(0) = \frac{KM}{r^2},$$

где $r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2}$; M – масса,

то выражения производных потенциала над его центром будут иметь вид:

$$U_{xx} = KM \frac{-3(x - x_0)^2}{r^5}, \quad U_{yy} = KM \frac{-3(y - y_0)^2 + r^2}{r^5};$$

$$U_{xy} = KM \frac{-3(x - x_0)(y - y_0)}{r^5}, \quad U_{yz} = KM \frac{-3(y - y_0)(z - z_0)}{r^5};$$

$$U_{xz} = KM \frac{-3(x - x_0)(z - z_0)}{r^5}, \quad U_{zz} = KM \frac{-3(z - z_0)^2 + r^2}{r^5}.$$

Вычисления осуществляются в скользящих окнах, в которых определяются средние значения производных гравитационного потенциала и затем – средняя глубина особой точки в пределах окна. Получаемые в результате массивы особых точек можно дифференцировать по глубинным диапазонам и строить соответствующие схемы распределений особых точек в нескольких диапазонах.

Метод не отличается высокой точностью, однако после генерализации (сглаживания) вычислений особые точки плотностных и магнитных неоднородностей очерчивают поверхность кристаллического фундамента под осадочным чехлом с точностью около 15 % относительно сейсмических данных [3, 65]. Результаты тестирования этого метода показаны на рис. 6.

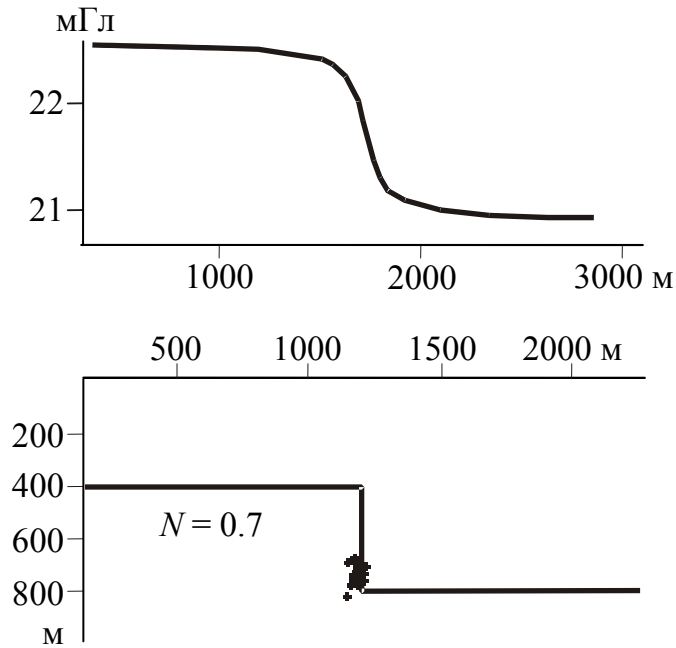


Рис. 6. Тестирование метода деконволюции Эйлера над вертикальным контактом [69]

2.6. Локализация вероятных решений обратной задачи

В последнее время все чаще осуществляются попытки локализовать решения обратных задач гравитационного потенциала с помощью статистических оценок [16], в частности – ранжирования изучаемых объемов геологических сред по степени вероятности обнаружения аномалиеобразующих объектов [28]. Одним из таких приемов является нахождение нормированной функции локализации $V^*(\omega)$, которая характеризуют геометрическую вероятность (P) присутствия аномального объекта в элементарном объеме среды, полученную в результате синтеза допустимых решений обратной задачи [28].

В приводимом примере (рис. 7) показаны области вероятных решений обратной задачи нахождения параметров четырехугольных призм, горизонтальная мощность которых может изменяться в пределах от 2 до 15 км, вертикальная мощность – от 0,5 до 5 км, интервал глубин залегания 2...12 км, а избыточная плотность – заключена в интервале 0,05...0 3 г/см³. Получено 100 частных решений обратной задачи, некоторые из которых показаны на рис. 7, а.

Функция $V(\omega)$ характеризует частоту попадания элемента замощения модели в конфигурацию серии решений. Нормированная по максимуму функция $V^*(\omega)$ характеризует вероятность (P) присутствия

объекта в элементарном объеме среды. В пределах области $V^*(\omega) = 0$ аномальные массы отсутствуют, а в области $V^*(\omega) = 1$ они гарантированно присутствуют. Как следует из рис. 7, б, искомое тело локализуется по пороговому значению $V^*(\omega) > 0,6$.

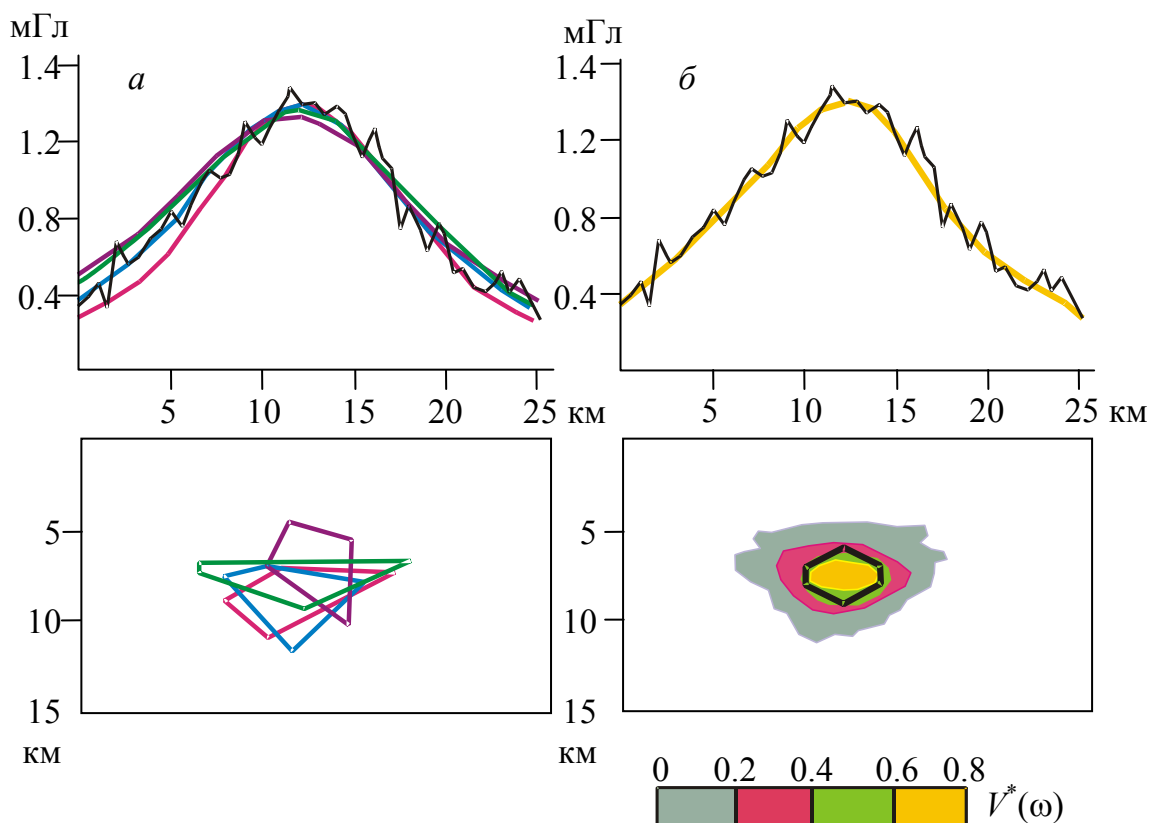


Рис. 7. Нахождение вероятного решения обратной задачи с помощью функции локализации [28]: а – варианты решений; б – области решений с разной степенью вероятности обнаружения моногеничного возмущающего объекта

2.7. Статистическая оценка плотностной контрастности 3D-геологического пространства

Вычисление глубин залегания особых точек в явном виде (п. 2.5.1) позволяет оценивать вещественные характеристики плотностных неоднородностей. В классе вертикальных призм или уступов плотностные характеристики элементарных тел вычисляются непосредственно, а затем обобщаются на конечном этапе интерпретационного процесса в виде схем распределения аномальной плотности [20]. В случае модельных тел с изометричным поперечным сечением (шар и горизонтальный цилиндр) значения избыточной плотности тел инвариантны в зависимости от радиуса тел, который без априорной информации однозначно опре-

делить невозможно. Однако выметание объемных масс на поверхность эквивалентных сфер позволяет оценивать степень плотностной контрастности среды на отрезках, заключенных между центрами масс и условными поверхностями (H_c), касательными к эквивалентным сферам.

Это возможно потому, что гравитационный потенциал объемного источника эквивалентен потенциалу сферической поверхности с тем же центром масс [53], что позволяет реализовать принцип «выметания» плотностных неоднородностей на поверхность эквивалентных сфер, впервые сформулированный Жюлем Анри Пуанкаре и позднее исследованный Г. С. Эвансом (1933), Л.Н. Сретенским (1946), Ю.А. Шашкиным (1958), Д. Зидаровым (1968), В.Н. Страховым (1972, 1973) и многими другими. В частности, В.Н. Страхов [55] распространил этот принцип на более сложные тела, границы которых описываются аналитическими функциями, и показал, что эквивалентность распределений сложных масс с общим центром тяжести непрерывна относительно плотности. В этой же работе показано, что дополнительным условием такой эквивалентности является симметричность гравитационных возмущений, соответствующих эквивалентным областям.

Избыточная масса изометричного тела при известной или ранее вычисленной глубине залегания центра масс (Z_0) однозначно вычисляется по формуле:

$$M = \frac{V_{zm} Z_0^2}{K}.$$

Если площадь сферы: $S = 4\pi r^2$ и $r = Z_0 - H_c$ (см. рис. 8), то поверхностная плотность эквивалентной сферы определится как:

$$\mu = \frac{M}{S} = \frac{V_{zm} Z_0^2}{4\pi K (Z_0 - H_c)^2}.$$

Нормализованная по глубине Z_0 поверхностная плотность эквивалентной сферы будет описываться выражением:

$$\mu_Z = \frac{V_{zm} Z_0}{4\pi K (Z_0 - H_c)^2}.$$

Последний параметр отражает степень плотностной контрастности геологических сред. Чтобы построить схемы распределений μ_z -параметра в 3D-геологическом пространстве, последнее разбивается на k -серии условных слоев, ограниченных поверхностями $Z_1(k)$ и $Z_2(k)$.

Аномальные массы каждого слоя выметаются на поверхность эквивалентных сфер, касательных к поверхности соответствующего слоя (рис. 9) и рассчитываются значения μ_z -параметра по алгоритму (рис. 8).

Вычисления повторяются для каждого условного слоя. Поверхность Нс всегда располагается выше на 1...2 км от поверхности соответствующего слоя, чтобы избежать обращения в ноль знаменателя в формуле μ_z (рис. 8). Пиковые значения μ_z принудительно сглаживаются.

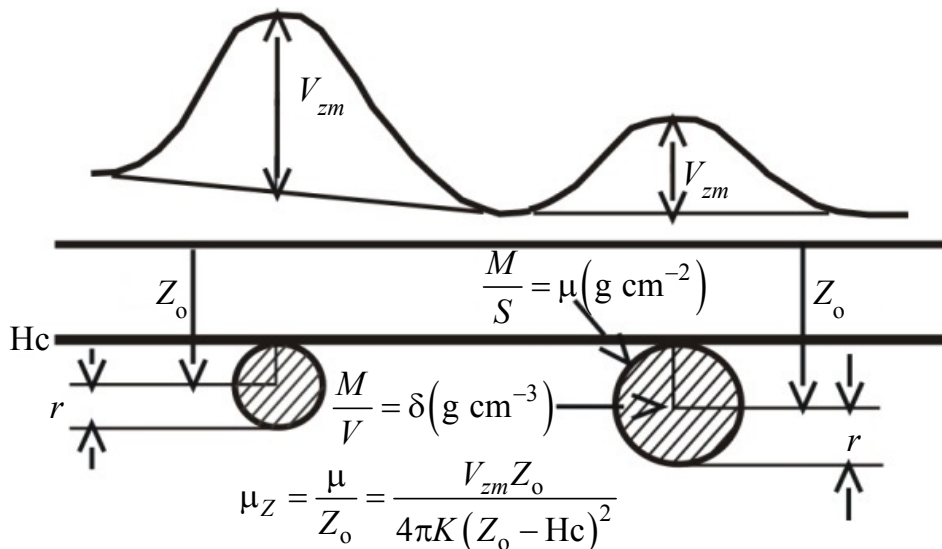


Рис. 8. К определению μ_z -параметра

Получаемая модель (рис. 9) является основой для построения карт-срезов и разрезов μ_z -параметра с помощью стандартных средств преобразования цифровой информации в графические образы (Surfer, ArcGIS и др.). μ_z -модели представляют собой статистические отображения плотностной неоднородности (контрастности) геологического пространства, поскольку каждое элементарное вычисление является случайным, а геологическая природа соответствующего гравитационного возмущения не рассматривается.

Опыт проведенных исследований [8, 46–50] свидетельствует о том, что построенные описанным образом формализованные модели плотностной неоднородности земной коры и верхней мантии отражают реологическое состояние геологических сред. Во всех полученных распределениях максимумам μ_z -параметра в земной коре соответствуют жесткие массивы и блоки древних кристаллических комплексов (AR-PR), пластины вулканогенно-кремнистых пород (MZ) и океанической коры, а минимумам – турбидитовые комплексы, зоны милонитизации и аккреционные призм, характеризующиеся микститовой структурой, а также области и участки термогенного понижения вязкости в переходном слое «кора–мантия» под гранитоидными и вулканическими поясами.

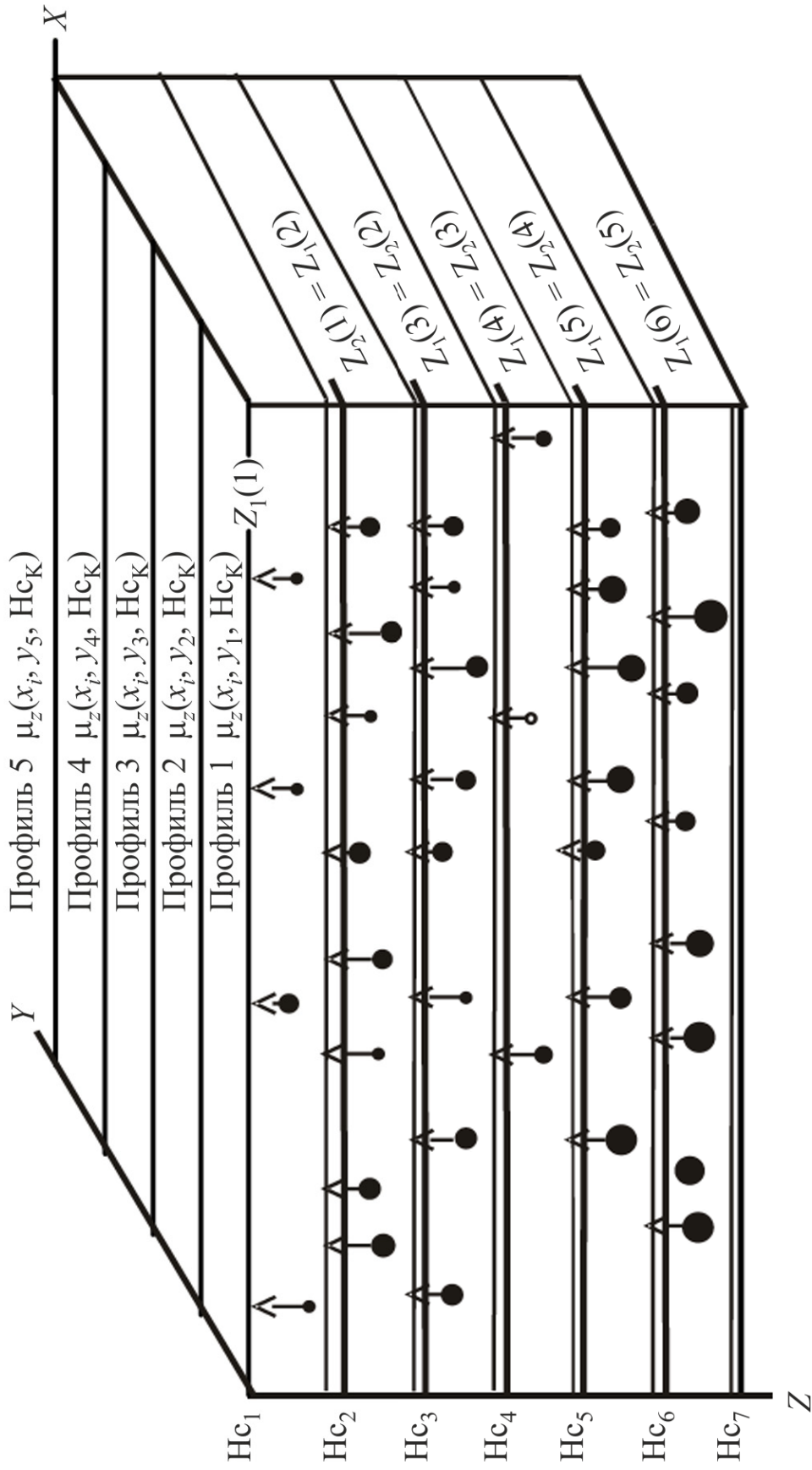


Рис. 9. Принципиальная схема построения 3D-модели $\mu_z(x, y, Hc)$

В верхней мантии по значениям μ_z -параметра уверенно различаются литосферные плиты (максимумы) и разделяющие их выступы астеносферы (минимумы). В разрезах объемных моделей этого параметра μ_z -минимумы во всех изученных районах совпадают с зонами поглощения и уменьшения скорости сейсмических волн (ГСЗ и МОВЗ-зондирования), минимумами удельного электрического сопротивления (МТЗ) и зонами нарушенного фазового состояния (частичного плавления), предполагаемыми в тепловых моделях.

Формализованные гравитационные модели, отображающие реологические свойства сложных сред, слабо зависят от параметров расчетных сетей (направления расчетных профилей) и знака локальных гравитационных возмущений [8].

На конечных этапах интерпретации μ_z -модели могут быть легко приведены к виду обычных плотностных моделей (рис. 10), при построении которых решается обратная линейная задача в закрепленных границах сред. В качестве границ сред принимаются зоны сгущения изолиний и границы резких изменений значений μ_z -параметра.

Контрольные вопросы к разделу 2

1. В чем заключается феномен тождественности потенциалов объемного и горизонтально-плоского источников гравитационных аномалий?
2. Кто сформулировал принцип «выметания» масс объемных источников на поверхность эквивалентных сфер?
3. Для чего исследуются статистические характеристики гравитационных аномалий?
4. Представление гравитационных аномалий в форме частотного спектра. Прямое и обратное преобразование Фурье.
5. Как используется преобразования Фурье при трансформациях и интерпретации гравитационных аномалий?
6. Назовите основные методы определения среднего положения особых точек плотностных неоднородностей в заданном отрезке или объеме геологического пространства.
7. Содержание и назначение метода логарифмических спектров.
8. Что такое «автокорреляционное зондирование», проблемы его реализации и геологические возможности?
9. Каковы принцип и технология статистического зондирования потенциальных полей? Структура программного комплекса КОСКАД 3D.
10. Основные методы при вероятностно-детерминистском подходе к интерпретации гравитационных аномалий.

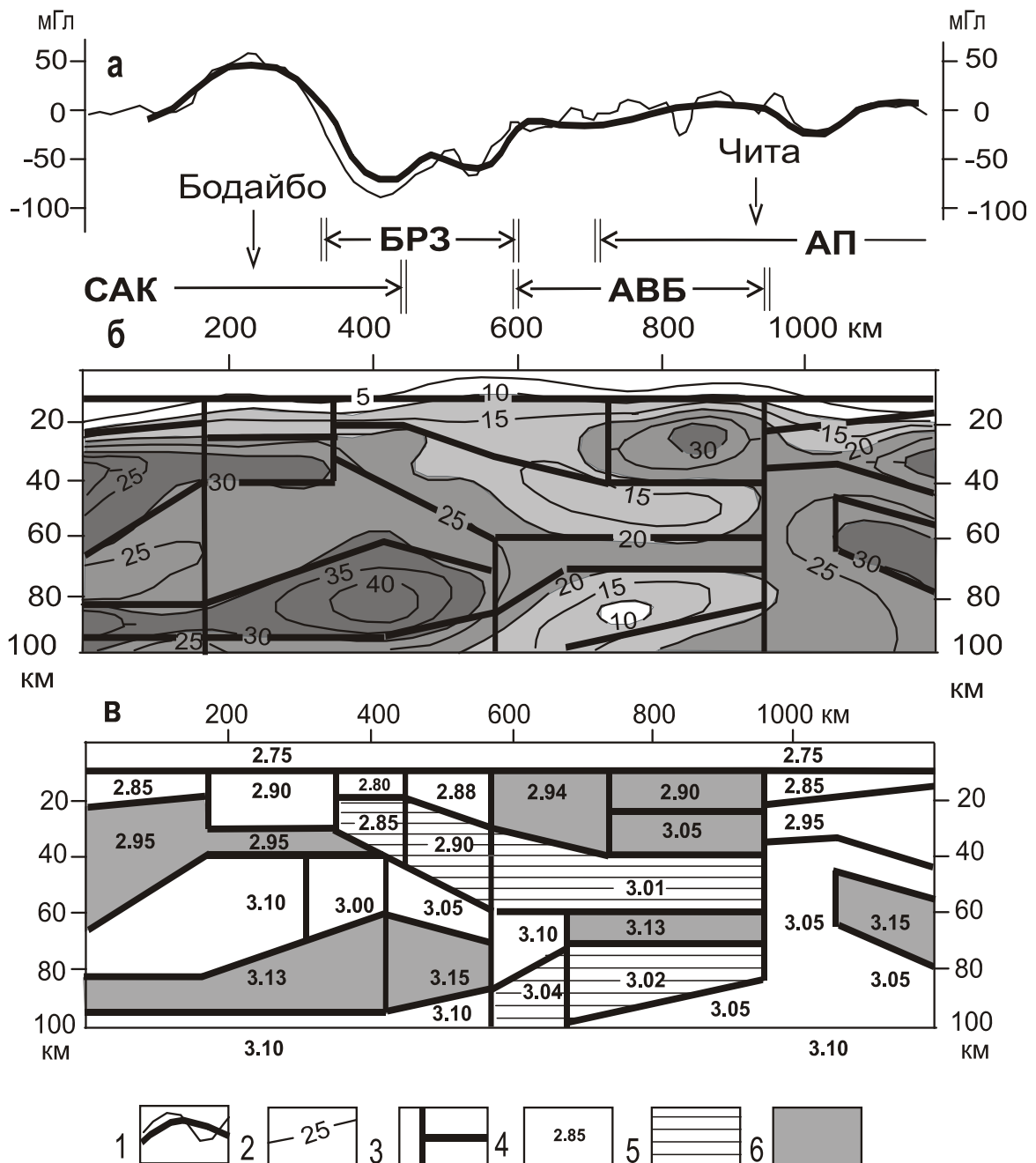


Рис. 10. Пример трансформации μ -модели в плотностную модель тектоносферы Забайкалья: а – гравитационные аномалии, б – μ -модель; в – плотностной разрез; 1 – наблюдаемая (тонкая линия) и расчетная (толстая) кривые аномалий силы тяжести; 2 – изолинии μ -параметра; 3 – границы плотностных сред; 4 – расчетная плотность сред, г/см³; 5 – среды пониженной вязкости, б – среды повышенной жесткости. Наименования структур: САК – Северо-Азиатский кратон; БРЗ – Байкальская рифтовая зона; АВБ – Байкало-Витимский батолит; АП – Амурская плита

11. Каким образом можно локализовать область множества вероятных решений обратной задачи?
12. Как используются высшие производные гравитационного потенциала для локализации особых точек плотностных неоднородностей?
13. Теоретические основы и область применения метода Трошкова–Грозновой.
14. Теоретические основы и область применения деконволюции Эйлера.
15. Теоретические основы и область применения метода Березкина.
16. Назовите способы отображения результатов локализации особых точек плотностных неоднородностей.
17. Каковы основные закономерности локализации особых точек плотностных неоднородностей в геологическом пространстве?
18. Назовите основные геофизические методы диагностики реологических состояний тектонических сред.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИМЕРЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

3.1. 3D-статистическое зондирование потенциальных полей

В настоящее время в России широко применяется программный пакет «КОСКАД 3D» (Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных), реализующий принцип статистического зондирования потенциальных полей [9, 43, www.coscad3d.ru]. Так же, как в других вычислительных схемах подобного типа (см. п. 2.3; 2.5.2; 2.5.3), эффект зондирования здесь достигается вычислениями статистических параметров поля при нарастающих размерах скользящего окна.

Пакет «КОСКАД 3D» позволяет провести полный спектрально-корреляционный, статистический и градиентный анализ геофизических данных (гравитационных, магнитных, геоэлектрических, сейсмических и др.), выполнить расчет спектров Фурье, различных корреляционных функций и градиентных характеристик геополей и получить спектральные оценки потенциальных полей.

Алгоритмы статистического, корреляционного, взаимно-корреляционного и градиентного зондирования ориентированы на изучение изменения статистических и корреляционных характеристик поля с глубиной. Пример автоматического построения карт статистических параметров показан на рис. 11. Здесь максимальные значения дисперсии и эксцесса отмечают положение разломов, которые не читаются или читаются плохо, на исходной гравиметрической карте.

Программы фильтрации на основе энергетических фильтров и дисперсионного анализа обеспечивают обнаружение слабоконтрастных источников гравитационных аномалий, что имеет особенно важное значение при поисках залежей углеводородов.

Оригинальная технология скользящего окна «живой» формы [43] позволяет оценивать параметры и геометрию аномалиеобразующих объектов в условиях минимума априорной информации. Под «живой формой» понимается динамическое скользящее окно, размеры которого автоматически настраиваются в зависимости от статистических и корреляционных свойств исходного аномального гравитационного поля. При каждом перемещении окна оценивается степень корреляции параметров поля внутри окна со значениями их вне данного окна на критериальной основе двумерного автокорреляционного анализа, и на основании этого в расчет включаются точки за пределами окна, которые характеризуются положительной корреляцией с центральной точкой окна [43].

Оценка статистических характеристик геополей в скользящих окнах

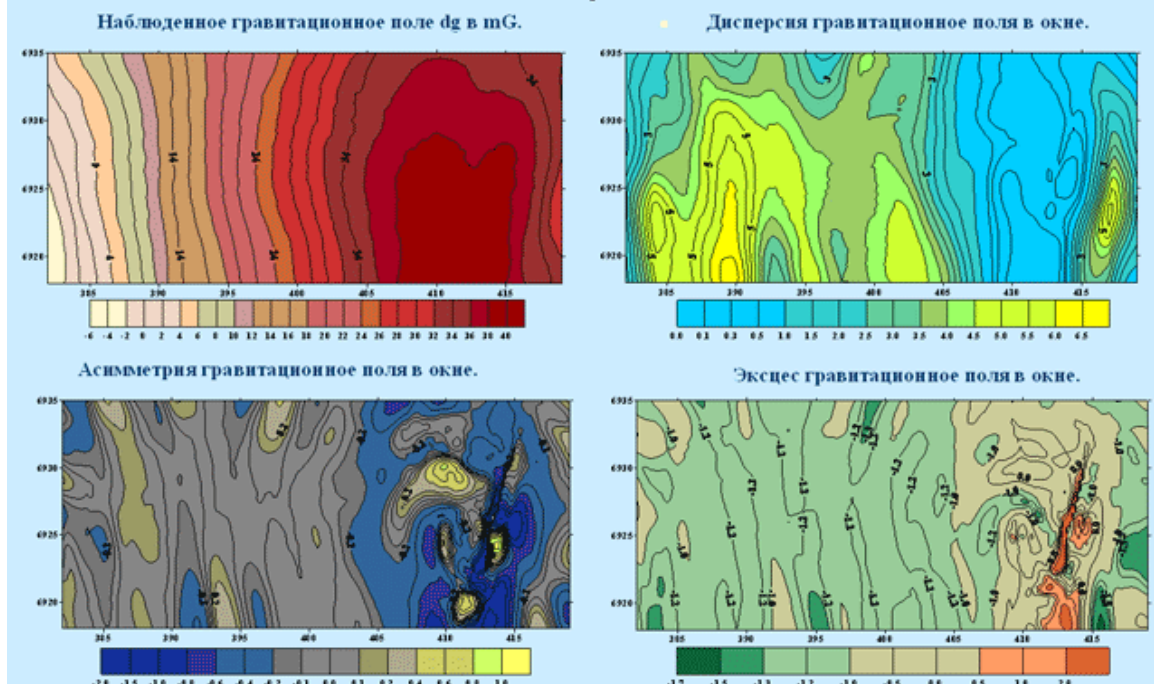


Рис. 11. Пример построения карт статистических параметров в программном пакете КОСКАД 3D [www.coscad3d.ru]

В приводимом разрезе (рис. 12) модифицированным вариационным методом Б.А. Андреева [43] определены ориентировочные формы тел с положительной и отрицательной эффективной (избыточной) плотностью, которые в дальнейшем могут быть использованы в качестве модели первого приближения к стандартной плотностной модели, использующей аналитические алгоритмы.

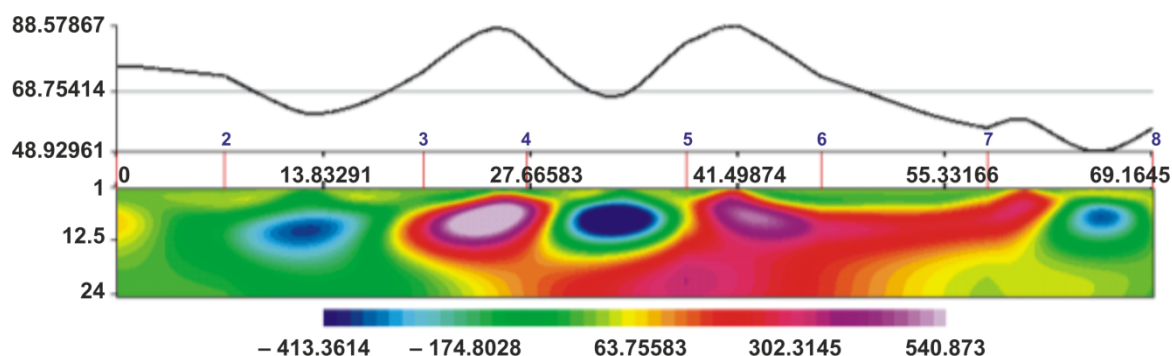


Рис. 12. Построение вероятного вертикального распределения эффективной плотности в программном пакете КОСКАД 3D [www.coscad3d.ru]

В пакете КОСКАД 3D реализован также алгоритм классификации, разделения и распознавания сложных признаков пространств на ос-

нове многомерного дисперсионного анализа, который используется для районирования территорий на области, характеризующиеся одинаковым набором и однородным распределением геофизических параметров, соответствующих определенным геологическим свойствам того или иного геологического объекта.

3.2. Двумерное автокорреляционное зондирование

В 2D-случае автокорреляционное зондирование, теоретические основы и технология которого были рассмотрены в п. 2.3, позволяет решать три основные геологические задачи:

1. Определять форму и глубину залегания нижней границы гравитационно-активного слоя по зонам сгущения корреляционных кривых (Z_r) в разрезе изучаемого объема геологического пространства.

2. Определять пространственное положение разломов, не выраженных интенсивными градиентами аномалий силы тяжести.

3. Количественно оценивать связь между параметрами трансформации исходно аномального поля (высотой пересчета, радиусом осреднения) и предельной глубиной залегания аномальных масс, соответствующей данной трансформации. Это может быть использовано в качестве руководящего признака при построении плотностных моделей по трансформантам исходного поля, другими словами – поможет интерпретатору не искать источники гравитационных возмущений там, где их принципиально нельзя обнаружить. Рассмотрим несколько типичных примеров 2D-автокорреляционного зондирования (рис. 13–14).

Примером корреляции зон сгущения кривых Z_r с границами раздела тектоно-физических комплексов в земной коре является профиль 1-1 в Сихотэ-Алине, совпадающий с западным отрезком профиля глубинного сейсмического зондирования «Спасск-Зеркальная» (рис. 13). Здесь преломляющая граница с граничной скоростью $6,4 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$ отождествляется с кровлей кристаллических (допалеозойских) пород, подстилающих палеозойские и мезозойские вулканогенно-осадочные комплексы Западного Сихотэ-Алиня стратиграфической мощностью 5...7 км. Отрезки этой границы вписываются в зону сгущения корреляционных кривых Z_r .

Такие же зоны сгущения кривых Z_r наблюдаются на расположенных южнее профилях 2-2 и 6-6 (рис. 13), а резкое воздымание кривых в восточной части профиля 6-6 соответствует западной границе Сергеевского островодужного террейна, сложенного раннепалеозойскими метаморфическими комплексами. На профиле 5-5 (рис. 13) в разрезе автокорреляционного зондирования четко фиксируется восточная граница

этого рельефа. В разрезах 2-2 и 3-3 кривые автокорреляционного зондирования очерчивают аккреционные клинья, надвинутые на мезозойскую окраину Азиатского континента.

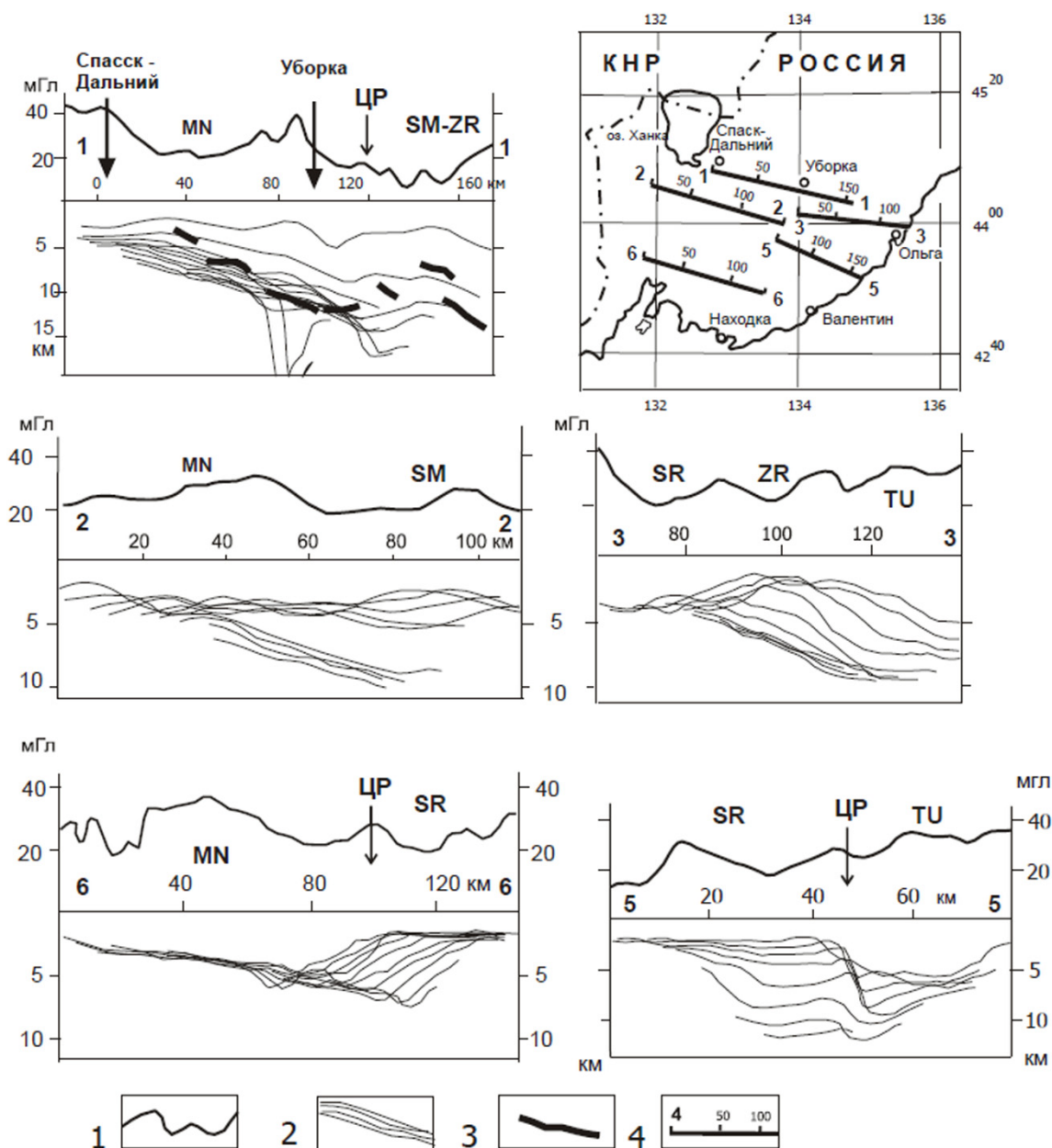


Рис. 13. Гравитационное автокорреляционное зондирование Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы:

1 – аномалии Буге по профилям исследований в условном уровне; 2 – корреляционные кривые Z_r ; 3 – скоростные преломляющие границы с граничной скоростью 6,2...6,4 км/с на профиле ГСЗ «Спасск-Зеркальная»; 4 – профили зондирования на схеме. Наименования террейнов: MN – Матвеевско-Нахимовский; SM – Самаркинский; ZR – Журавлевский; TU – Таухинский; SR – Сергеевский; ЦП – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом

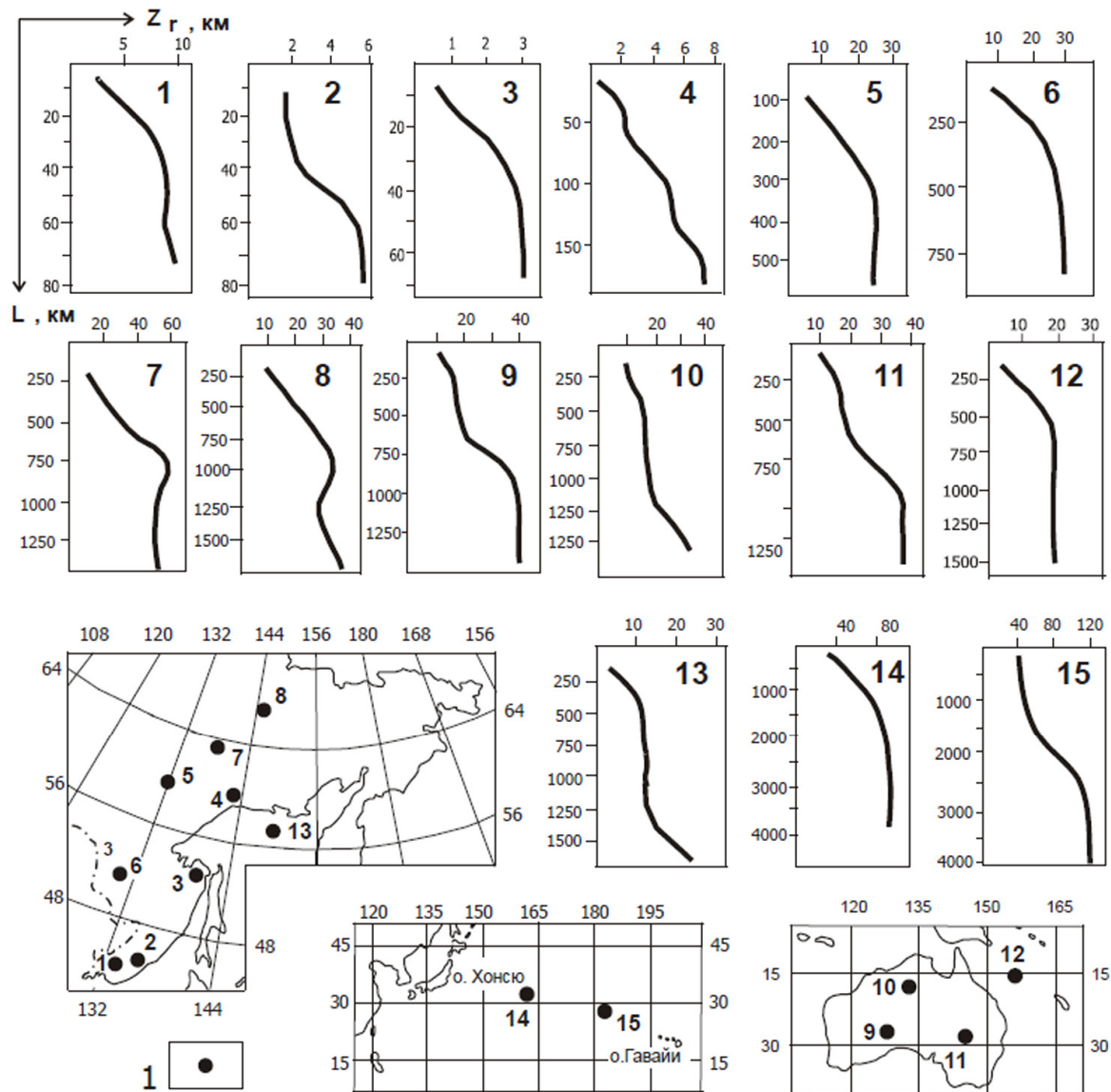


Рис. 14. Типичные характеристики гравитационного зондирования (Z_r – средняя глубина залегания источников гравитационных аномалий; L – ширина расчетного окна): 1 – точки зондирования. Районы исследований (цифры на диаграммах): 1 – Ханкайский супертеррейн; 2 – Восточный Сихотэ-Алинь; 3 – Нижне-Амурский террейн; 4 – Охотский террейн; 5 – восточный выступ Сибирской платформы; 6 – Амурский супертеррейн (Амуру-Зейская впадина); 7 – Предверхооянский прогиб; 8 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 9 – впадина Оффисер в западной Австралии; 10 – синеклиза Уайсо в северной Австралии; 11 – Восточно-Австралийский осадочный бассейн (Эроманга); 12 – Коралловое море

Эффективность 2D-зондирования по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий иллюстрирует рис. 14. Здесь первые три кривые $Z_r(L)$ доказывают возможность статистического картирования подошвы вулканогенно-осадочной толщи в Сихотэ-Алине, кри-

вые 5–8 – подошвы земной коры Северо-Азиатского кратона, а кривые 14, 15 – подошвы тихоокеанской литосферы. Во всех случаях зоны сгущения кривых Z_p , соответствующие выполаживанию автокорреляционных характеристик, совпадают по глубине с сейсмическими и геоэлектрическими границами. Зоны выполаживания автокорреляционных характеристик на кривых 9–12 соответствуют глубине залегания подошвы земной коры (кривые 9, 11, 12) и подошвы сиалического (гранитно-метаморфического) слоя (кривые 9, 10) Австралийского континента.

Таким образом, автокорреляционное гравитационное зондирование является простым и быстрым способом экспресс-оценки закрытых и малоизученных территорий со сложным геологическим строением на начальных этапах геолого-геофизических исследований. Получаемые в результате зондирования пространственно-статистические модели распределения элементарных источников гравитационных аномалий могут быть использованы в качестве нулевого приближения к аналитическим (конечно-метрическим) плотностным моделям.

3.3. Корреляционные методы

Корреляционно-регрессионный метод интерпретации гравитационных аномалий используется для построения контактных поверхностей в земной коре, реже – в верхней мантии. Р.М. Деменицкая [26] одна из первых применила регрессионный анализ для построения рельефа подошвы земной коры, вычислив коэффициенты уравнения связи осредненных значений аномалий Буге с глубиной залегания границы Моховичича в опорных сейсмических разрезах:

$$H_m = 47,34 - 40,52 \operatorname{th}(0,00287G + 0,088),$$

где G – значение аномалии Буге.

Другой формулой, предложенной Р.М. Деменицкой, было уравнение связи мощности земной коры (H_m), определяемой по сейсмическим данным, с высотами рельефа (h) поверхности Земли:

$$H_m = 38 + 33 \operatorname{th}(0,38h - 0,18).$$

Полученные уравнения были использованы для построения карт толщины земной коры для всей Земли. Позднее Р.М. Деменицкая [26] предложила формулу, учитывающую разность плотности коры и мантии:

$$H_m = h_0 - \frac{G}{2\pi K(\sigma_1 - \sigma_2)},$$

где $h_0 = 35$ км средняя мощность земной коры; G – аномалия Буге; σ_1 – плотность верхней мантии; σ_2 – средняя плотность земной коры.

Руководствуясь принципом изостатической компенсации форм рельефа поверхности Земли мантийными неоднородностями, мощность земной коры можно вычислить также из уравнения:

$$H_M = h_0 + \frac{\sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_2} H,$$

где $h_0 = 35$ км – средняя мощность континентальной земной коры (при $H = 0$); H – абсолютная отметка рельефа над уровнем моря.

При последующих исследованиях в разных районах земного шара были установлены отклонения от глобальной модели Р.М. Деменицкой и уравнения регрессий корректировались с учетом конкретных геологических условий и новых сейсмических данных. Так, для приполярных районов северного полушария были получены [33] следующие уравнения, приведенные в табл. 2. Для их построения использовались осредненные в радиусе 100 км значения аномалий Буге и высот рельефа твердой Земли (всего около 3600 измерений).

Таблица 2

Эмпирические выражения для расчета глубины залегания границы М по отметкам рельефа и аномалиям Буге

Уровни	Интервал изменения значений		
	Z_M , км	G_{100} , мГл	h_{100} , м
$Z_M = 36,3 - 0,038G_{100} + 0,003h_{100}$	20,0...80,0	-560...+35	0...5400
$Z_M = 36,3 - 0,137G_{100} + 0,003h_{100}$	7,5...48,0	-30...+280	-4200...0

Регрессионный корреляционный анализ проводится также с целью моделирования рельефа промежуточных границ раздела в земной коре. Для этого выбираются подходящие компоненты аномального гравитационного поля, которые сопоставляются с глубинами залегания соответствующих глубинных границ.

Например, для территории Вьетнама получены [62] следующие корреляционные уравнения:

- мощность земной коры (км): $M = 30 + 0,126G(50)$;
- поверхность Конрада (км): $H_K = 12 - 0,16G(20) - 0,05$,

где $G(50)$ и $G(20)$ – гравитационные аномалии на высотах 50 и 20 км соответственно.

Г.И. Каратаев [32] показал зависимость определений мощности земной коры от ее вещественного состава, который он оценивал с использованием магнитных аномалий. Им получены специфичные и более

сложные корреляционные уравнения для складчатых областей, платформ, континентов и океанов, в том числе:

- для складчатых (геосинклинальных) областей:

$$H_M = 31,7 + 0,286\Delta H_{\text{Баз}} - 0,068\Delta G_{\text{рег}};$$

- платформенных областей:

$$H_M = 29,3 + 0,25\Delta H_{\text{Баз}} - 0,060\Delta G_{\text{рег}}.$$

С помощью полученных корреляционных уравнений Г.И. Каратаевым построены карты мощности гранитно-метаморфического, базальтового слоев и схема рельефа поверхности Мохо на азиатскую часть территории России [32]. Эти материалы находятся в свободном доступе (yandex.ru; google.ru).

С помощью регрессионного анализа в Охотском море была решена задача картирования рельефа подошвы впадин, характеризующихся высокими перспективами на углеводородное сырье [17]. На первом этапе моделирования из наблюдаемых аномалий был исключен региональный фон, обусловленный рельефом границы Мохо:

- на суше $G_{\text{рег}} = 0,053H_M$;
- на море $G_{\text{рег}} = -0,094H_M$.

Был также исключен региональный тренд рельефа поверхности твердой Земли. Построение уравнений регрессии

$$H_{\text{ос}} = f(H, \Delta H, G_{\text{лок}}),$$

где $H_{\text{ос}}$ – мощность осадочной толщи; H – глубина дна моря; ΔH – остаточный рельеф; $G_{\text{лок}}$ – локальная составляющая аномалии силы тяжести, было выполнено раздельно для разных районов Охотского моря.

Для каждого участка акватории получено уравнение регрессии в виде сложного многочлена:

$$H_{\text{ос}} = a_1 + a_2x_1 + a_3x_2 + a_4x_3 + a_5x_1x_2 + a_6x_1x_3 + a_7x_2x_3 + a_8a_7x_1x_3x_2x_3,$$

где a_n – коэффициенты, индивидуальные в разных районах Охотского моря; x_1, x_2 – отметки глубин моря и остаточного рельефа соответственно; x_3 – значения локальных аномалий силы тяжести.

В результате моделирования была построена детальная карта рельефа осадочной толщи [17], которая удовлетворительно совместилась с данными сейсмического профилирования.

Корреляционно-регрессионный анализ часто используется для установления связей между различными физическими свойствами горных пород. Например: корреляционные связи между скоростью сейсмических волн и плотностью являются основой для построения сеймоплотностных моделей земной коры. В плотностных моделях геометрия

глубинных слоев закрепляется по сейсмическим данным, а вместо значений скорости волн в них подставляются корреляционные значения плотности. В приводимом примере (рис. 15) использование корреляционных уравнений позволило построить плотностные разрезы (рис. 16), идеально совместимые с сейсмическими разрезами Курильской островной дуги [38].

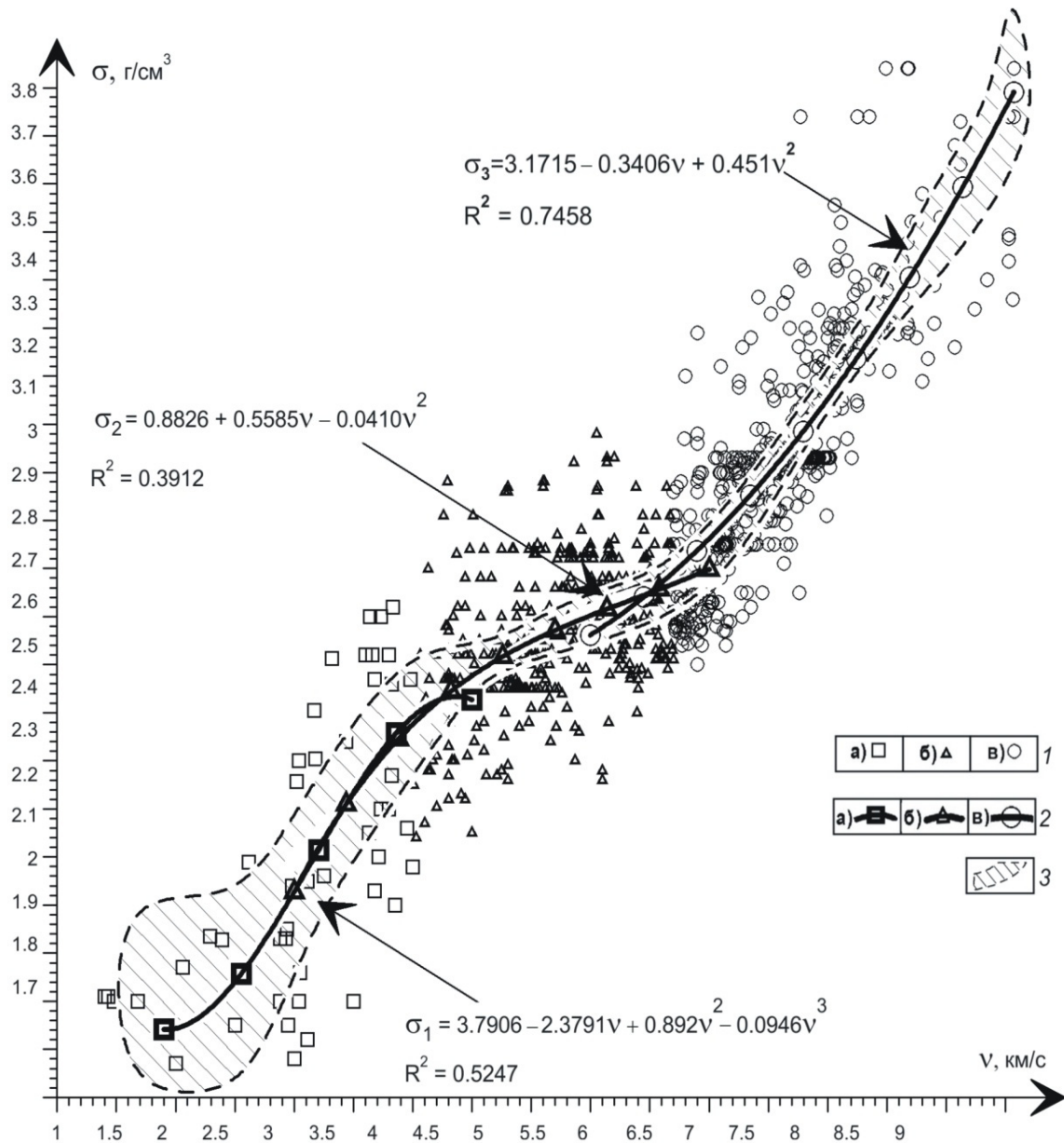


Рис. 15. Корреляция скорости сейсмических волн и плотности горных пород Курильской островной дуги [38]: 1 – типы пород: вулканогенно-осадочные слабо диагенезированные (а), литифицированные и метаморфизованные (б), метаморфические комплексы и магматиты (в); 2 – регрессионные зависимости «скорость–плотность» для этих типов пород; 3 – зона доверительного интервала (99 %) корреляционных зависимостей

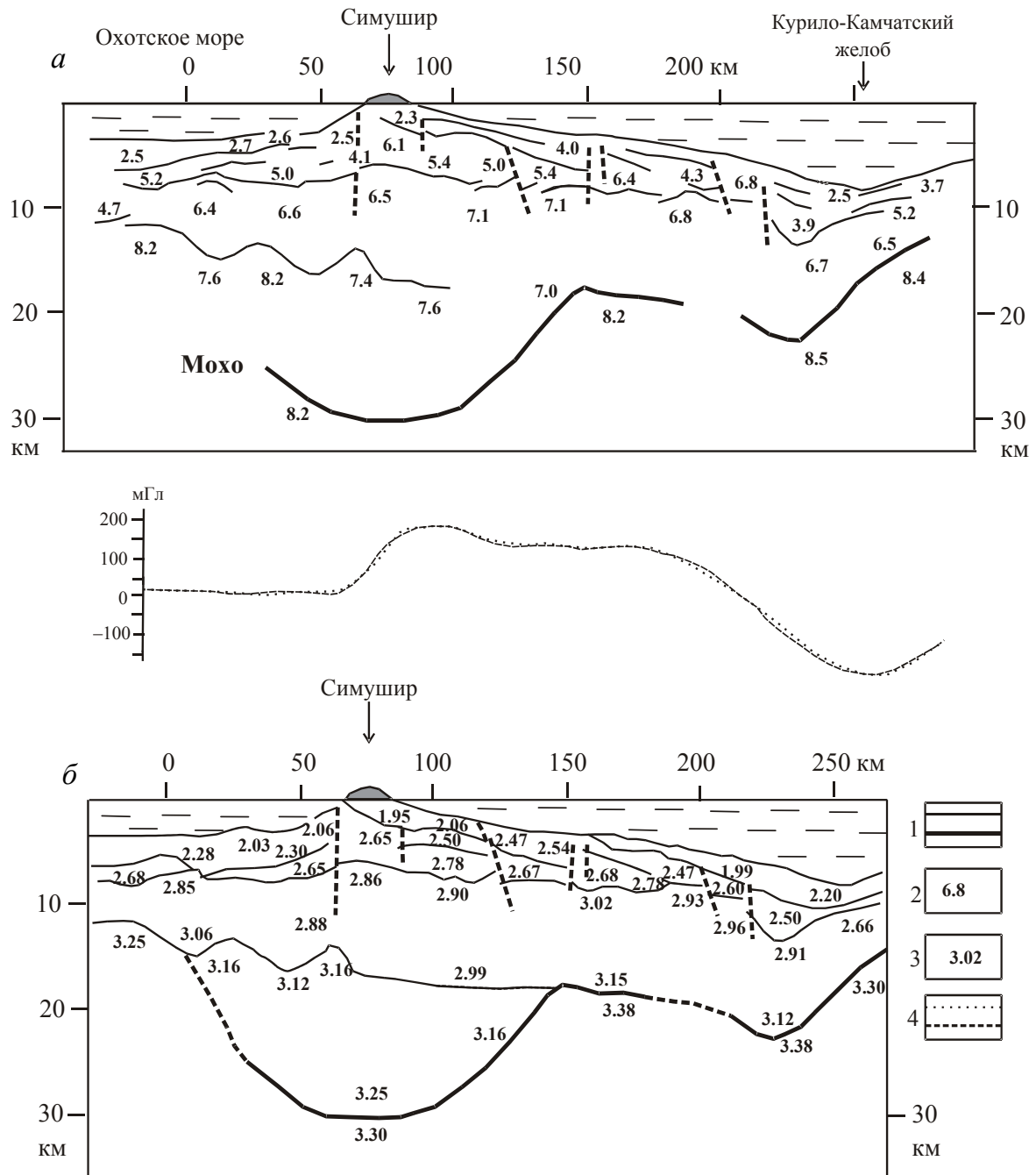


Рис. 16. Сейсмический (а) и плотностной (б) разрезы Курильской островной дуги: 1 – скоростные и плотностные границы; 2–3 – скорость сейсмических волн (2) и расчетная плотность сред (3); 4 – наблюдаемая (точки) и расчетная (пунктир) гравитационные аномалии

3.4. Метод логарифмических спектров

Примеры реализации метода логарифмических спектров показаны на рис. 17–19. В спектре гравитационных аномалий Австралийского континента (рис. 17) выделяются четыре линейных участка амплитудного логарифмического спектра. Первый (средняя глубина залегания источников гравитационных аномалий 117 км) соответствует нижнему слою литосферы, второй (37 км) – нижнему слою земной коры, третий (17 км) – гранитно-метаморфическому слою, а четвертый (12 км) – средней мощности складчатых комплексов.

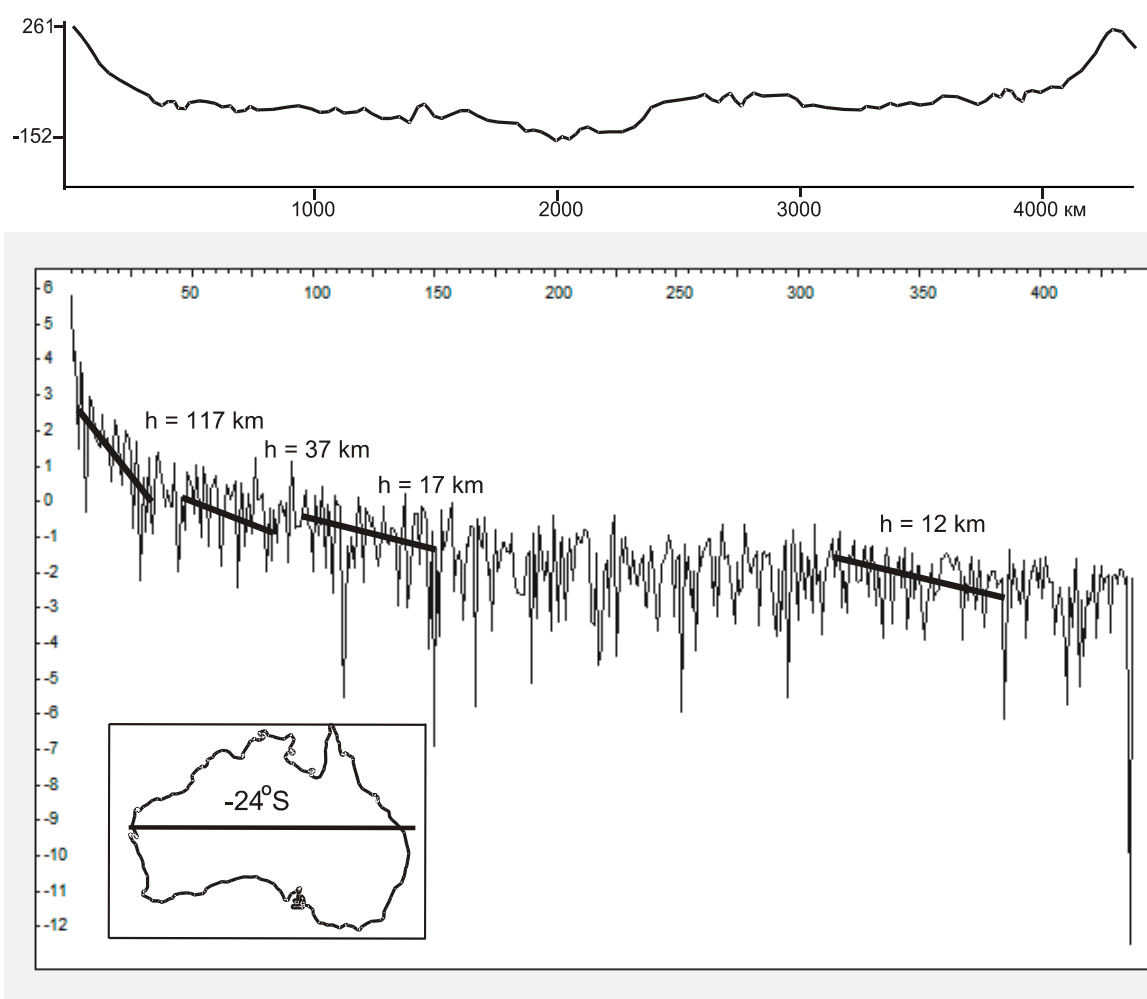


Рис. 17. Спектр региональных гравитационных аномалий Австралийского континента

По углам наклона логарифмического спектра региональных гравитационных аномалий Северо-Восточной Азии (см. рис. 18) выделяются три главных уровня залегания возмущающих масс на глубинах: 109, 41 и 25 км. Первый уровень соответствует средней глубине залегания подош-

вы литосферы, которая изменяется от 120...50 км под Северо-Азиатским кратоном до 60...80 км под складчатыми системами, мезозойскими бассейнами и Охотско-Чукотским вулканическим поясом, второй уровень соответствует средней глубине границы Мохо, а третий – подошве гранитно-метаморфического слоя.

Из сравнения рис. 17 и 18 следует, что статистические оценки распределений плотностных неоднородностей литосферы далеко удаленных друг от друга (на расстояние более 10 000 тыс. км) континентов характеризуется определенными чертами сходства.

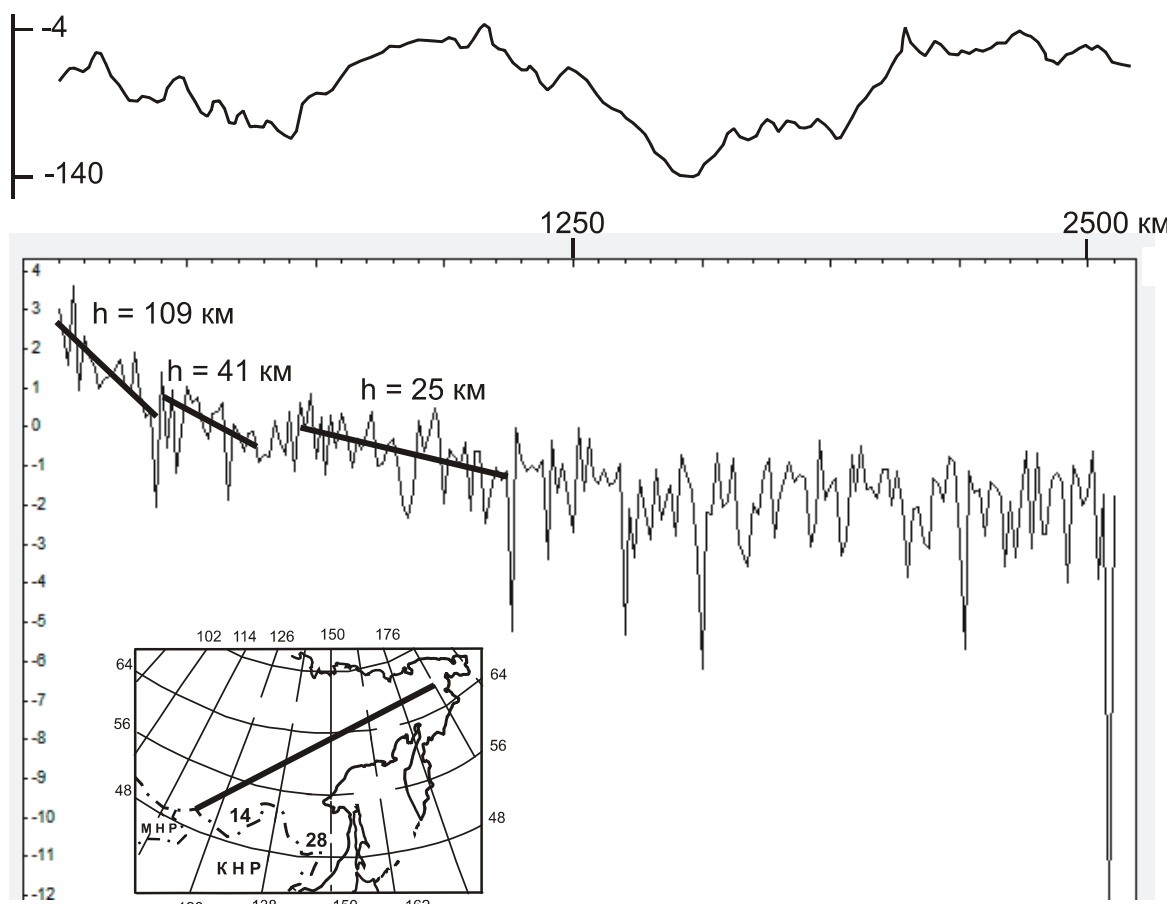


Рис. 18. Спектральный анализ региональных гравитационных аномалий Северо-Восточной Азии

В Сихотэ-Алине (рис. 19) первый уровень залегания возмущающих масс ($h = 1,9$ км) соответствует подошве вулканического покрова, а второй ($h = 13$ км) – подошве складчатых комплексов, залегающих на гранитно-метаморфическом слое земной коры.

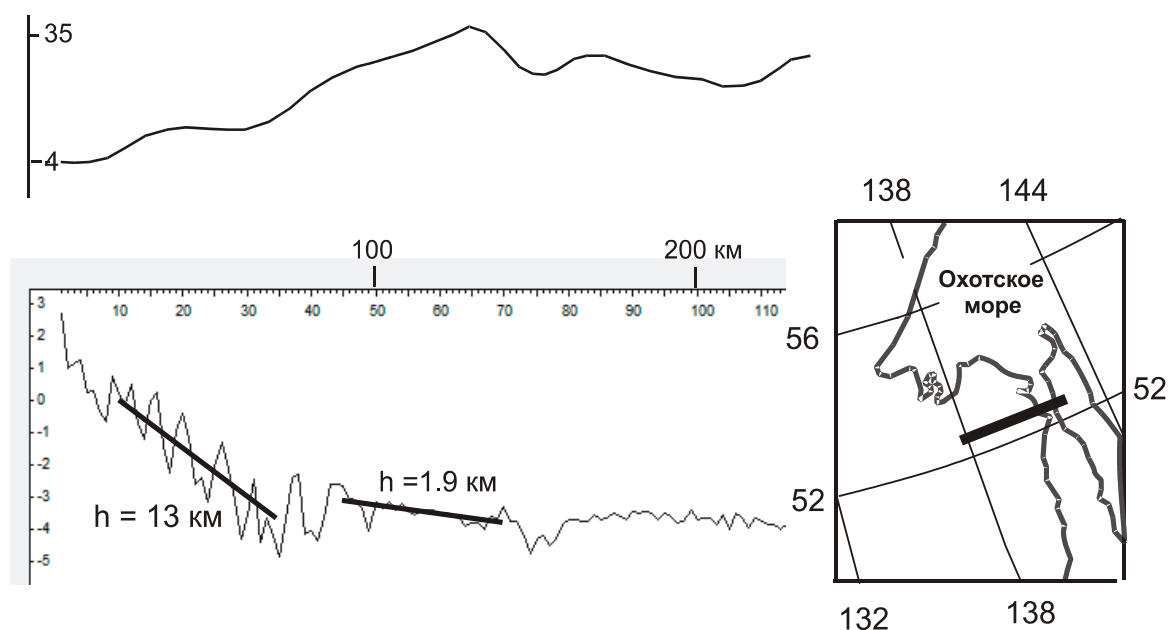


Рис. 19. Спектральный анализ гравитационных аномалий
Северного Сихотэ-Алиня

3.5. Метод Трошкова–Грозновой

Связи особых точек плотностных неоднородностей, локализуемых методом Трошкова–Грозновой (программный пакет СИНГУЛЯР), с тектоническими структурами Северо-Восточной Азии иллюстрирует рис. 20. В разрезе 2-2 распределение особых точек трех типов согласуется с главными особенностями сочленения литосферных плит: Северо-Американская плита пододвигается под Колымо-Омолонскую, а Колымо-Омолонская плита – надвинута на Верхояно-Колымскую складчато-надвиговую систему. Кровля метаморфического фундамента Северо-Азиатского кратона погружается под Верхояно-Колымскую систему. При уменьшении порядка производных до $N = 3$ и увеличении размеров скользящего окна в разрезе по линии 2-2 распределение особых точек увязывается только с глубинными разломами на границах литосферных сегментов.

В разрезе 3-3 проявлены все три особенности, типичные для частотного зондирования методом Трошкова–Грозновой. В юго-восточной части разреза линии корреляции особых точек отражают тенденцию пододвигания земной коры и нижнего слоя литосферы Тихоокеанской плиты под Охотоморскую, что находит подтверждение в распределении гипоцентров землетрясений.

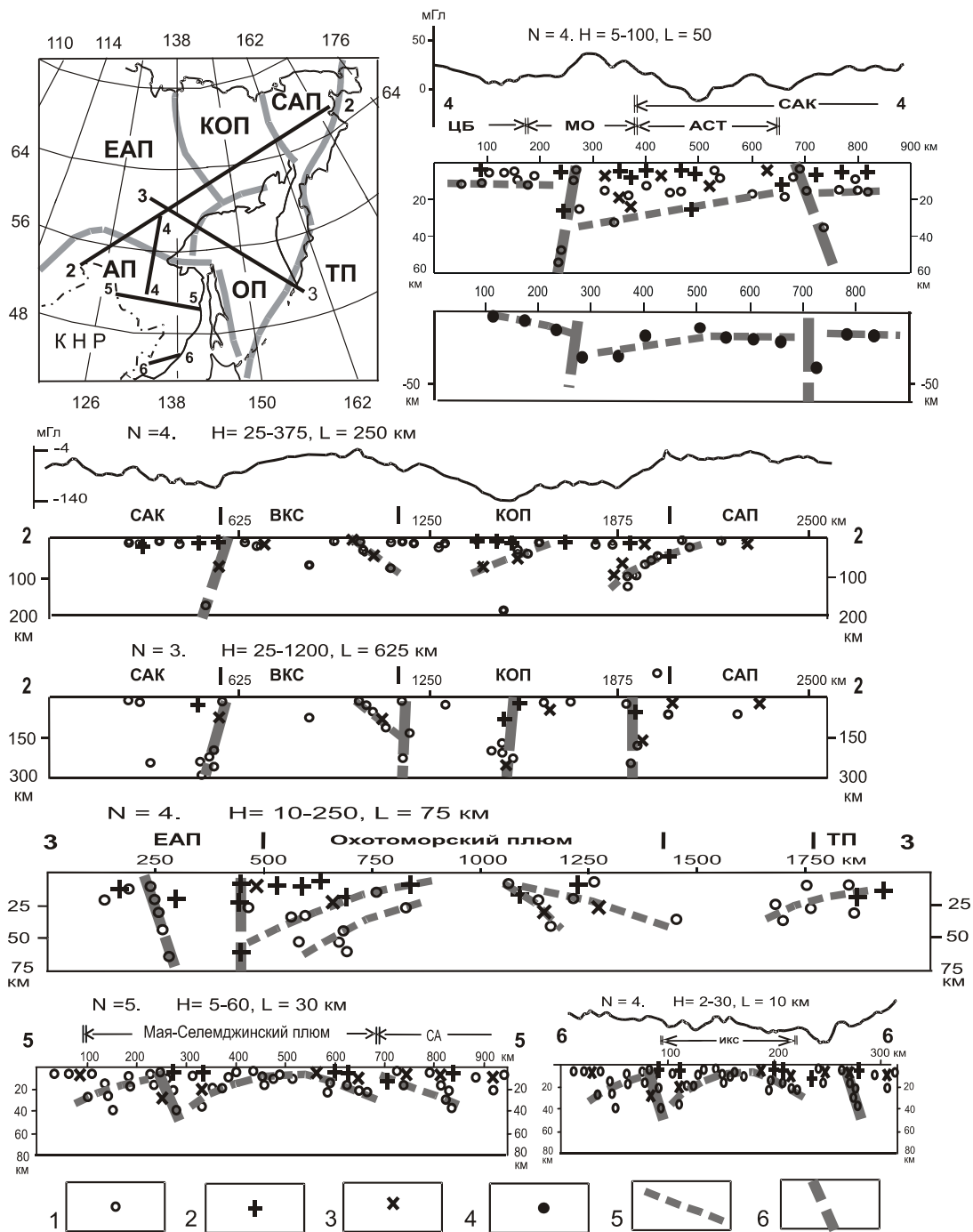


Рис. 20. Особые точки в литосфере Северо-Восточной Азии по методу Трошкова–Грозной: 1–3 – центры масс (1), верхние кромки вертикальных пластов (2) и боковые грани горизонтальных пластин (3) по Трошкову–Грозной; 4 – центры масс, вычисленные интегральным способом; 5 – линии корреляции особых точек; 6 – крупные разломы. Литосферные плиты: ЕАП – Евразийская; КОП – Колымо-Омолонская; САП – Северо-Американская; АП – Амурская; ОП – Охотоморская; ТП – Тихоокеанская. Обозначения структур: САК – Северо-Азиатский кратон; АСТ – Алдано-Становой террейн. Складчатые системы: ВКС – Верхояно-Колымская; СА – Сихотэ-Алинская; ИКС – интрузивно-купольная структуры в Сихотэ-Алине

В северо-восточной части разреза 3-3 наблюдается утолщение гравитационно-активного слоя в сторону Евразийской плиты, согласующееся с сейсмическими и плотностными моделями этого района континентальной окраины [Геодинамика ..., 2010]. В центральной части Охотского моря линии корреляции особых точек характеризуются выпуклой формой, которая увязывается с поднятием астеносферы [Структура ..., 1996; Петрищевский, 2013] в своде Охотоморского плюма (см. рис. 33).

Разрез 3-3 дополняется разломами, приблизительно совпадающими с положением рифтогенных структур (слева направо): Охотско-Чукотской, Дерюгинской и Южно-Охотской.

Разрез 4-4 характеризует особенности сочленения Евразийской плиты с Амурской. Наклонная форма подошвы гравитационно-активного слоя в центральной части разреза 4-4 согласуется с представлениями о надвигании земной коры Амурской плиты на Алдано-Становой блок Северо-Азиатского кратона. Последний обособлен от окружающих структур глубинными разломами. Распределение особых точек, локализуемых по производным гравитационного потенциала, в общих чертах согласуется с распределением центров плотностных неоднородностей компактного класса, вычисляемых в явном виде по формам локальных гравитационных возмущений (п. 3.8).

В разрезе 5-5 распределение особых точек подчеркивает форму коровой части головы Мая-Селемджинского плюма, которая, кроме того, проявлена в реологической гравитационной модели, магнитных аномалиях, концентрически-зональной ориентации тектонических нарушений и металлогенической зональности [49]. Такая же структура центрального типа более высокого порядка картируется по распределениям особых точек в Южном Сихотэ-Алине (разрез 6-6 на рис. 20).

Как следует из проведенного анализа, формализованные процедуры, основывающиеся на локализации сингулярных точек плотностных неоднородностей с использованием производных гравитационного потенциала, способны решать широкий круг геологических задач:

1. Статистически картировать зоны глубинных структурных несогласий, разделяющих структурно-вещественные комплексы земной коры и верхней мантии (кровля метаморфического фундамента, подошва земной коры, реже – промежуточные границы в коре и подошва литосферы).

2. Определять местоположение и вертикальную протяженность глубинных разломов, оценивать амплитуды вертикальных смещений по ним субгоризонтальных границ раздела структурно-вещественных комплексов.

3. Выявлять признаки антиклинальных и депрессионных структур, структур надвигания и пододвигания.

Вместе с тем сделанный анализ предостерегает от упрощенного (формального) подхода к построению такого рода моделей, поскольку их геологические возможности сдерживаются целым рядом неопределенностей и помех, вызываемых комплексным влиянием (аддитивностью) большого числа источников гравитационных аномалий. При реализации метода Трошкова–Грозновой важен выбор порядка производной аномального поля и размера скользящего окна. Высокие производные ($n > 4$) лучше использовать для локализации сингулярных точек в земной коре до глубины 15...20 км, а низкие ($n = 3...4$) – для изучения земной коры и подстилающей верхней мантии до глубины 80...200 км. Положительные геологические результаты по этому методу достигаются после интерактивного варьирования высотами пересчета аномалий, порядком производной и размерами скользящего окна, которые «настраиваются» на исследуемый глубинный диапазон геологического пространства.

3.6. Метод Березкина

Метод Березкина, так же как и метод Трошкова–Грозновой, реализован в программном пакете СИНГУЛЯР [4]. На входе расчетной процедуры задаются интервал гармоник Фурье, аппроксимирующих график аномалий Буге, и глубина разреза. На выходе в поле полного градиента G^H локальными минимумами и максимумами проявляются особые точки плотностных неоднородностей (см. рис. 5, 21), корреляция которых в пространстве позволяет определять тенденции поведения горизонтальных границ, которые в тектонике [35] принято называть условными геологическими границами второго рода. Кроме того, в поле полного градиента проявляются субвертикальные локальные плотностные неоднородности и границы сред, резко различающиеся уровнем поля G^H .

Пространственное положение особых точек в поле полного градиента и их взаимное расположение (рис. 21) в общих чертах совпадают с расположением особых точек, локализуемых методом Трошкова–Грозновой (см. рис. 20). В разрезе 2-2 похожим образом проявляются погружение Северо-Американской плиты под Колымо-Омолонскую и погружение нижней литосферы Северо-Азиатского кратона под Верхояно-Колымскую складчато-надвиговую систему. Одинаково диагностируется положение глубинных разломов на восточной границе кратона и западной границе – Северо-Американской плиты.

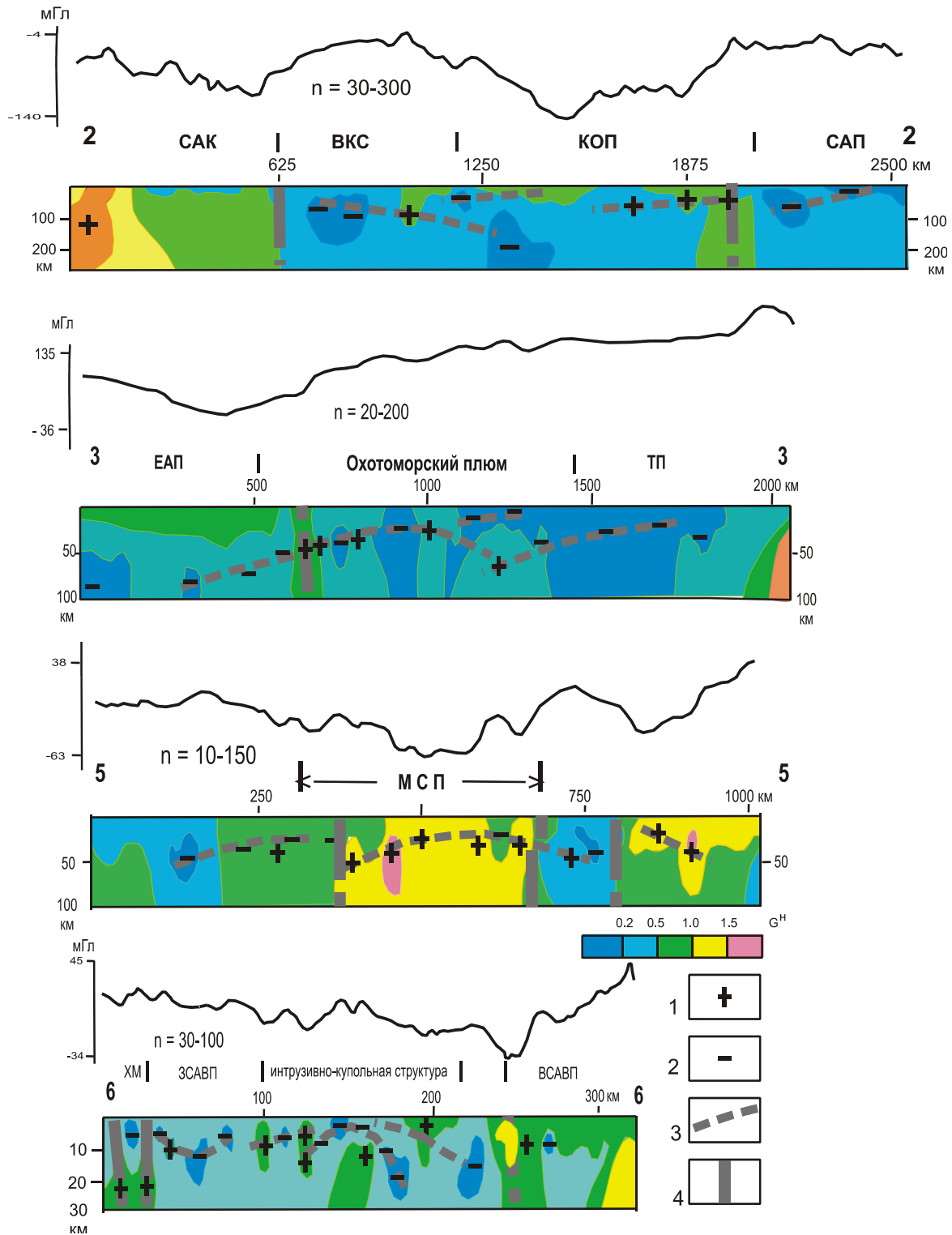


Рис. 21. Поля полного градиента G^H в разрезах литосферы Северо-Восточной Азии: 1–2 – локальные максимумы (1) и минимумы (2) полного градиента; 3 – линии корреляции особых точек G^H ; 4 – разломы. Структуры; ХМ – Ханкайский метаморфический массив. Вулканические пояса: ЗСАВП – Западно-Сихотэ-Алинский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский. Обозначения других тектонических структур и расположение разрезов показаны на рис. 20

В разрезе 3-3 (см. рис. 20–21) одинаково проявлены пододвигание тихоокеанской литосферы под Охотоморскую плиту и Охотоморской плиты – под Евразийскую. В обеих моделях распределение особых точек в голове Охотоморского плюма характеризуется выпуклой к поверхности Земли формой.

В разрезе 5-5 аналогичным образом распределены особые точки в голове Мая-Селемджинского плюма, а за его пределами плотностные неоднородности погружаются в обе стороны от него. В поле полного градиента центральная часть Мая-Селемджинского плюма резко обособлена (см. рис. 21).

В разрезе 6-6 распределение особых точек, локализуемых методами Трошкова–Грозновой и Березкина, тоже характеризуется концентрической зональностью в структуре центрального типа высокого порядка, выраженной на поверхности повышенной концентрацией меловых гранитоидных интрузивов. Западная и восточная границы Сихотэ-Алиня ограничены глубинными разломами.

На западном фланге разреза 6-6 методом Березкина диагностируется погружение верхнекоровых плотностных неоднородностей под Западно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом. Земная кора Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса резко обособлена от Центрального Сихотэ-Алиня.

Таким образом, распределения особых точек, локализуемых методами Трошкова–Грозновой и Березкина, характеризуются определенными чертами сходства, но первый метод характеризуется большей избирательностью (можно выделить большее количество особых точек, принадлежащих разным классам модельных тел), а второй, кроме трассирования особых точек, – позволяет выделять области геологического пространства, различающиеся уровнем поля G^H . Комбинирование этих двух методов в интерпретационном процессе помогает в выборе объективных статистически устойчивых решений, которые в дальнейшем могут быть использованы при детерминированном плотностном моделировании глубинных геологических структур.

3.7. Деконволюция Эйлера

Деконволюция (развертка) Эйлера чрезвычайно широко используется в мировой практике (Канада, США, Бразилия, Карибский регион, Африка, Индия, Юго-Восточная Азия, Япония, Западная Европа) интерпретации гравитационных и магнитных аномалий (чаще – магнитных). Этот метод применяется в двух основных постановках: 1) картирование фундамента осадочных толщ и 2) трассирование разломов.

В открытом доступе (Google.ru) можно найти множество примеров реализации этого метода. Рассмотрим некоторые из них.

Результаты локализации особых точек методом деконволюции Эйлера обычно представляются в виде, показанном на рис. 22. Здесь ясно различаются области повышенных, промежуточных и пониженных глубин залегания особых точек, располагающихся вблизи морского дна Мексиканского залива.

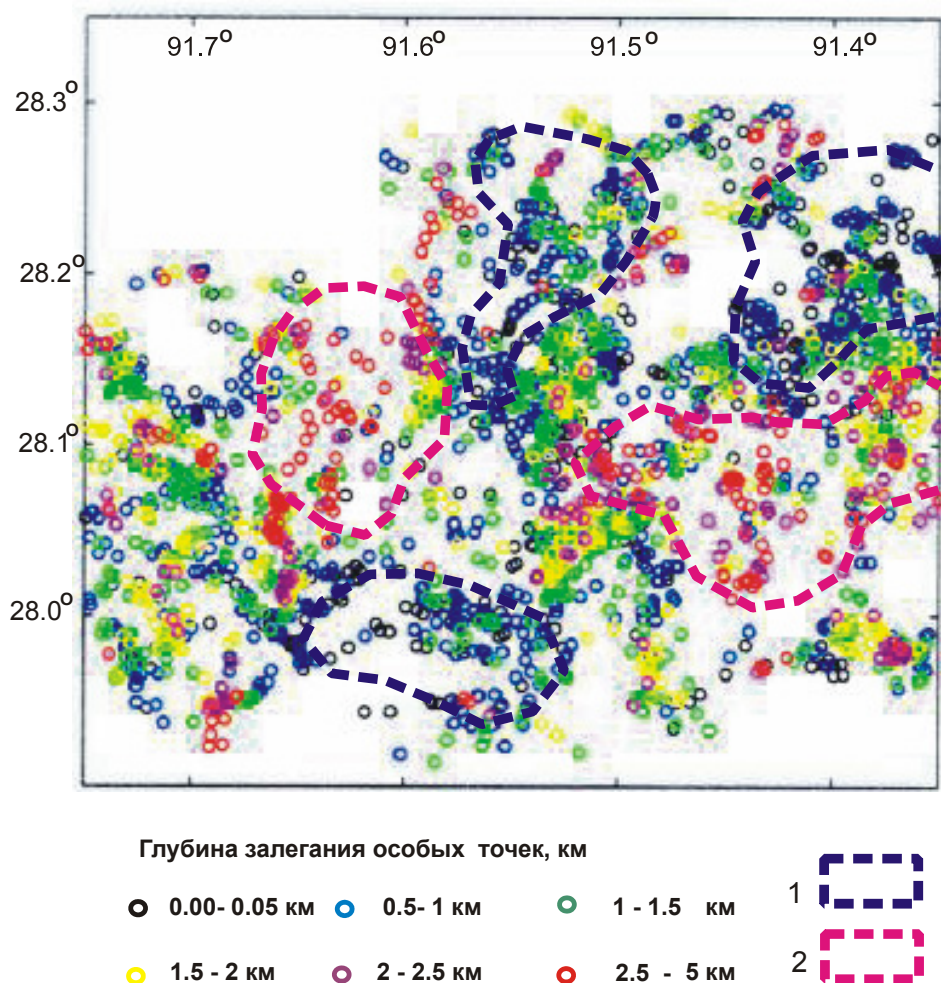


Рис. 22. Поле особых точек, локализованных по методу деконволюции Эйлера в Мексиканском заливе [14]:

1 – области пониженных глубин; 2 – области повышенных глубин

В районах сильно изрезанного аномального гравитационного поля, либо его высокочастотных трансформант, представляется возможным строить схемы глубинного рельефа структурных поверхностей (чаще – рельефа поверхности фундамента осадочных толщ) после сглаживания полученных значений глубин. Однако чаще это осуществляется по магнитным аномалиям, которые, как правило, более дифференцированы по сравнению с гравитационными.

На рис. 23 иллюстрируется сопоставление результатов моделирования поверхности протерозойского метаморфического фундамента в Юго-Восточной Австралии с данными сейсморазведки и бурения. В северной половине графика (рис. 23, б) сглаженные значения особых точек хорошо согласуются с сейсмическим профилем и бурением, но в южной половине – они существенно с ними не совпадают. Это обусловлено усложнением разреза в южной части района, где присутствуют неопротерозойские осадочные образования, границы которых в сейсмических разрезах, так же как кровля протерозойского метаморфического фундамента, регистрируются отражениями сейсмических волн. Скважины для проверки природы сейсмических границ в этой части разреза отсутствуют. К тому же профиль здесь проходит параллельно границе осадочного бассейна Ароуи (рис. 23).

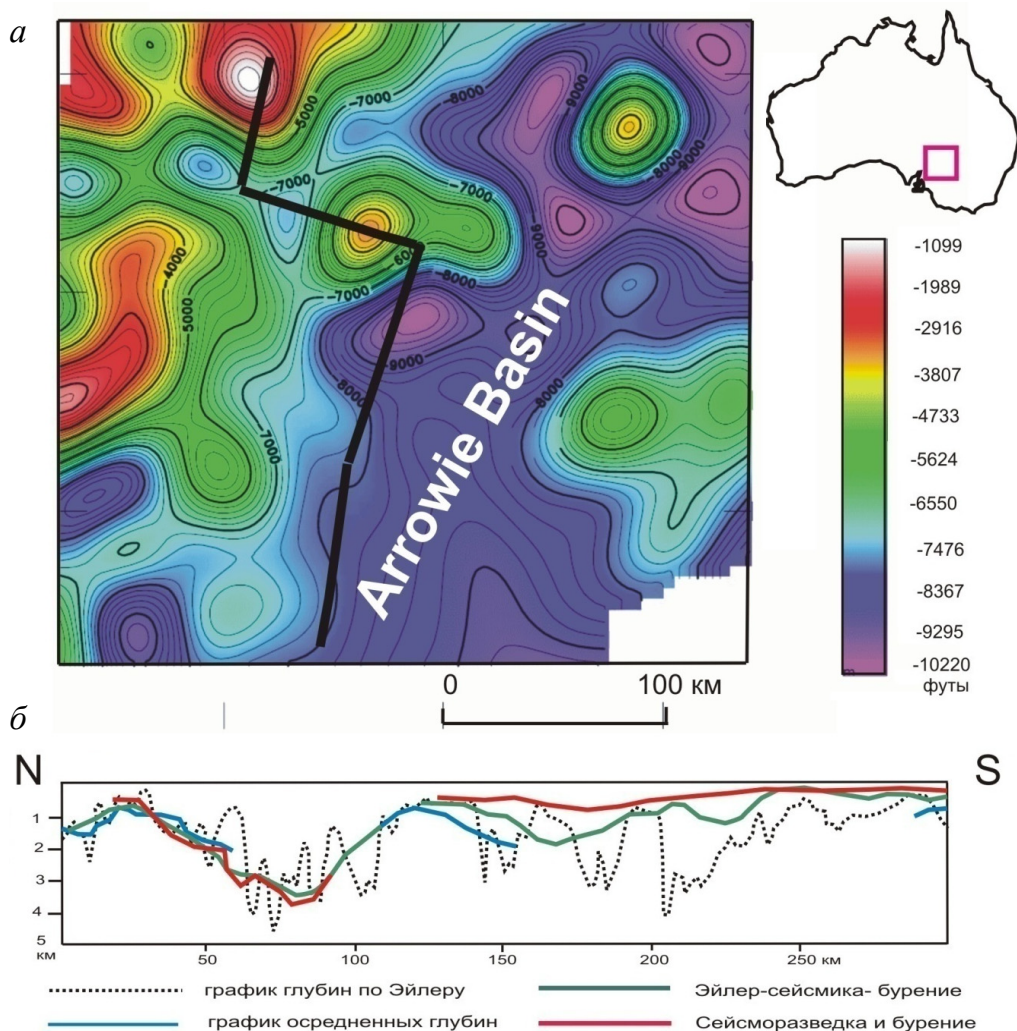


Рис. 23. Картирование рельефа фундамента осадочной толщи в Юго-Восточной Австралии методом деконволюции Эйлера (а) [70] и сопоставление расчетных данных с сейсморазведкой и бурением (б) [65]

Другой пример (рис. 24) иллюстрирует результаты интерпретации гравитационных аномалий с помощью деконволюции Эйлера на шельфе Венесуэлы. Здесь особые точки плотностных неоднородностей распределены вблизи подошвы земной коры (граница Мохо), глубина залегания которой изменяется от 12...16 км в акватории до 28...30 км в континентальных районах.

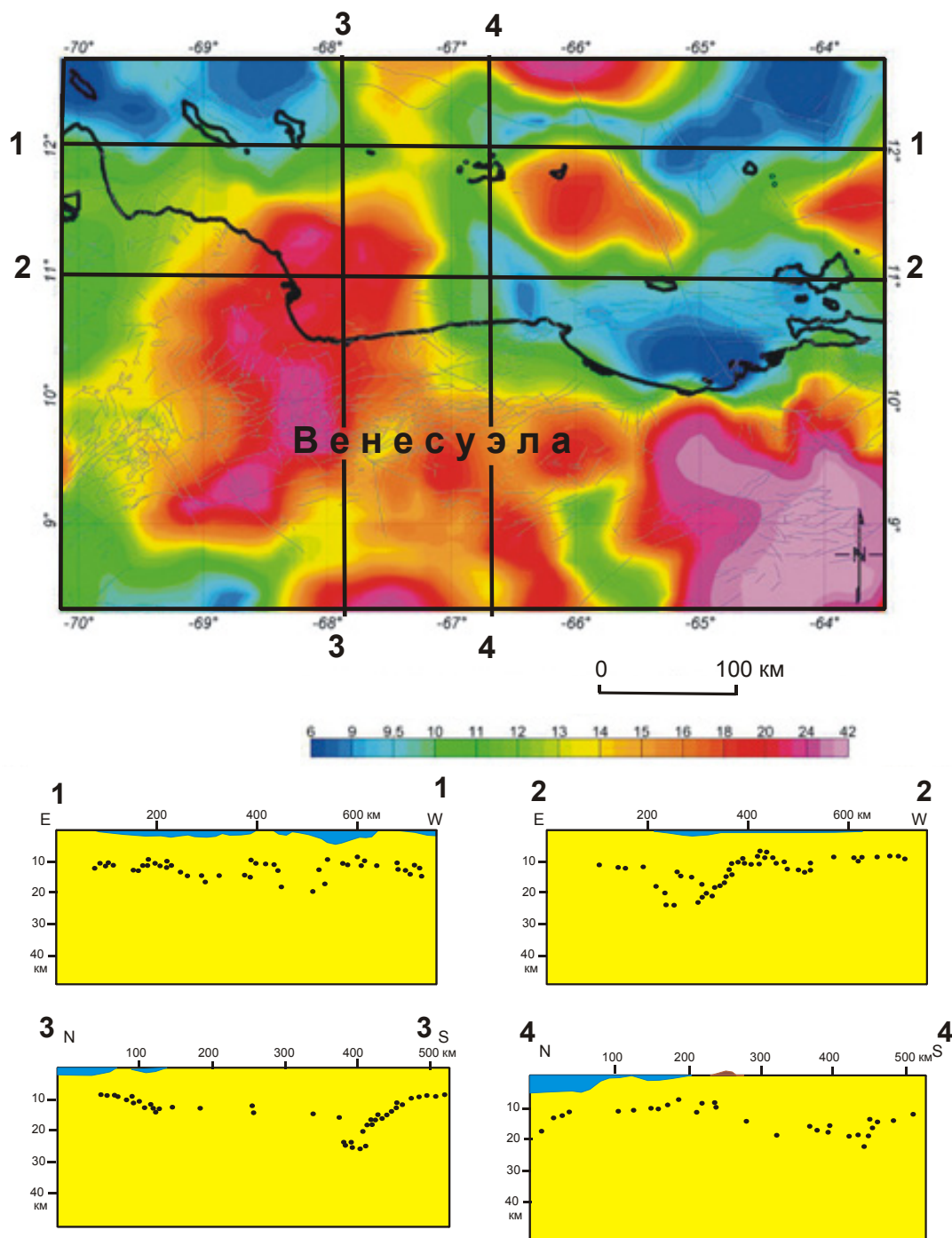


Рис. 24. Интерпретация гравитационных аномалий методом Эйлера на шельфе Венесуэлы [76]

В этих же интервалах глубин располагается изотерма Кюри (температура, при которой теряются магнитные свойства пород). Промежуточными значениями глубин Мохо (19...24 км) характеризуются острова восточной части Антильского архипелага (о. Сотавенто и др.). Распределения особых точек характеризуются большим разбросом, по сравнению с глубиной залегания сейсмической границы Мохо, но общие тенденции поведения подошвы земной коры они отражают. На схеме (рис. 24) ясно видны широкие области утолщенной коры в континентальных районах и локальные утолщения – под восточной частью Антильских островов. Акватория характеризуется повышением уровня глубин залегания особых точек, а глубоководные участки шельфа отмечаются приближением последних ко дну моря до глубины 6...10 км. Эта закономерность читается также в разрезах (рис. 24).

Поскольку вторые производные гравитационного потенциала более чувствительны к разломам, по сравнению с аномалиями силы тяжести, метод Эйлера часто применяется для определения местоположения разломов. Такой пример показан на рис. 25. Здесь перед осуществлением расчетной процедуры региональная составляющая аномалий Буге, вычисленная с помощью частотного фильтра Фурье, была исключена из наблюдаемых аномалий. Так же, как в методе Трошкова–Грозной (см. рис. 20), особые точки при разных размерах расчетного окна локализовались в зонах разломов на разной глубине.

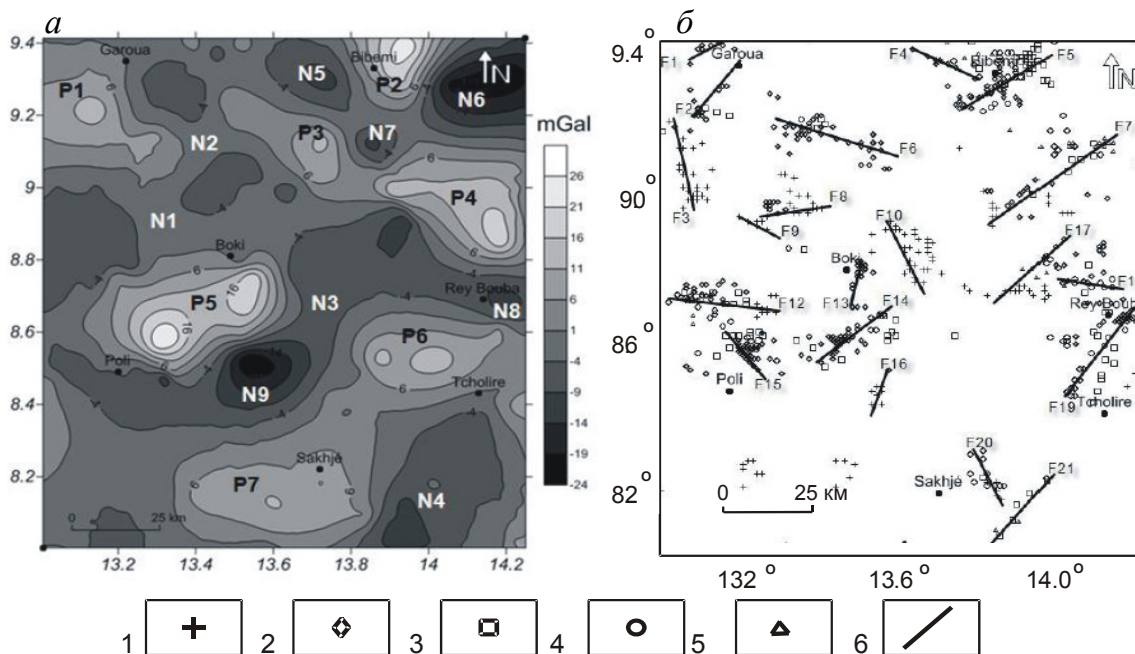


Рис. 25. Карта локальных гравитационных аномалий (а) и локализация разломов методом Эйлера (б) в Северном Камеруне [75] (б): 1–5 – особые точки плотностных неоднородностей на глубинах: 1 – менее 7 км, 2 – 7...10 км, 3 – 10...13 км, 4 – 13...16 км, 5 – более 16 км; 6 – разломы

3.8. Анализ пространственных распределений центров плотностных неоднородностей компактного класса, локализуемых в случайной постановке

Локальные гравитационные возмущения можно интерпретировать в явном виде так, как было показано в п. 2.5.1. Регистрация случайных возмущений производится на параллельных профилях, пересекающих интерпретируемую гравиметрическую карту в направлении, ортогональном преобладающему простиранию изоаномал. В сложных случаях следует разделять карту на участки и на каждом участке выбирать свое направление профилей.

Для каждого профиля строится график аномалий силы тяжести. На этих графиках выделяются локальные квази-симметричные аномалии, для которых вычисляется кажущаяся глубина залегания центра масс (Z_0) и измеряется амплитуда аномалии для последующих вычислений плотностной контрастности (μ_z -параметра). В результате формируются массивы $Z_0(x, y)$, которые используются для построения планов распределений особых точек (Z_0) в разных диапазонах глубин. Эти распределения содержат информацию о дислокациях и деформациях геологических масс в разных глубинных срезах.

Опыт проведенных исследований свидетельствует о том, что ориентировки векторов складчато-разрывных деформаций приповерхностных структур определенного (по геологическим данным) возраста соответствуют ориентировкам векторов распределений глубинных плотностных неоднородностей, в том числе – распределениям центров аномалиеобразующих масс. При этом структурные планы дислокаций плотностных неоднородностей по мере увеличения глубины срезов соответствуют структурным планам деформаций и дислокаций приповерхностных комплексов по мере удревнения их возраста. Обратная последовательность может быть результатом шарьирования более молодых глубинных структур древними тектоническими комплексами.

В верхнем слое земной коры Северо-Западного Приохотья (см. рис. 26) выявлены три структурных плана распределений плотностных неоднородностей. Первый от земной поверхности план характеризуется изометричным распределением центров масс, в котором максимальное погружение аномальных масс приурочено к центру Хаканджинской тектоно-магматической структуры центрального типа. Второй план (на глубине 3...6 км) отображает глубинные структуры вулканического чехла, а третий (8...11 км) – деформации подстилающего его «верхоянского» комплекса. В соответствии с этим средняя глуби-

на залегания границы «складчатый фундамент – вулканический чехол» оценивается интервалом глубин 6...8 км.

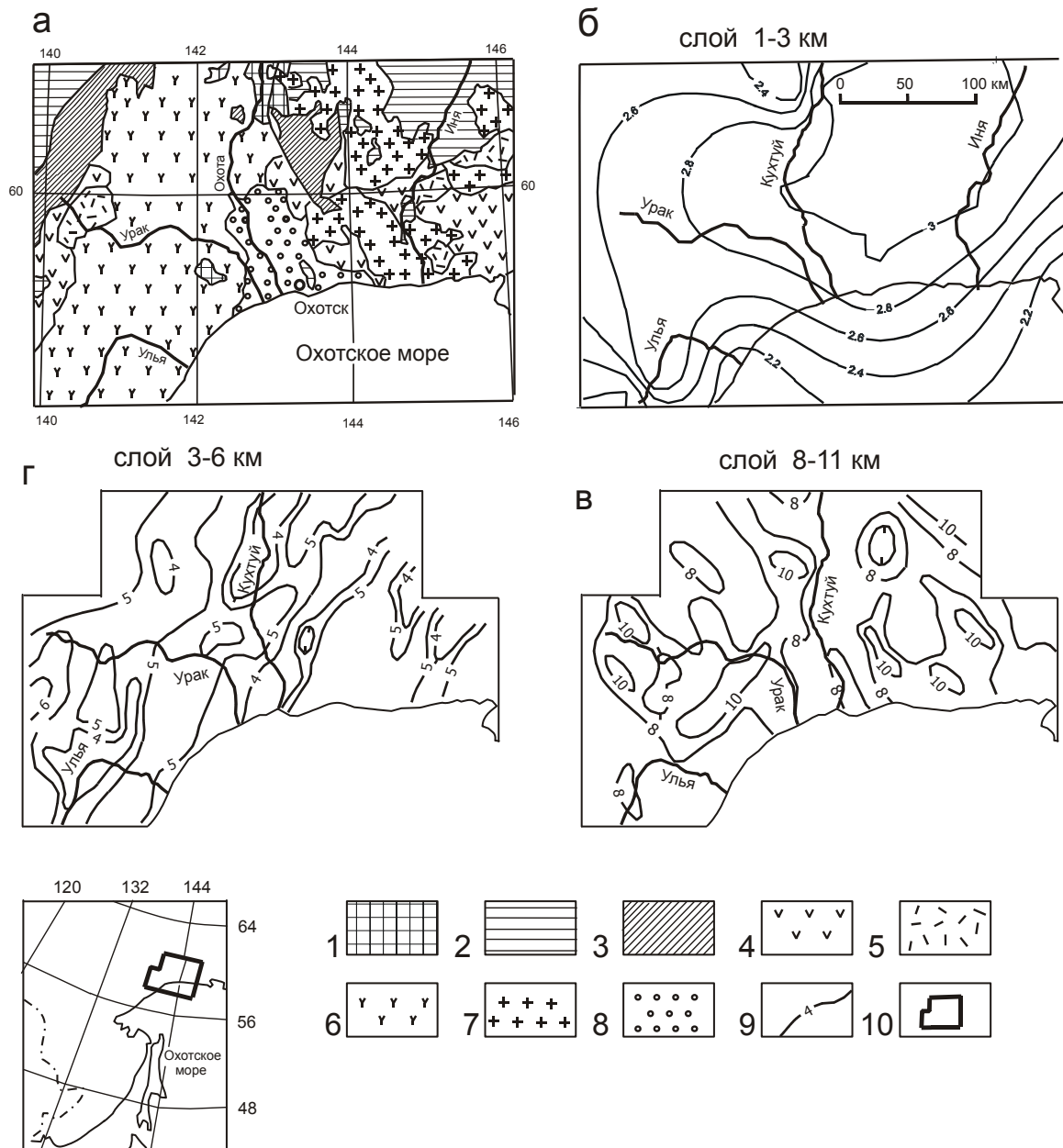


Рис. 26. Тектоническая схема (а) и распределения плотностных неоднородностей (б, в) в земной коре Северо-Западного Приохотья: 1 – допалеозойские метаморфические комплексы; 2 – позднепалеозойские и раннемезозойские (С-Т) комплексы плитного чехла; 3 – мезозойские складчатые комплексы, относимые к «верхояно-колымской» серии; 4–6 – вулканы дацит-риолитовой (4), андезитовой (5) и контрастной базальт-риолитовой (6) ассоциаций; 7 – синвулканические гранитоиды; 8 – кайнозойские отложения наложенных впадин; 9 – изолинии глубин залегания центров масс, км; 10 – контур района исследований

Распределение центров масс в нижнем слое земной коры Охотско-Чукотского вулканического пояса (рис. 27, а) дает основание предположить его рифтогенную природу, поскольку вдоль оси этой структуры происходит воздымание нижнекоровых плотностных неоднородностей под вулканическим поясом (сокращение мощности земной коры), а подкоровый вязкий слой разуплотнен на $0,06...0,08 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ (рис. 27, б) вследствие сильного размягчения или плавления.

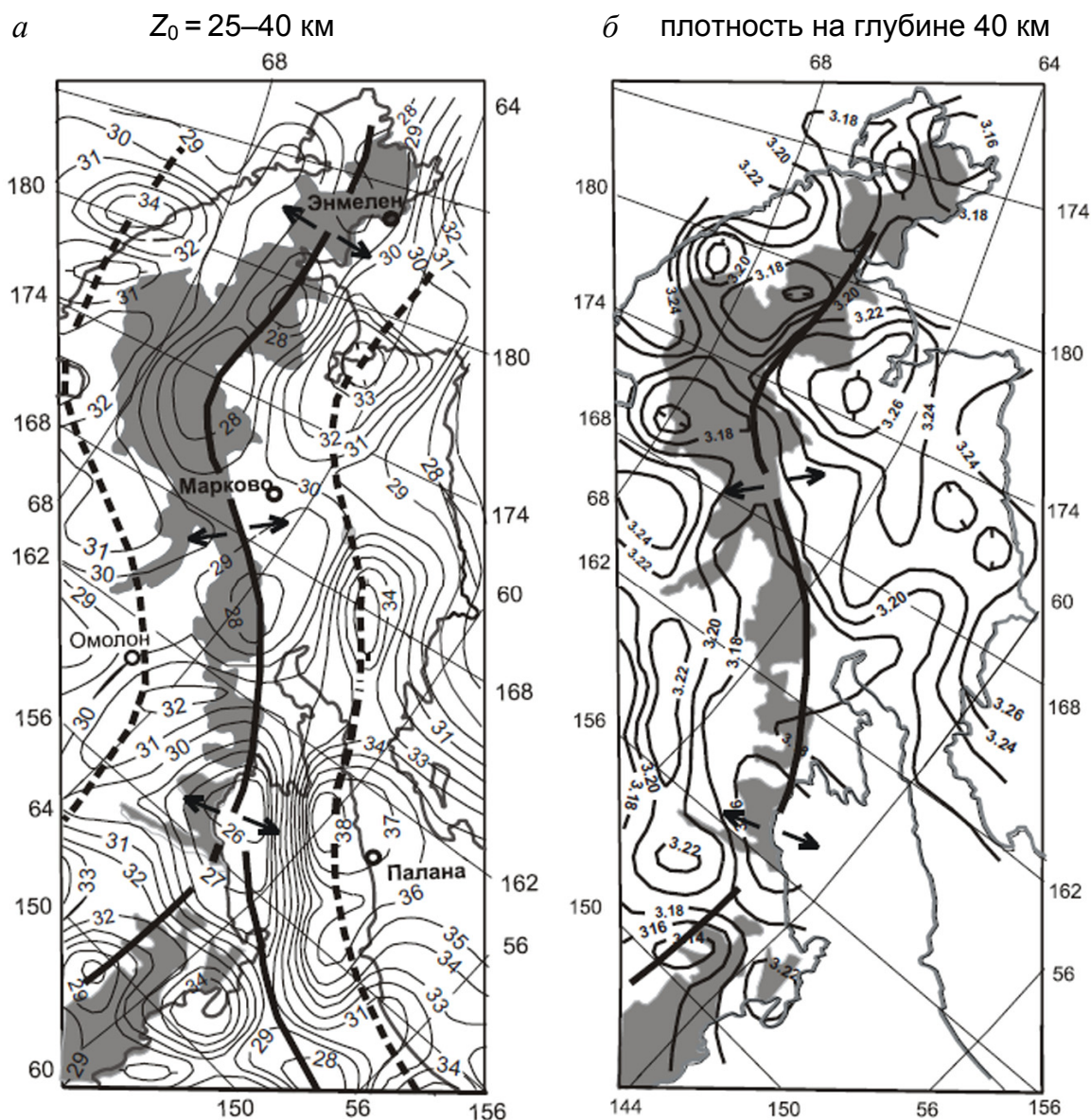


Рис. 27. Отражение структуры растяжения на северо-восточной окраине Азии: а – в распределении центров плотностных неоднородностей; б – в распределении плотности подкорового слоя; 1, 2 – изолинии глубин залегания центров масс, км (1) и плотности*, $\text{г} \cdot \text{см}^{-3}$ (2); 3, 4 – оси структур растяжения (3) и сжатия (4) земной коры; 5 – Охотско-Чукотский вулканический пояс.
* изолинии плотности проведены по данным Ю.Я. Вацилова (1993)

В Нижне-Амурском рудном районе концентрическое распределение центров плотностных неоднородностей (рис. 28, б) согласуется с существованием Белогорской вулcano-тектонической структуры. Подавляющая часть рудопроявлений и все крупные месторождения золота этого района располагаются в зонах локальных прогибов складчатого фундамента, отображаемых распределением центров плотностных неоднородностей в интервале глубин 5...10 км. Такое размещение месторождений может быть обусловлено большим вертикальным диапазоном рудогенных флюидов, несущих золоторудную минерализацию, и соответствующим увеличенным диапазоном связи рудных месторождений с плотностными неоднородностями земной коры. Из приводимых данных следует, что в результате синрудных или пострудных вертикальных подвижек золоторудная минерализация Нижне-Амурского района сохранилась в опущенных блоках.

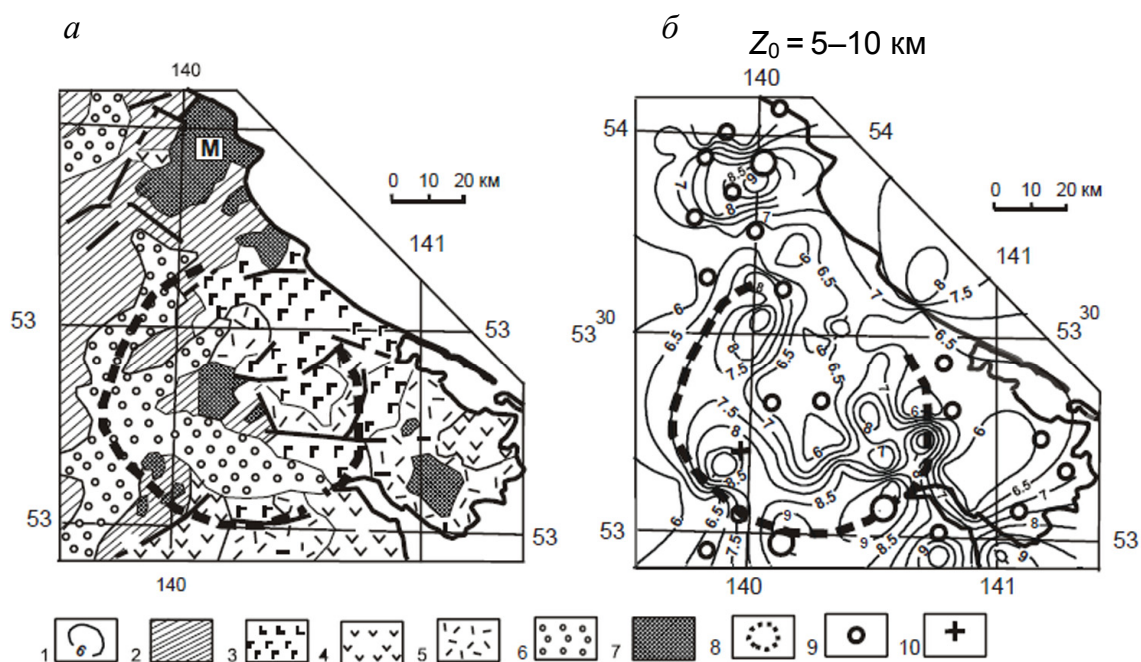


Рис. 28. Геологическая карта (а) и распределение центров плотностных неоднородностей в слое 5...10 км (б) в Нижне-Амурском рудном районе:
 1 – изолинии глубин залегания центров плотностных неоднородностей;
 2 – складчатый фундамент Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса;
 3-5 – вулканические комплексы: основного (3), среднего (4) и кислого (5) состава;
 6 – позднекайнозойские осадочные отложения; 7 – позднемеловые гранитоиды;
 8 – контур Белогорской вулcano-тектонической структуры; 9-10 – месторождения и рудопроявления золота (9), молибдена и вольфрама (10). М – Многовершинный гранитоидный массив

В северной части этого района расположен Многовершинный рудный узел, приуроченный к одноименному гранитоидному массиву (рис. 28, *а*). Месторождения этого узла также приурочены к области погружения центров плотностных неоднородностей (рис. 28, *б*).

Приведенные примеры доказывают возможность выявления главных черт глубинного строения земной коры по распределениям особых точек (Z_0) плотностных неоднородностей в разных глубинных диапазонах. Такими же возможностями обладают способы локализации особых точек методами Трошковой–Грозновой и деконволюции Эйлера.

3.9. Реологическая интерпретация статистических моделей плотностной контрастности геологического пространства

Сопоставление распределений μ_z -параметра (см. п. 2.7) с распределениями скорости сейсмических волн, удельных электрических сопротивлений и температуры в земной коре и верхней мантии обнаружило связь плотностной контрастности геологических сред со степенью их вязкости.

Количественные (аналитические) оценки этой связи пока не получены, но относительные (больше или меньше) изменения μ_z -параметра оказались связанными с относительными изменениями скоростных, электрических и тепловых характеристик земной коры и верхней мантии. Так, жесткие тектонические среды с кристаллической структурой (древние метаморфические комплексы кратонов, океанические и островодужные высокоплотные вулканогенно-кремнистые пластины, нижний слой земной коры и нижний слой литосферы) повсеместно совмещены с высокими значениями скорости сейсмических волн, удельных электрических сопротивлений и μ_z -параметра, а низкие значения этих параметров характерны для аккреционных призм, турбидитовых комплексов, зон тектонического дробления, мезозойско-кайнозойских вулканических поясов и астеносферы, диагностируемой по аномально низким электрическим сопротивлениям (5...10 Ом), высокой температуре (более 1200 °С), предполагающей плавление пород верхней мантии, зонам затухания и поглощения сейсмических волн [8].

Установлена связь μ_z -параметра с сейсмичностью земной коры [8], которая, в свою очередь, также связана с реологией геологических сред. Оказалось, что землетрясения с высокими магнитудами происходят в районах, характеризующихся высокими значениями μ_z -параметра на глубинах, соответствующих глубинам их гипоцентров, а зоны пониженной и низкой сейсмичности соответствуют низким значениям μ_z -параметра.

Таким образом, реологические свойства геологических сред отражаются в распределениях плотности, скорости сейсмических волн, удельных электрических сопротивлений и магнитуд землетрясений, однако аномалии этих параметров в общем случае зависят от литологических, тектонических (динамо-метаморфических) и гидротермальных характеристик сред, и они не всегда могут быть связаны с их температурными характеристиками.

В первом случае эти свойства определяются степенью диагенеза, а во втором – степенью тектонической нарушенности среды, обусловленной дроблением, трещиноватостью и меланжированием пород на границах более вязких (жестких) сред при относительном перемещении последних. В третьем случае реологические свойства сред определяются степенью их флюидонасыщенности [19, 45], что подтверждается результатами экспериментальных исследований на образцах горных пород [39].

Ширина и вертикальная мощность холодных реологически ослабленных зон в земной коре бывает достаточной для их обнаружения в поле сейсмических волн [45, 83] и электрических сопротивлений [44, 63, 64, 68]. Часто внутрикоровые и подкоровые зоны пониженной вязкости сопровождаются повышенным и высоким тепловым потоком, что предполагает насыщение зон тектонического дробления магмами или горячими флюидами. Такие зоны нередко являются рудоконтролирующими в течение десятков миллионов лет [49, 73].

Ниже приводятся примеры диагностики реологических состояний тектонических сред по распределениям плотностной контрастности (μ_z -параметра), которые сопоставляются с аномалиями скорости сейсмических волн, удельных электрических сопротивлений и температуры.

На рис. 29 показаны сопоставления распределений перечисленных параметров в разрезах тектоносферы Северо-Восточной Азии. Здесь в разрезах 4-4 и 2-2 низкими значениями μ_z -параметра отображаются зоны низких сейсмических скоростей (волноводы), а в разрезе 5-5 – зоны низких удельных электрических сопротивлений в астеносфере и нижнем слое земной коры Камчатки. Низкими значениями μ_z -параметра отмечаются зоны частичного плавления в головах Мая-Селемджинского (разрез 2-2) и Охотоморского (разрез 6-6) плюмов.

В Сихотэ-Алине (разрезы 1-1 и 3-3) сейсмические границы Конрада и Мохоровичича очерчивают жесткий нижнекоровый кристаллический слой земной коры, отображаемый μ_z -максимумом, а под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом, так же как и под Центральным Камчатским (разрез 5-5), регистрируется зона низких значений μ_z -параметра.

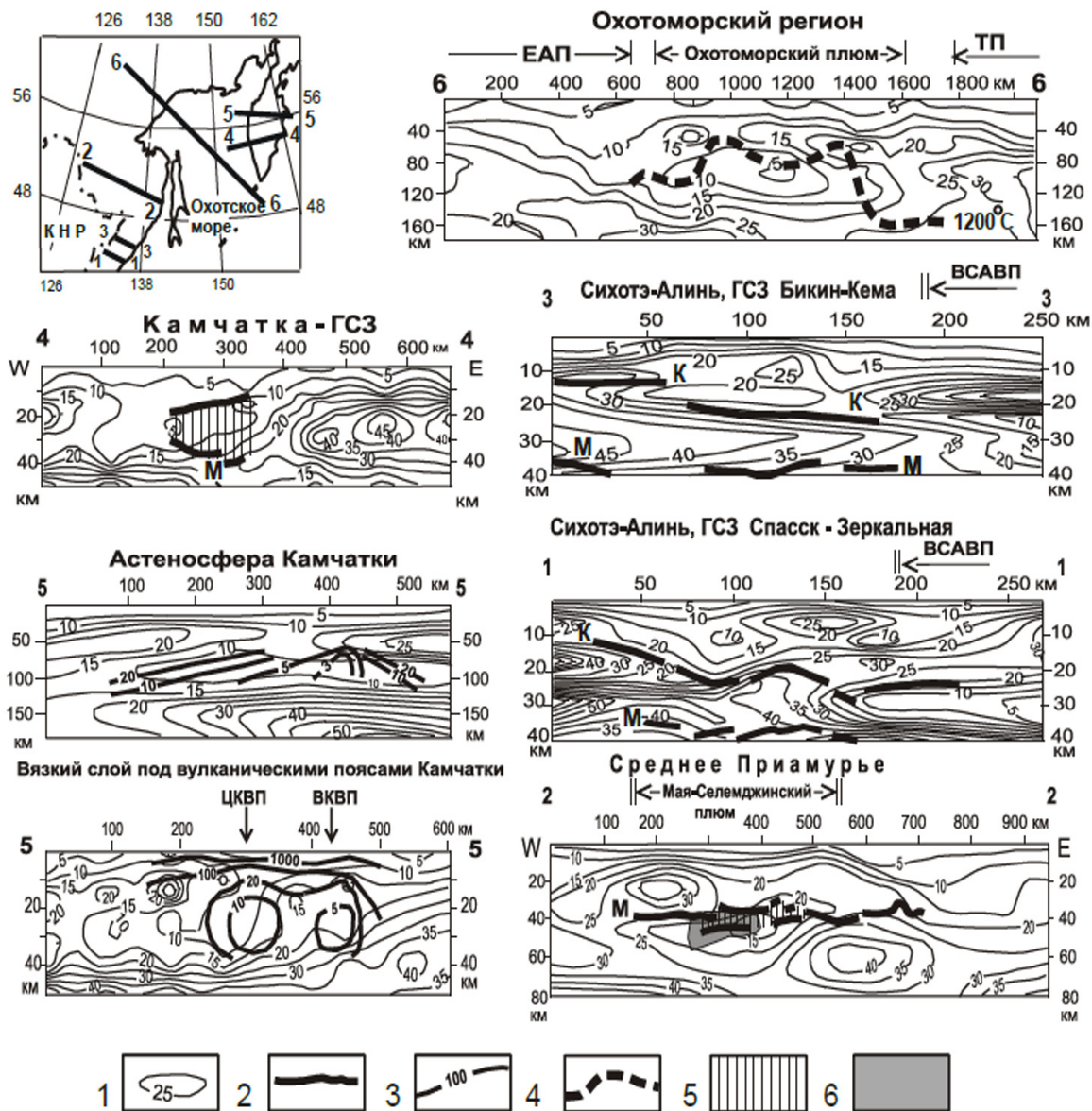


Рис. 29. Сопоставление распределений μ_z -параметра с сейсмическими, магнито-теллурическими и тепловыми моделями тектоносферы Северо-Восточной Азии:

1 – изолинии μ_z -параметра; 2 – скоростные границы в разрезах 1–3 [1, 51]; 3 – изоотмы в разрезе 5-5 [42]; 4 – изотерма в разрезе 6-6 [1]; 5 – зоны поглощения и уменьшения скорости сейсмических волн в разрезе 2-2 и 4-4 [1, 51]; 6 – зона частичного плавления в разрезе 2-2 [1]. ТО – Тихоокеанская плита. Вулканические пояса: ЦКВП – Центрально-Камчатский; ВКВП – Восточно-Камчатский; ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский

Глубинное строение Австралийского континента, в отличие от Северо-Восточной Азии, гораздо более изучено сейсмическим и магнитотеллурическим методами и на его территории представляется возможным сравнить распределения μ_z -параметра с распределениями ско-

рости сейсмических волн, электрических сопротивлений и температуры в 3D-геологическом пространстве (рис. 30).

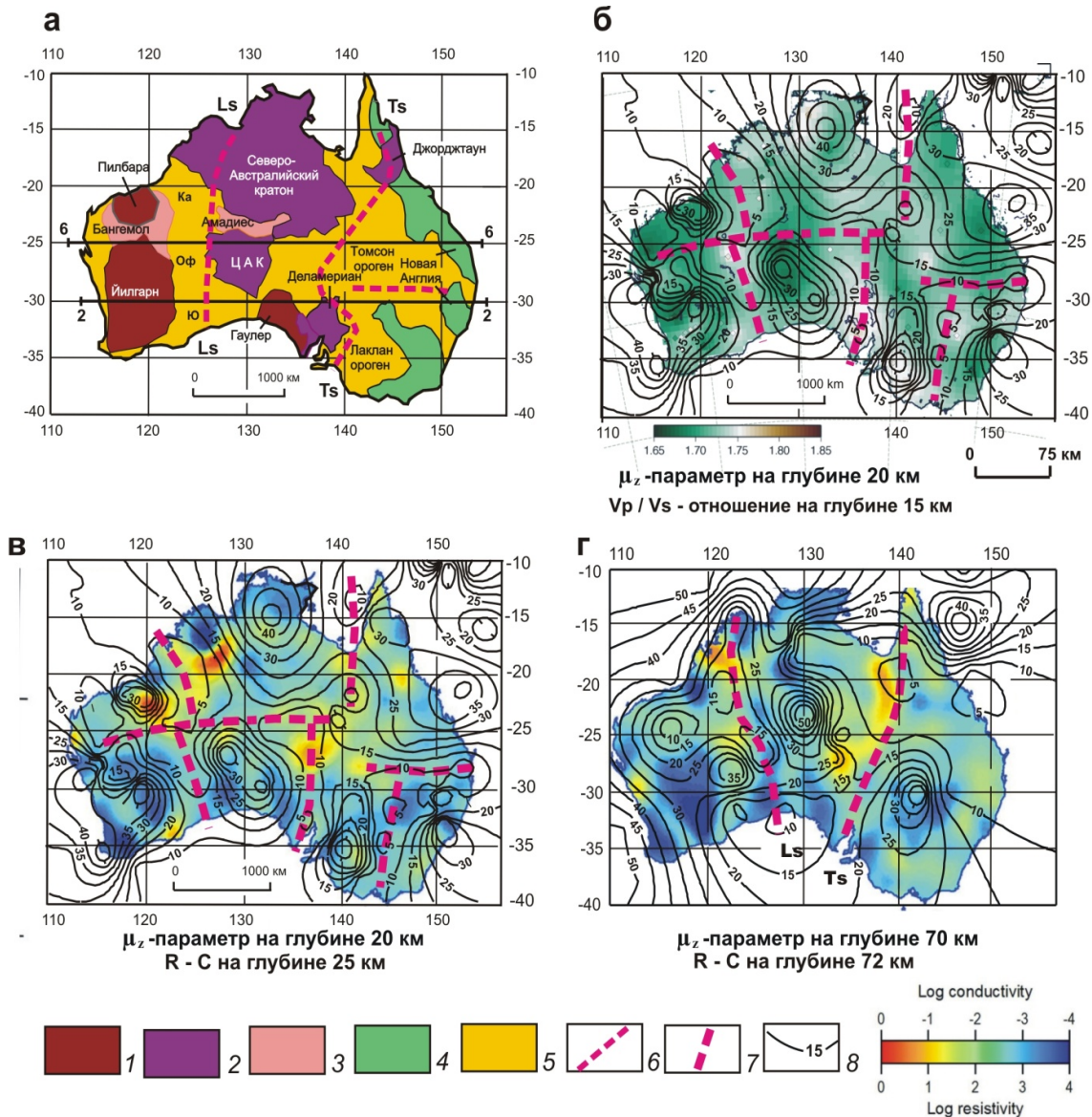


Рис. 30. Тектоническая схема (а) и коровые сегменты Австралии в сейсмической [78] (б), геоэлектрической [81] (в, г) и гравитационной (б, в, г) моделях: 1–3 – метаморфические комплексы: 1 – архейские, 2 – преимущественно протерозойские, 3 – протерозойско-палеозойские; 4 – аккрецированные палеозойские террейны Восточной Австралии; 5 – фанерозойский чехол; 6 – главнейшие разломы; 7 – оси зон реологического разуплотнения; 8 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); ЦАК – Центрально-Австралийский кратон; палеозойско-мезозойские бассейны Западной Австралии: Ка – Каннинг, Оф – Оффисер, Ю – Юкла. Линии главнейших разломов: Ls – Лассетер, Ts – Тасман

В «реологической» гравитационной модели тектоносферы Австралии древние метаморфические коровые сегменты (рис. 30, *a*) картируются максимумами μ_z -параметра в среднекоровом срезе (рис. 30, *б-г*). В этом срезе обособляются семь коровых сегментов Австралийского материка: кратонные сегменты Йилгарн, Пилбара, Северо-Австралийский, Южно-Австралийский, неопротерозойский ороген Деламериан, палеозойские орогены Лаклан (на юго-востоке Австралии) и Томсон (на северо-востоке). Коровые максимумы μ_z -параметра разделяются линейными зонами μ_z -минимумов (< 10 ед), которые близки к положению зон растяжения–сдвига Лассетер (на западе) и Тасман (на востоке). Субмеридиональные минимумы μ_z -параметра, обрамляющие Северо-Австралийский и Южно-Австралийский кратоны с запада и востока, сопровождаются зонами электрической проводимости (рис. 30, *в, г*) и максимумами отношений V_p/V_s (рис. 30, *б*).

Кроме субмеридиональных, в нижнекоровом срезе проявлены две широтные зоны пониженной вязкости. Одна из них разделяет Северо-Австралийский и Южно-Австралийский кратоны, вторая – разграничивает орогены Лаклан (на юге) и Томсон (на севере) в складчатом поясе Тасман [72].

В разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (см. рис. 31) проявлено реологическое расслоение кратонных блоков Австралии на среднекоровый (интервал глубин 15...30 км), нижнекоровый (30...45 км), подкоровый (50...70 км) и нижний литосферный (100–180 км) жесткие слои, разделяемые зонами пониженной вязкости разной толщины. Среди последних лучше всего выражен подкоровый вязкий слой, залегающий на глубине от 40 до 80 км (рис. 30) и астеносфера в интервале глубин 100...180 км под кратонами и 90...150 км – под фанерозойскими структурами Восточной Австралии. Такая расслоенность близка к реологической расслоенности кратонной литосферы Северо-Восточной Азии, где подкоровый вязкий слой залегает на глубинах 35...60 км, а астеносфера – 90...130 км [1].

В разрезе 2-2 (см. рис. 31), пересекающем южные районы Австралии по 30° ю.ш., высоким значениям μ_z -параметра (> 30 ед.) в нижнекоровом диапазоне глубин соответствуют древнейшие кратонные блоки Йилгарн, Гаулер, неопротерозойский ороген Деламериан и фундамент палеозойской складчатой системы Новая Англия. Распределения μ_z -параметра дают основание предположить, что нижнекоровый слой Южно-Австралийского кратона, глубинные границы которого выходят за пределы блока Гаулер, занимает более глубокое положение относительно кратона Йилгарн и простирается под фанерозойские структуры

Восточной Австралии. Протерозойский ороген Деламериан представляется надвинутым на Южно-Австралийский кратон, а мощность земной коры под ним сокращена.

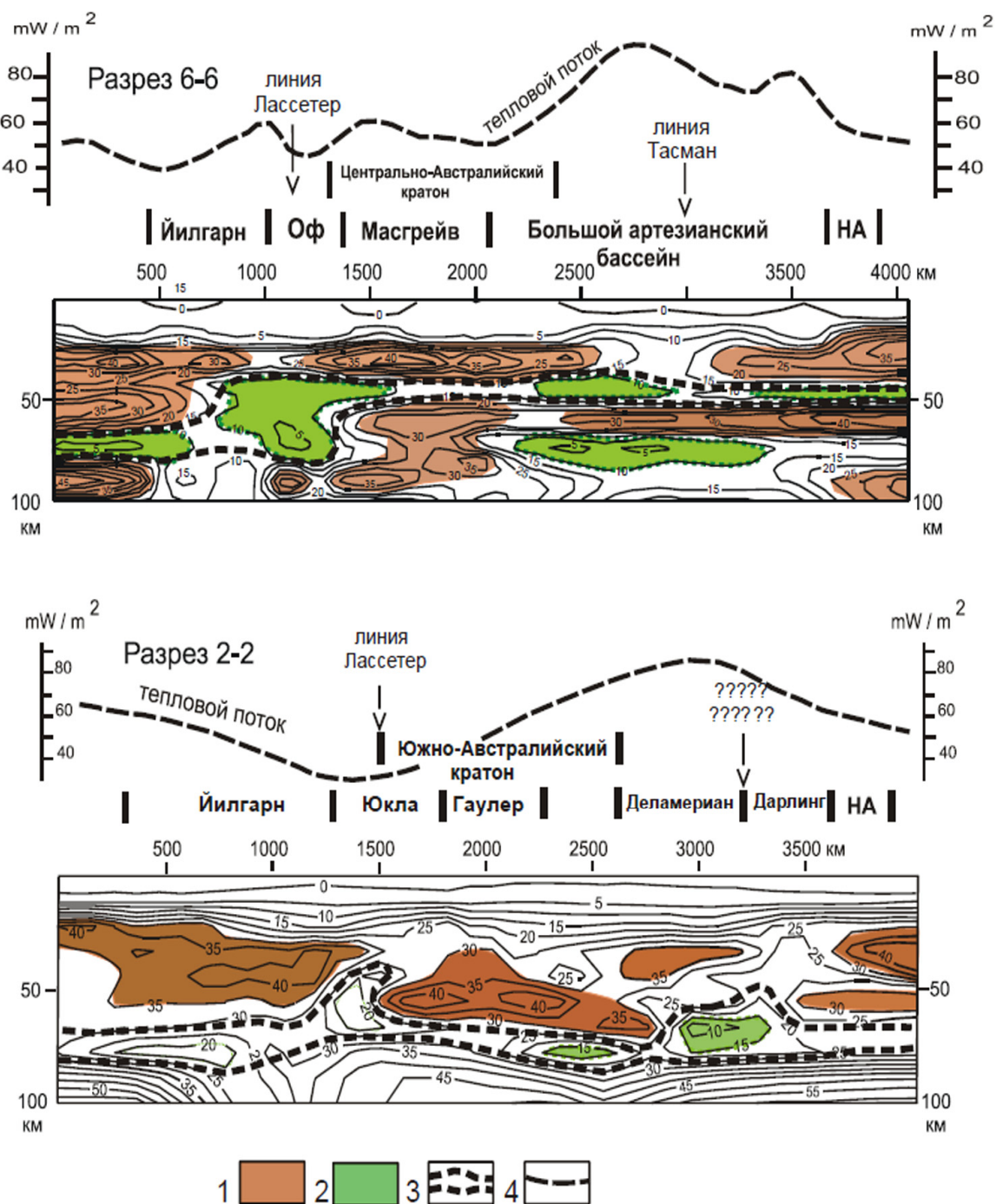


Рис. 31. Распределения μ -параметра в разрезах литосферы центральной (вверху) и южной (внизу) Австралии: 1 – жесткие тектонические среды; 2 – подкоровый вязкий слой; 3, 4 – среды пониженной вязкости: 3 – в подкоровом слое, 4 – в астеносфере. Положение разрезов см. рис. 30

Существование подкорового вязкого слоя и вариации его мощности в разрезе 2-2 согласуется с сейсмическими моделями [67], которые предполагают небольшую мощность переходного слоя (Moho transition zone) под кратоном Йилгарн, утолщение его под впадиной Юкла, утонение в области Южно-Австралийского кратона, второе утолщение – под орогеном Лаклан и утонение – под складчатым поясом Новая Англия. Наибольшая по размерам и контрастности область низких значений μ_z -параметра ($\mu_z < 15$ ед.) в подкоровом вязком слое совпадает с максимумом теплового потока, что позволяет предположить расплавление, или сильное размягчение этого слоя на границах коровых сегментов разного возраста, что предполагалось также при анализе сейсмических моделей.

В разрезе 6-6 по 25° ю.ш. (рис. 31) тоже проявлена связь зон пониженной вязкости (μ_z -минимумов) в подкоровом слое верхней мантии и астеносфере с максимумами теплового потока и соответствующими им разрывами и утонениями нижнего слоя земной коры в зонах разломов Лассеттер и Тасман. Так же, как в разрезе 2-2, максимумам μ_z -параметра в разрезе 6-6 соответствуют области кратонной литосферы, наибольшая мощность которой предполагается под Центрально-Австралийским кратоном.

Доказательство связи μ_z -параметра с тепловыми характеристиками земной коры иллюстрирует рис. 32, где распределения μ_z -параметра на глубине 30 км согласуются с распределениями температуры на глубине 5 км [66].

Из приводимых данных (рис. 31, 32) следует, что источники тепловых аномалий располагаются преимущественно в нижней коре и подкоровом вязком слое на глубине 30...40 км. Обширный максимум температур (более 200 °С), совпадающий с минимумом μ_z -параметра (15–20 ед.), располагается под Большим Артезианским бассейном (рис. 32). Похожие соотношения между этими параметрами наблюдаются под юго-западным флангом блока Макартур, впадиной Каннинг и Северным Квинслендом (см. рис. 30, а, 32). И наоборот – высокие значения μ_z -параметра и низкие температуры наблюдаются под кратонными блоками Йилгарн, Кимберли, Гаулер, орогеном Лаклан и протерозойским блоком Джорджтаун. Только одно отклонение от этих закономерностей имеет место под блоком Масгрейв в Центральной Австралии, где μ_z -максимум совпадает с максимумом температуры. Это объясняется тем, что источник тепловой аномалии располагается здесь ниже глубины 30 км, что подтверждается локальным минимумом скорости поперечных сейсмических волн на глубине 70 км [82].

Таким образом, сделанные сравнения распределений плотностной контрастности с сейсмическими, геоэлектрическими моделями и аномалиями теплового потока доказывают связь μ_z -параметра с реологическими свойствами земной коры и верхней мантии Австралийского континента.

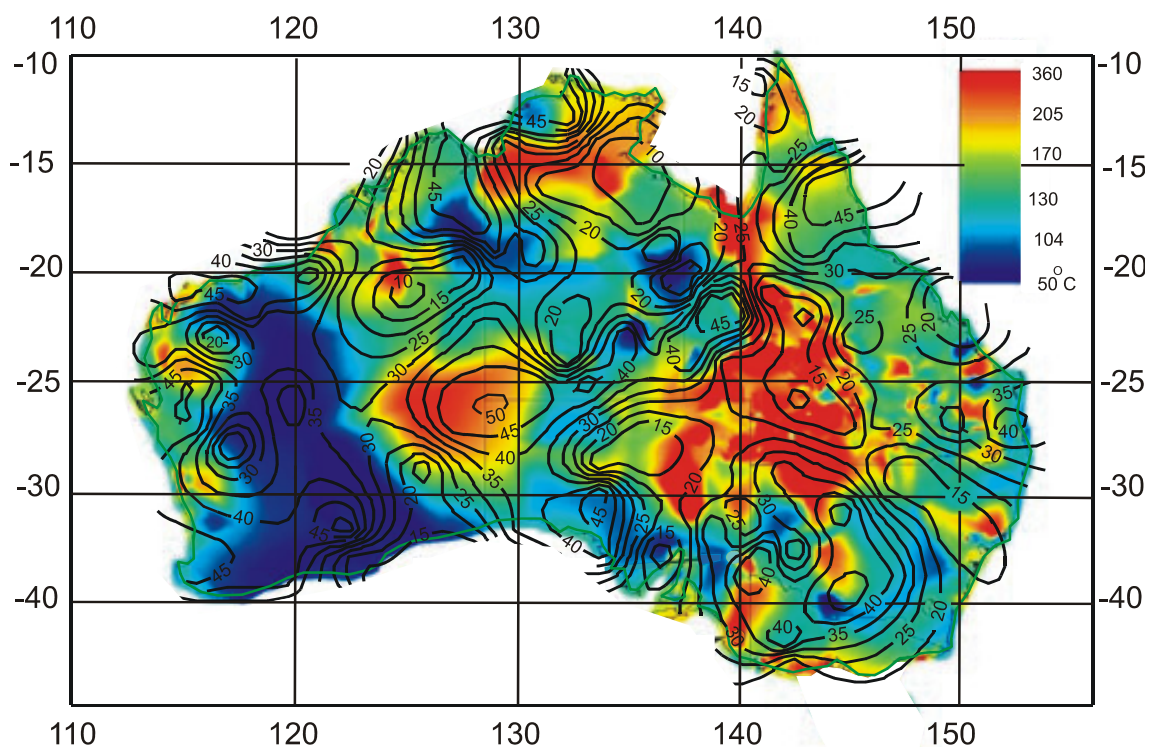


Рис. 32. Распределения μ_z -параметра на глубине 30 км (изолинии) и температуры (цвет) на глубине 5 км [66] в Австралии

Аномалии плотностной контрастности (μ_z) являются хорошим инструментом при изучении тектоно-магматических структур центрального типа. В Приамурье (рис. 33) концентрическое расположение μ_z -максимумов относительно минимума в центре в диапазоне глубин 10...70 км отображает особенности глубинного строения головы Мая-Селемджинского плюма. Центральная (стволовая) зона плюма сопровождается концентрическим расположением разломов (рис. 33, д) и магнитных аномалий (рис. 33, з), высокой температурой на границе «кора-мантия» (рис. 33, ж), пониженной скоростью сейсмических волн (рис. 33, е) и пониженной сейсмичностью. Совокупность этих признаков свидетельствует о реологическом разуплотнении стволовой зоны плюма вследствие ее флюидно-магматической проработки. В периферической части центрального ствола располагаются термальные источники Кульдур и Быссинский (рис. 33, з).

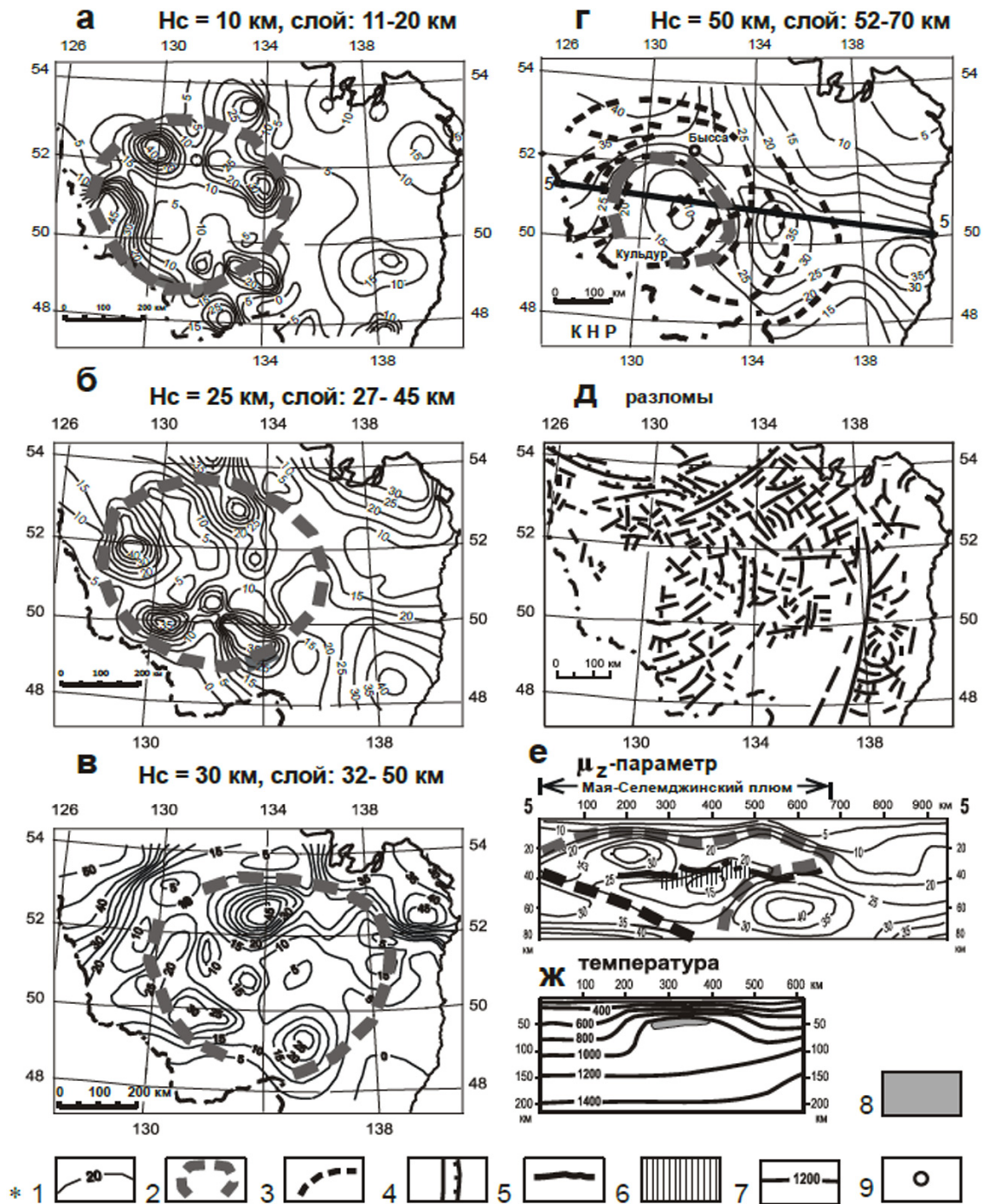


Рис. 33. Горизонтальные срезы (а-г) и разрез 5-5 (е) 3D-модели μ_z -параметра; разломы (д) и температурный разрез (ж) головы Мая-Селемджинского плюма: 1 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 2 – контуры плюма в горизонтальном и вертикальном сечениях; 3 – дуговые отрицательные магнитные аномалии); 4 – разломы, в том числе надвиги; 5 – подошва земной коры по данным ГСЗ [51] в разрезе (е); 6 – зона низких скоростей сейсмических волн [51]; 7 – изотермы, °С [58]; 8 – зона частичного плавления [58]; 9 – источники термальных вод на схеме (г).

H_c – глубина среза 3D-модели $\mu_z(x, y, H_c)$, км

В Охотоморской структуре центрального типа плюмовой природы представилось возможным увязать распределения μ_z -параметра с распределениями температуры в 3D-пространстве (рис. 34). Признаки такой структуры в Охотском море в обеих моделях начинают проявляться в среднем слое земной коры, начиная с глубины 20 км. Температурный срез на этой глубине (рис. 34, б) характеризуется наличием изометричного максимума температуры в центральном районе Охотского моря, очерчиваемого изотермой 600 °С с севера, запада и востока. Максимум обладает концентрической зональностью, типичной для структур центрального типа. Внутри максимума локальные повышения температуры до 900 °С располагаются по его периферии, а в центре максимума температура понижена. Возможно, это объясняется тем, что в своде структуры располагается подводная возвышенность Академии Наук. С другой стороны, описанная зональность в распределении температур может быть обусловлена инверсией (прогибанием) свода корового тектономагматического сооружения над стволовой частью мантийного плюма.

В срезе гравитационной модели (рис. 34, а) на этой же глубине центральная часть Охотского моря отмечается аномально низкими значениями μ_z -параметра (0...7 усл. ед.), что может быть следствием размягчения (уменьшения вязкости) нижнего слоя земной коры под влиянием тепла, мантийных флюидов и кайнозойских магм. Широкий минимум μ_z -параметра близок по размерам к температурному максимуму (рис. 34, б) и обрамляется концентрически расположенными локальными максимумами μ_z -параметра. Таким образом, здесь, как и в большинстве других тектономагматических структур центрального типа, температура и плотностная контрастность связаны обратной корреляционной зависимостью.

В юго-восточной части Охотского моря линейные минимумы μ_z -параметра (рис. 34, а) и температуры (рис. 34, б) маркируют Южно-Охотский рифт, мощность земной коры в котором уменьшена до 13...15 км. В разрезе 5-5 (рис. 34, в), пересекающем Южно-Охотский и Татарский рифты, минимумы μ_z -параметра фиксируют разрывы нижнего жесткого слоя земной коры, а температура на глубине 20 км повышена до 900 °С (рис. 34, б).

Другим примером диагностики структур растяжения по распределениям μ_z -параметра является Северный Сихотэ-Алинь (см. рис. 35). Здесь Z-образный минимум μ_z -параметра в среднем слое земной коры разделяет блоки континентальной (на западе) и островодужной (на востоке) коры. Z-образная форма минимума обусловлена сдвиговыми дис-

локациями, наложенными на растяжение или сопутствующими ему. Похожим образом структуры растяжения–сдвига выражены на восточной окраине Евразийской (см. рис. 26) и Австралийской (рис. 30) плит.

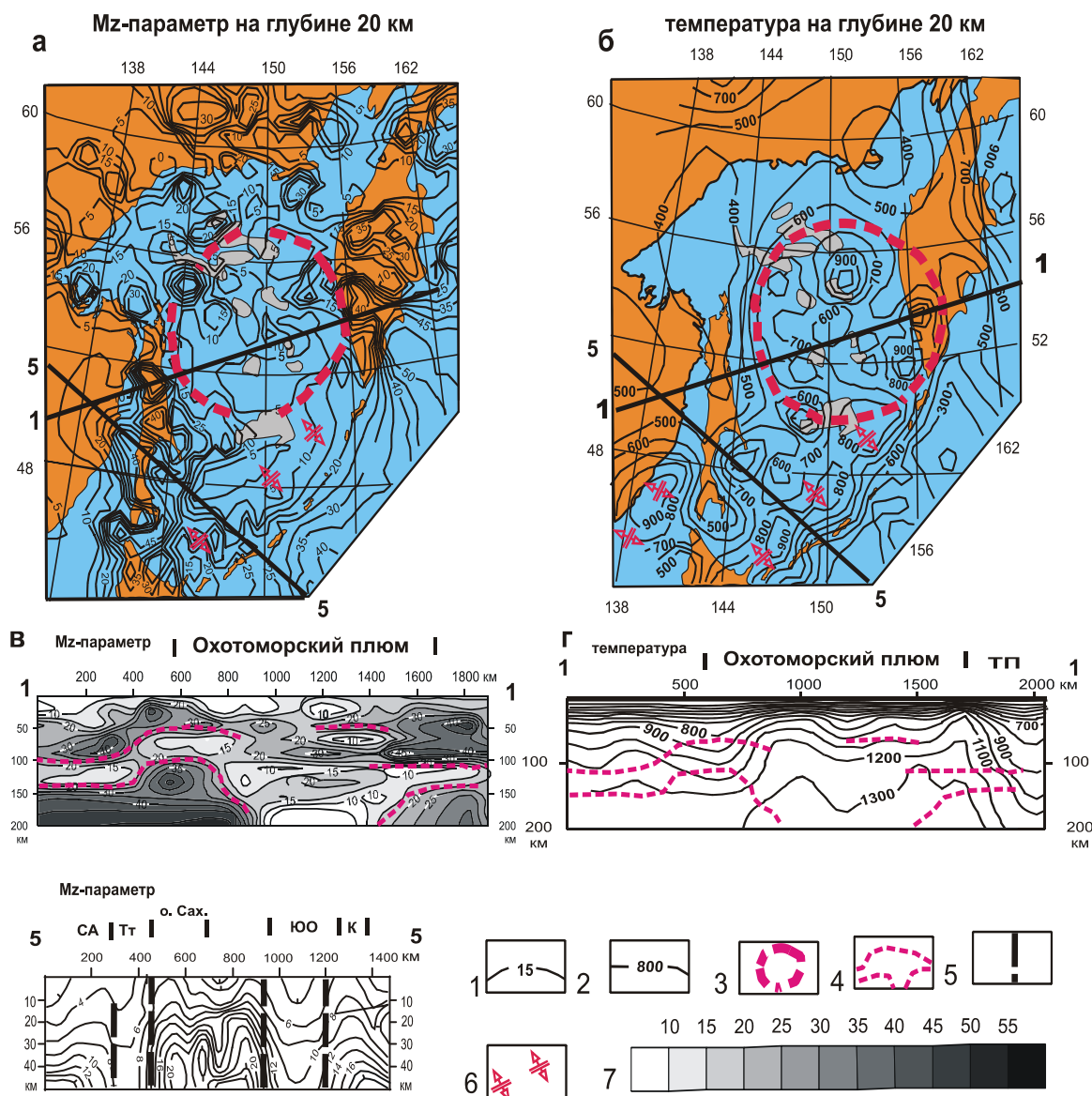


Рис. 34. Распределения μ_z -параметра (а, в, д) и температуры (б, г) в земной коре Охотского моря: 1, 2 – изолинии: μ_z -параметра (1) и температуры (2); 3, 4 – контуры Охотоморского плюма в плане (3) и разрезе (4); 5 – разломы; б – рифты на схемах; 7 – шкала μ_z -параметра в разрезе 1-1. Обозначения структур: ТП – Тихоокеанская плита; рифты: ЮО – Южно-Охотский, Тт – Татарский; К – Курильская островная дуга

Зоны растяжения земной коры часто являются рудоконтролирующими и по этой причине большая часть рудных месторождений в Северном Сихотэ-Алине располагается в зоне μ_z -минимума (см. рис. 35, б).

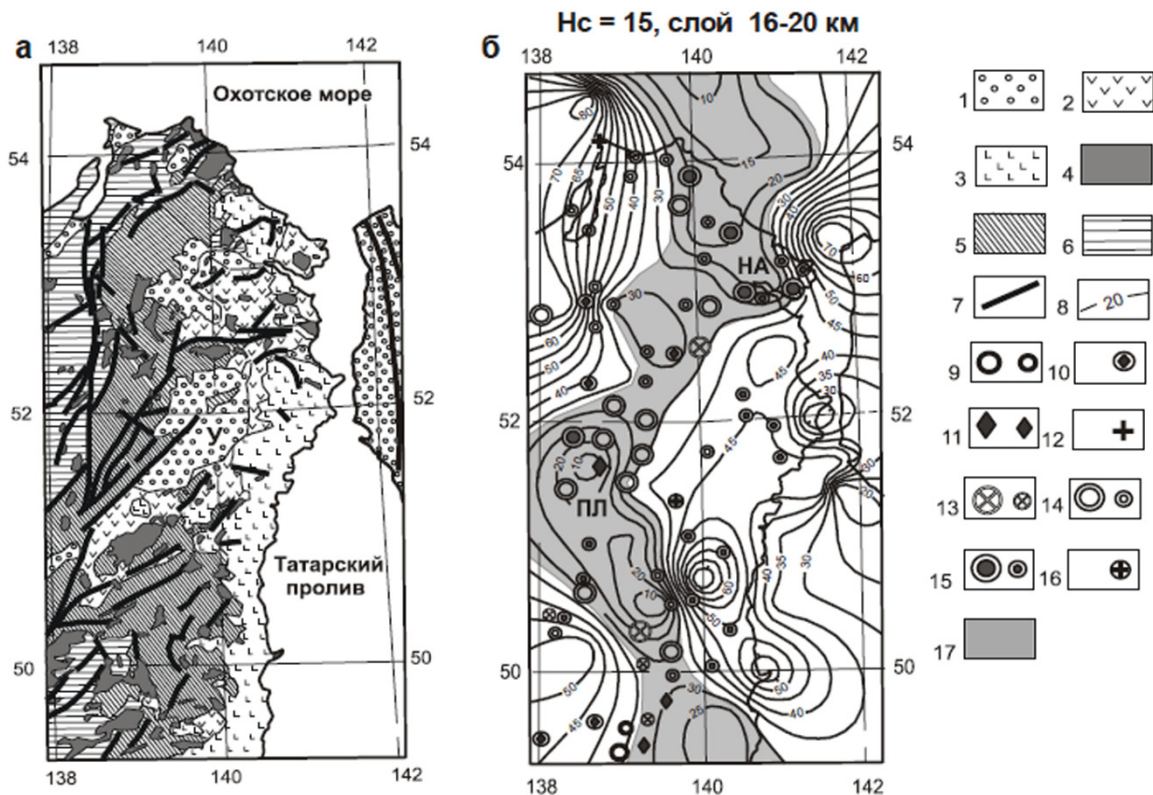


Рис. 35. Геологическая карта (а) и распределение μ_z -параметра в среднем слое земной коры (б) Северного Сихотэ-Алиня:

1 – кайнозойские осадочные отложения; 2, 3 – вулканические поля андезитобазальтового (2) и ультрабазитового (3) состава; 4 – позднемеловые гранитоиды; 5, 6 – тектонические комплексы: юрские и раннемеловые (5), позднемеловые (6); 7 – разломы; 8 – изолинии μ_z -параметра; 9–16 – месторождения (крупный значок) и рудопроявления (мелкий значок): оловорудные (9), олово-вольфрамовые (10), вольфрамовые (11), молибденовые (12), полиметаллические (13), золоторудные (14), золотосеребряные (15), золотомолибденовые (16); 17 – зона растяжения на схеме «б». Обозначения рудных районов: НА – Нижне-Амурский; ПЛ – Пильда-Лимурский; Т – Тумнинский

Контрольные вопросы к разделу 3

1. Геологические возможности методов, основанных на интерпретации высших производных гравитационного потенциала.
2. Сравнительные достоинства и недостатки методов Трошкова-Грозной и Березкина.
3. Как связаны распределения особых точек плотностных неоднородностей с глубинным строением земной коры и верхней мантии?
4. Статистические методы локализации разломов по гравитационным аномалиям.

5. Какие геологические задачи решаются методом деконволюции Эйлера?
6. Какие проблемы сопровождают зондирование по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий и способы их преодоления?
7. Области применения и геологические задачи программного пакета КОСКАД 3D?
8. Области применения и геологические задачи программного пакета СИНГУЛЯР?
9. Физический смысл плотностной контрастности геологического пространства, отображаемый μz -параметром.
10. Как плотностная контрастность геологического пространства связана с реологическими характеристиками земной коры и верхней мантии?
11. Каковы основные принципы районирования и объемного картирования реологических неоднородностей в земной коре и верхней мантии по аномалиям μz -параметра?
12. Основные черты реологической расслоенности тектоносферы континентов по геофизическим данным.
13. Комплексование статистических и детерминистских методов интерпретации гравитационных аномалий. Цели и основные принципы.
14. Геофизические признаки тектоно-магматических структур центрального типа ?
15. Геофизические признаки рифтогенных структур.
16. Отражение тектонической расслоенности земной коры и верхней мантии в спектре гравитационных аномалий Северо-Восточной Азии и Австралии.

4. РЕТРОСПЕКТИВНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТАТИСТИЧЕСКИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ

Гравитационные модели очень часто используются для объяснения эволюции и механизмов формирования тектонических структур. Простейшим примером является определение относительного возраста разломов, когда оси или границы аномальных областей гравитационного поля закономерно пересекают или ограничивают друг друга. Так, например, на рис. 30 субширотные разломы являются более молодыми по отношению к субмеридиональным, поскольку первые смещают или ограничивают вторые. Однако в трехмерном случае и в сложных геологических условиях использование объемных плотностных моделей, получаемых в результате расчетных процедур, для ретроспективного анализа тектонических структур ограничивается высокой неоднозначностью моделирования, что обуславливает привнесение в такие модели некоторого (иногда – значительного) числа элементов, не находящих внешнего подтверждения в геолого-геофизических данных. Часто ретроспективная интерпретация плотностных моделей целиком основывается на тех или иных априорных тектонических концепциях, к которым подгоняются эти модели. Так, например, при моделировании зоны субдукции на северо-западной границе Тихоокеанской плиты [36] эта зона априорно закладывалась в плотностную модель в виде наклонной пластины повышенной плотности, а в плотностных моделях Сихотэ-Алиня и Камчатки [15] априорно предполагалось существование континентальной коры на всем протяжении вплоть до границ с акваториями, либо плавный переход одного типа коры в другой.

Статистические и особенно вероятностно-детерминистские гравитационные модели являются внутренне однозначными, хотя их интерпретация в ретроспективной области позволяет обнаружить только самые общие палеогеодинамические характеристики геологического пространства. И этими возможностями никогда не следует пренебрегать.

Одним из примеров палеогеодинамической интерпретации статистических гравитационных моделей является диагностика структур сжатия и растяжения с помощью гравитационного автокорреляционного зондирования (пп. 2.3 и 3.2) и пространственной корреляция центров плотностных неоднородностей (пп. 2.5.1 и 3.8) без анализа данных о плотности сред и какой-либо другой геолого-геофизической информации. Так же, как в сейсмических разрезах [17, 22, 37, 41, 51, 58], сжатие диагностируется по утолщению корового или литосферного слоя, а растяжение – по сокращению его мощности.

Палеогеодинамическая интерпретация формализованных гравитационных моделей регламентируется двумя основными условиями (или принципами):

1. **Принцип разделения признаков пространств** (*один признак – одна модель*) предполагает четкое регламентирование внешних геологических и внутренних физико-математических условий модельного эксперимента. Описание среды не может быть признано строго формализованным, если в модели вариативно (неоднозначно) определены два или более описывающих параметра, например плотность и геометрические параметры среды. Смешанная обратная задача (определение плотности и геометрии контактирующих сред в одном вычислительном процессе) в методах подбора без вспомогательной априорной информации означает смешивание признаков пространств и, как следствие, получение отображения геологической среды, содержащего большое число субъективных (внешне не подтверждаемых) элементов модели.

Точно также, при моделировании вещественных характеристик (плотности, градиентов плотности) геологических тел и структур, их геометрические параметры не должны быть результатом вычислений, а должны быть закреплены либо приведены к единообразной (истокообразной) форме элементарных источников (ячеек среды). Одним из известных приемов является построение моделей распределения плотности, удовлетворяющих наименьшему квадратичному расхождению расчетов гравитационных эффектов элементарных тел в регулярной геометрической матрице [74].

2. **Принцип структурного изоморфизма** является руководящим при выявлении и ретроспективном анализе следов прошедших в тектоносфере геологических процессов. Применительно к палеогеодинамической интерпретации гравитационных моделей этот принцип подразумевает выявление подобия форм и пространственных взаимоотношений плотностных неоднородностей формам и взаимоотношениям приповерхностных тектонических структур, генезис и механизм образования которых установлены по геологическим наблюдениям. Например:

1) структуры растяжения земной коры, как правило, характеризуются инверсными взаимоотношениями приповерхностных и глубинных границ: они сопровождаются прогибами в верхнем слое коры и поднятием ее подошвы в сейсмических разрезах [58];

2) надвиговые структуры (шарьяжи) у поверхности Земли часто имеют форму клиньев, мощность которых сокращается по направлению надвигания;

3) структуры центрального типа характеризуются концентрически-зональной ориентировкой магматических тел и разломов, а также

закономерным изменением вещественного состава минеральных ассоциаций, магматических и метаморфических тел по направлению от центров структур к флангам [49, 50].

Важнейшим инструментом диагностики палеогеодинамических обстановок (в первую очередь – векторов сжатия), существовавших в период консолидации того или иного слоя земной коры, является соответствие ориентировок складчато-разрывных деформаций приповерхностных структур определенного по геологическим данным возраста ориентировкам глубинных плотностных неоднородностей (например, распределениям центров возмущающих масс, изолиниям глубины залегания структурных поверхностей и др.) в глубинных срезах тектоносферы. При этом изменения структурных планов деформаций тектоносферы по мере увеличения глубины срезов соответствуют изменениям структурных планов деформаций тектонических комплексов по мере удревнения их возраста. Обратная последовательность может быть результатом шарьирования более молодых глубинных структур древними тектоническими комплексами.

Статистическое распределение плотностных неоднородностей в литосфере Северо-Восточной Азии (рис. 36) дает основание предполагать, что мезозойская кора субокеанического или смешанного (переходный тип) происхождения, сформированная под воздействием северо-западного вектора тектонических деформаций (северо-восточное направление осей глубинных структур), надвинута на древнюю континентальную верхнюю мантию вплоть до широты 64°N , а нижний слой континентальной литосферы погружается под окраинно-континентальные коровые структуры.

Южнее признаки надвигания окраинно-континентальной коры на континентальный гранитно-метаморфический слой проявлены в моделях автокорреляционного зондирования (см. рис. 13) и распределениях μ_z -параметра (см. рис. 37). В разрезе Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 10) видны признаки надвигания Амурской плиты на нижнюю литосферу Северо-Азиатского кратона. Таким же образом неопротерозойский ороген Деламериян в юго-восточной Австралии надвинут на Южно-Австралийский кратон (см. рис. 31).

Пространственная соподчиненность жестких тектонических пластин, диагностируемых максимумами μ_z -параметра, в зоне коллизии Северо-Американской (САП) и Евразийской (ЕАП) плит объясняет механизм их взаимодействия и происхождение Колымо-Омолонской буферной плиты окраинноморского типа [1]. Верхняя (корово-мантийная) субгоризонтальная жесткая пластина мощностью 30...40 км представляет собой аккретированные комплексы Ангаючамского (Омяконского) мезо-

зойского окраинного моря, а нижняя наклонная – субдуцированную литосферу САП. Похожие распределения этого формализованного параметра (μ_z) наблюдаются на стыке Тихоокеанской плиты с Охотоморской [1], из чего следует предположение об одинаковом (универсальном) механизме образования и эволюции окраинноморских плит на мезозойской и кайнозойской окраинах Северо-Восточной Азии.

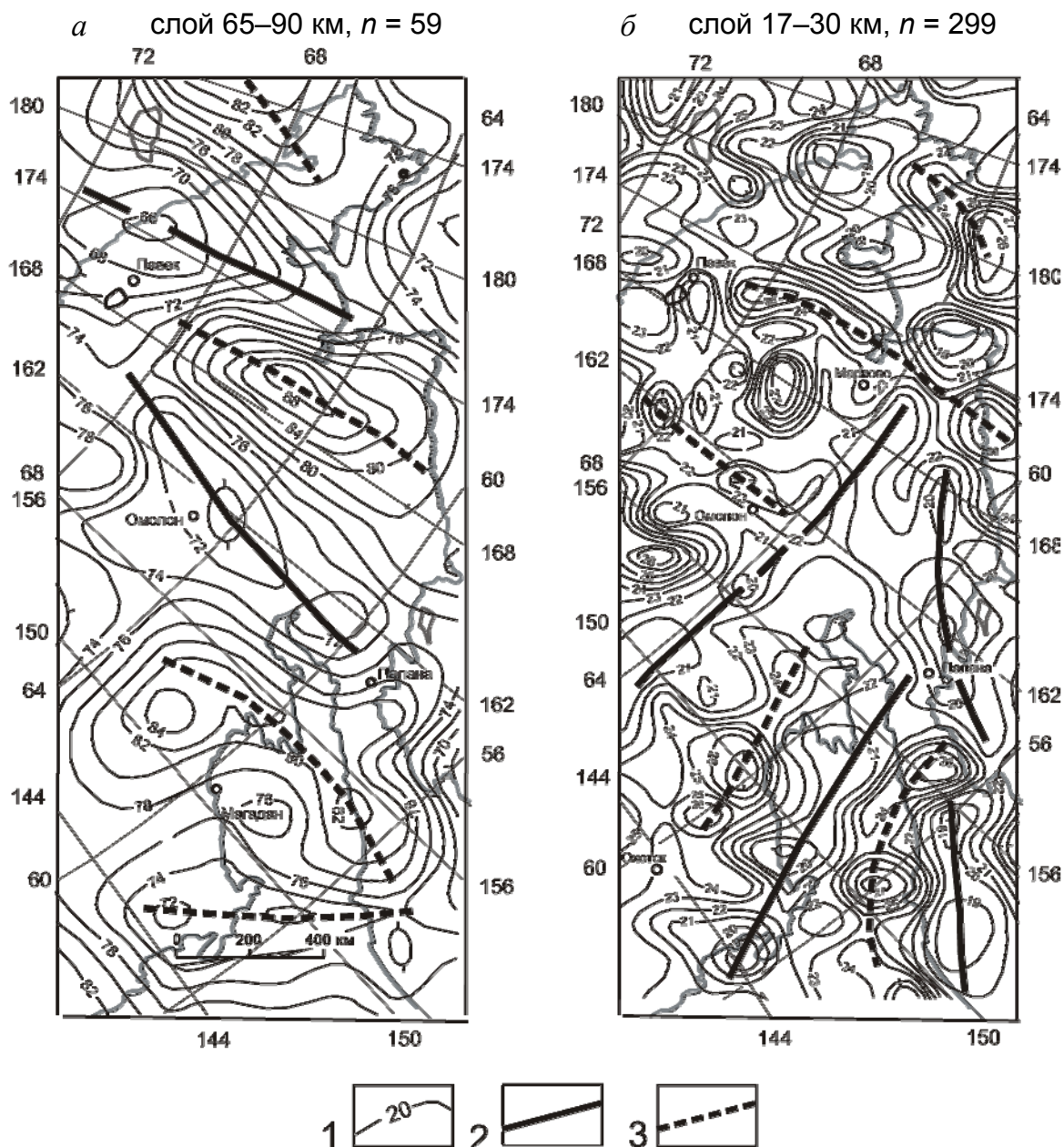


Рис. 36. Распределения центров плотностных неоднородностей в нижнем слое литосферы (а) и кристаллическом слое земной коры (б): 1 – изолинии глубин залегания центров плотностных неоднородностей, км; 2, 3 – оси поднятий (2) и погружений (3) центров масс

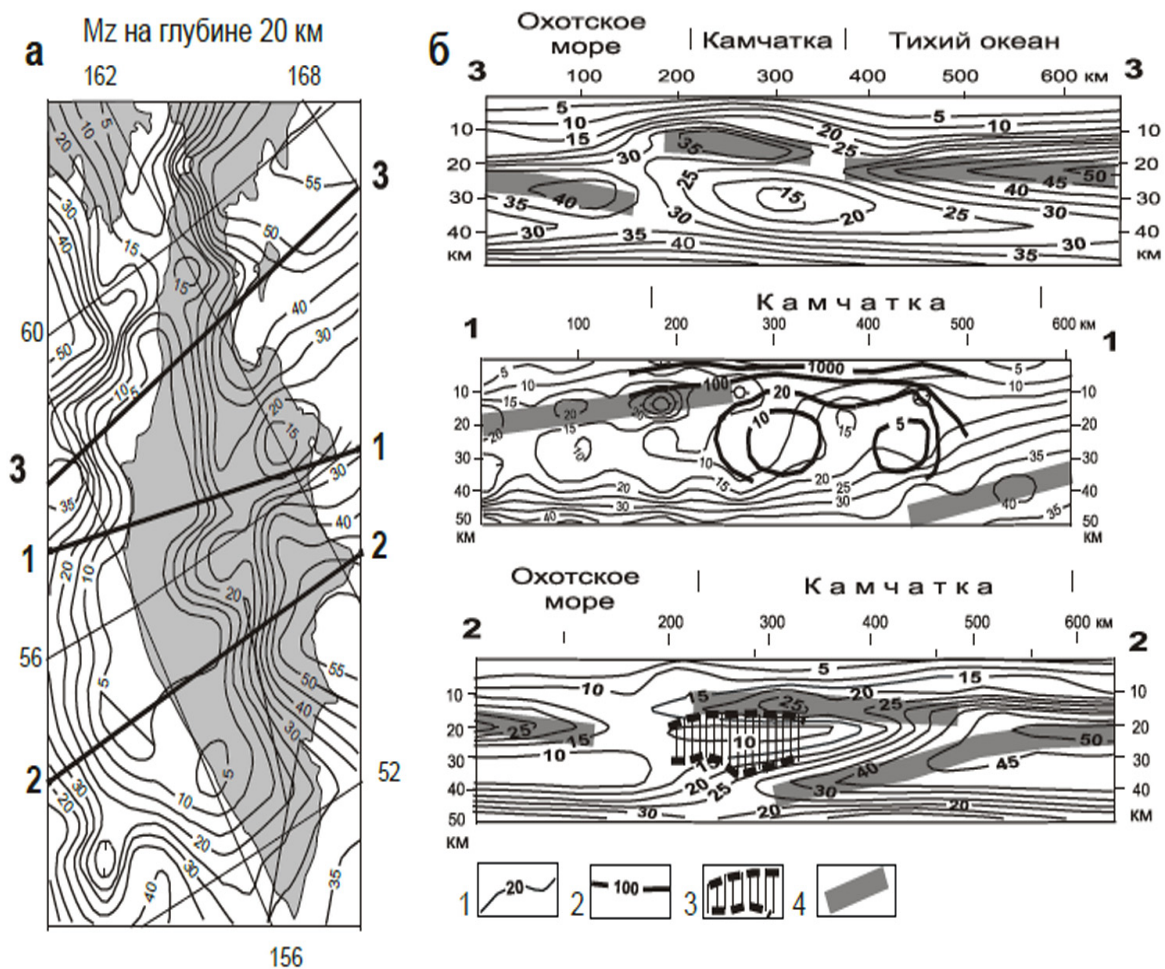


Рис. 37. Карта-срез (а) и разрезы (б) μ_z -модели земной коры Камчатского полуострова: 1–2 – изолинии μ_z -параметра (1) и удельного электрического сопротивления (2); 3 – зона низких скоростей сейсмических волн; 4 – оси жестких пластин в разрезах

С помощью формализованных моделей распределений μ_z -параметра в земной коре и верхней мантии Забайкалья получены ясные ответы на вопросы о происхождении Байкальского рифта и особенностях его эволюции [1]. В этих распределениях (см. рис. 10) обнаружен наклонный вязкий детачмент (минимум μ_z -параметра) в нижнем слое земной коры и подкоровом слое верхней мантии, который объясняет пассивный характер байкальского (точнее – забайкальского) рифтогенеза и все его отличительные признаки, не характерные для большинства континентальных рифтов: толстая (45...55 км) кора, отсутствие базальтоидов в осевой зоне рифта, горизонтальные смещения сейсмических волноводов в подкоровом слое и глубоких слоях верхней мантии далеко на юго-восток за пределы рифтовой зоны [37, 84], резкая асимметрия бортов кайнозойских впадин [41], верхнекоровая сейсмичность (макси-

мум концентрации эпицентров землетрясений на глубинах 10...12 км) и преобладающий юго-восточный вектор современных перемещений земной поверхности по данным GPS-наблюдений [77].

Формализованная «реологическая» (см. рис. 10, б) и соответствующая ей плотностная (см. рис. 10, в) модели приводят к выводу, что Байкальский рифт не является результатом новейшего раздвига литосферных плит (как считалось долгое время), а повторяет один из эпизодов мезозойской и раннекайнозойской истории Забайкальской горной страны, характеризующихся многократным отщеплением от кратона коровых тектонических пластин и смещением их в зону Забайкальского (Ангаро-Витимского) астенолита.

Статистические гравитационные модели Камчатского полуострова обнаружили резкое отличие его глубинного строения от стандартной модели континентальных складчатых систем, доминирующей в представлениях дальневосточных геофизиков. Эти модели больше соответствуют строению сложной островной дуги или системы близковозрастных дуг. По геологическим данным в пределах полуострова выделяют 5-6 таких дуг. Главным отличием, не вызывающим сомнений, является резко различное строение земной коры Восточной и Западной Камчатки [1, 52]. Позднемеловые и кайнозойские аллохтонные комплексы Восточной Камчатки залегают на океанической коре, а под Западной Камчаткой обнаружен жесткий кристаллический слой, пространственно коррелирующийся с гранитно-метаморфическим слоем Охотоморской плиты (рис. 37, б).

Нижнекоровый слой Западной Камчатки находится в вязком или частично расплавленном состоянии, индикатором чего являются: обширный минимум μ_z -параметра, низкое электрическое сопротивление и пониженная скорость сейсмических волн (рис. 36, б) в этом слое. Клиноформные (в плане и разрезах) жесткие океанические пластины, диагностируемые μ_z -максимумами, не проникают под полуостров далее Центрального разлома Камчатки (рис. 37, а), а Срединный метаморфический массив, долгое время интерпретировавшийся как выступ «континентального гранитно-метаморфического слоя», не имеет структурной связи со среднекоровым слоем Охотской плиты. Скорее всего, он представляет собой перемещенный фрагмент палеоостровной дуги.

Ретроспективный анализ гравитационной модели (рис. 37, б) совместно с имеющимися геологическими данными приводит к выводу, что тихоокеанская кора пододвинута под Камчатскую островную дугу, а островная дуга надвинута на охотоморскую.

В Сихотэ-Алине кровля континентального гранитно-метаморфического слоя наклонена под мезозойские складчатые комплексы Сихотэ-Алиня (рис. 38, *a*), а в восточной половине разрезов диагностируются тонкие жесткие пластины (μ_z -максимумы), надвинутые на континентальную кору (рис. 37, *в*). Так же, как на Камчатке (рис. 37), земная кора западного и восточного Сихотэ-Алиня имеет разное происхождение. Распределения формализованного статистического параметра (μ_z) раскрывают механизм формирования аккреционных призм и тектонических покровов, напоминающий работу бульдозера по уборке строительного мусора на наклонной твердой площадке: вязкие турбидитовые и меланжевые толщи соскабливались жесткими пластинами океанической (или субокеанической) коры с подножия континентального склона и аккретировались к мезозойской окраине Амурской плиты, а более жесткие вулканогенно-кремнистые пластины (комплексы палеоостровных дуг) переносились на северо-восток в виде тектонических покровов.

Перечисленные примеры доказывают возможность ретроспективного подхода к интерпретации статических гравитационных моделей, основывающегося на математически однозначных расчетных процедурах, четком разделении признаков пространств (одно свойство – одна модель) и принципах структурного изоморфизма. Такие модели способны раскрывать принципиальные моменты геологической истории структур земной коры и верхней мантии: особенности взаимодействия литосферных плит, механизмы формирования аккреционных призм, тектонических покровов, рифтов и концентрически-зональных структур центрального типа.

Контрольные вопросы к разделу 4

1. Основные принципы и возможности палеогеодинамической (ретроспективной) интерпретации гравитационных моделей.
2. Как связаны распределения плотностных неоднородностей с деформациями и дислокациями приповерхностных тектонических комплексов?
3. Признаки структур надвигания, пододвигания и раздвигания в статистических моделях плотностной контрастности геологических сред.
4. Что такое «структурный изоморфизм», как он используется при палеогеодинамической интерпретации статистических гравитационных моделей?
5. Определяющие черты строения и палеогеодинамики окраинно-континентальных структур.

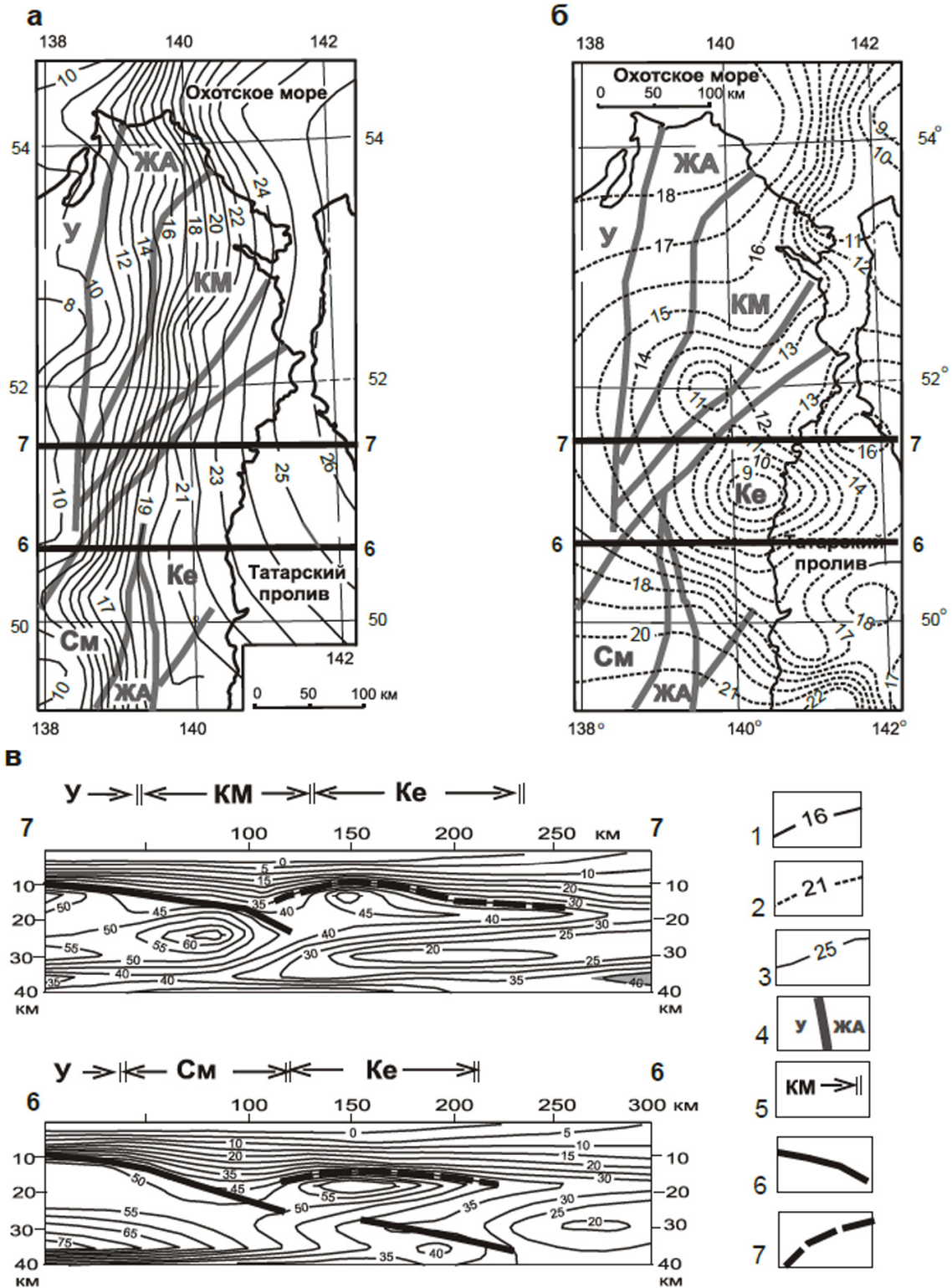


Рис. 38. Статистическая модель кровли континентальной (а) и островодужной (б) коры в Северном Сихотэ-Адине: 1, 2 – изопакиты кровли континентальной (1) и островодужной (2) коры, км; 3 – изолинии μ_2 -параметра; 4, 5 – границы террейнов на схемах (4) и над разрезами (5); 6 – кровля кристаллического слоя континентальной коры; 7 – кровля островодужной коры

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Статистические и вероятностно-детерминистские методы интерпретации гравитационных аномалий предоставляют возможность получать объективно существующие структурные и вещественные характеристики геологического пространства без привлечения вспомогательной априорной геолого-геофизической информации. Их применение в сложных геологических условиях и на начальных этапах изучения глубинного строения закрытых и удаленных районов является не только необходимым, но и обеспечивает структурную основу для будущих геофизических исследований, в том числе – основу для построения плотностных моделей, более приближенных к реальному отображению геологических сред. Структурный каркас вероятностно-детерминистских моделей существенно снижает область неоднозначности плотностного моделирования, которое может быть сведено к решениям линейной обратной задачи в средах с закрепленными границами.

Широкое разнообразие статистических методов обеспечивает возможность их приспособления к реальным геологическим условиям моделируемых сред, а комплексирование – сужает область неопределенности геологических результатов моделирования.

Учебное пособие иллюстрирует удовлетворительную сходимость результатов моделирования условных глубинных геологических границ (границ второго типа в тектонике) методами отношений производных (Трошков–Грознова), полного градиента (Березкин), автокорреляционного зондирования и локализации особых точек по симметричным гравитационным аномалиям явной формы (Петрищевский).

Изучение реологических свойств земной коры и верхней мантии по аномалиям плотностной контрастности (μ_z -параметру), имеющих статистический смысл, пока еще не пользуется широким распространением, однако нет сомнений, что в будущем оно станет дополнительным инструментом диагностики и параметризации глубинных тектонических структур наряду с более дорогостоящими сейсмическими и электромагнитными исследованиями. Могут быть найдены и другие алгоритмы оценки плотностной контрастности в других классах модельных тел.

Статистические и вероятностно-детерминистские модели не претендуют на высокую точность построений и каждый метод в отдельности содержит ограничения, погрешности и неопределенности, обусловленные неточностями выделения и частотными искажениями полезных

сигналов, а также уровнем генерализации (обобщения) результатов расчетных процедур. Поэтому критерием достоверности и геологической эффективности этих моделей является сопоставимость результатов моделирования с комплексом всех имеющихся геолого-геофизических данных на конечном этапе моделирования. Важное значение имеют комплексирование вероятностно-детерминистских методов и их строгая ориентировка на определенные глубинные диапазоны геологического пространства, что определяется выбором размеров расчетных окон, пространственных спектров аномалий и гармоник их разложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Основная

1. Березкин В.М. Метод полного градиента при геофизической разведке / В.М. Березкин. – Москва : Недра, 1988. – 88 с.
2. Блох Ю.И. Количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий : учебное пособие / Ю.И. Блох. – Москва : Изд-во МГГА, 1998. – 87 с.
3. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий : учебное пособие / Ю.И. Блох. – Режим доступа: sigma3d.com/pdf/books/blokh=interp.pdf (дата обращения: 29.03.2017).
4. Блох Ю.И. Руководство по применению интегрированной системы SINGULAR / Ю.И. Блох, Д.В. Каплун, О.Н. Коняев. – Режим доступа: www.sigma3D.com (дата обращения: 29.03.2017).
5. Развитие методов качественной и количественной интерпретации данных гравиразведки / А.С. Долгаль, В.И. Костицын, А.В. Пугин и др. // Геофизика. – 2011. – № 5. – С. 31–39.
6. Исаев В.И. Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа : учебное пособие / В.И. Исаев. – Томск : Изд-во ТПУ, 2010. – 172 с.
7. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации / А.А. Никитин. – Москва : Недра, 1986. – 342 с.
8. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии) / А.М. Петрищевский. – Москва : Наука, 2013. – 192 с.
9. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных КОСКАД 3D / А.В. Петров, С.В. Зиновкин, Д.Ю. Осипенков и др. // Геоинформатика. – 2011. – № 4. – С. 7–13.
10. Серкерев С.А. Корреляционные методы анализа в гравимагнито-разведке / С.А. Серкерев. – Москва : Недра, 1986. – 247 с.
11. Серкерев С.А. Спектральный анализ гравитационных и магнитных аномалий / С.А. Серкерев. – Москва : Недра, 2002. – 437 с.
12. Страхов В.Н. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений / В.Н. Страхов // Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. – Москва : ИФЗ РАН, 1979. – С. 146–264.
13. Трошков Г.А. Метод локализации сингулярных источников геопотенциальных полей в пространстве трех вещественных перемен-

ных / Г.А. Трошков // Известия РАН. Серия «Физика Земли». – 1994. – № 11. – С. 73–77.

14. Euler deconvolution of gravity tensor data / С. Zhang, F.M. Mushayandebvu, A.B. Reid, J.D. Fairhead, M.E. Odegard // Geophysics. – 2000. – V. 65. – № 2. – P. 512–520.

Дополнительная (аргументирующая)

15. Апрельков С.Е. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным / С.Е. Апрельков, О.И. Олышанская // Тихоокеанская геология. – 1989. – № 1. – С. 53–66.
16. Балк П.И. Синтез преимуществ функционально-аналитического и вероятностно-статистического подходов в смешанных алгоритмах решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии / П.И. Балк, А.С. Долгаль // Геоинформатика. – 2011. – № 1. – С. 33–42.
17. Бабошина В.А. Гравитационное поле Охотоморского региона и его интерпретация в комплексе с барометрическими и сейсмическими данными / В.А. Бабошина, А.А. Терещенков, В.В. Харахинов // Тихоокеанская геология. – 1985. – № 6. – С. 49–59.
18. Блох Ю.И. Обнаружение и разделение гравитационных и магнитных аномалий : учебное пособие / Ю.И. Блох. – Москва : Изд-во МГГА, 1995. – 80 с.
19. Ваньян Л.Л. О природе электропроводности активизированной земной коры / Л.Л. Ваньян // Физика Земли. – 1996. – № 6. – С. 93–95.
20. Ващилов Ю.Я. Блоковослоистая модель земной коры и верхней мантии / Ю.Я. Ващилов. – Москва : Наука, 1984. – 240 с.
21. Воронова Т.А. Построение объемной плотностной модели гранитных интрузий Хоперского мегаблока (Воронежский кристаллический массив) / Т.А. Воронова, В.Н. Глазнев // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Москва : ИФЗ РАН, 2013. – С. 94–98.
22. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – 981 с.
23. Гольцман Ф.М. Информационно-статистические методы интерпретации геоданных в XX веке / Ф.М. Гольцман // Геофизика. – 1997. – № 1. – С. 3–7.
24. Гладкий К.В. Гравиразведка и магниторазведка / К.В. Гладкий. – Москва : Недра, 1967. – 316 с.

25. Глазнев В.Н. Применение теории корреляционных функций для анализа и интерпретации потенциальных полей : автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук / В.Н. Глазнев. – Апатиты, 1979. – 28 с.
26. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли / Р.М. Деменицкая. – Москва : Недра, 1967. – 280 с.
27. Развитие методов качественной и количественной интерпретации данных гравиразведки / А.С. Долгаль, В.И. Костицын, А.В. Пугин и др. // Геофизика. – 2011. – № 5. – С. 31–39.
28. Долгаль А.С. Повышение точности интерпретации моногеничных гравитационных аномалий / А.С. Долгаль, А.Ф. Шархимуллин // Геоинформатика. – 2011. – № 4. – С. 49–56.
29. Жданов Л.А. Результаты применения метода продолжения полей непрерывной дробью (CFCM) при геофизических исследованиях в Карело-Финском регионе / Л.А. Жданов, К.М. Ермохин // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 34-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Москва : ИФЗ РАН, 2007. – С. 113–116.
30. Зейгельман М.С. Об устойчивости определения контура гравитирующего тела / М.С. Зейгельман, Т.Л. Михеева, Н.В. Панченко // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 40-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Москва : ИФЗ РАН, 2013. – С. 154–157.
31. Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики / Д. Зидаров. – София : Изд-во Болгарской академии наук, 1986. – 143 с.
32. Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий / Г.И. Каратаев. – Новосибирск : Наука, 1966. – 135 с.
33. Карта мощности земной коры циркумполярной Арктики / С.Н. Кашубин, О.В. Петров, Е.А. Андросов и др. // Региональная геология и металлогения. – 2011. – № 46. – С. 5–13.
34. Кобрунов А.И. Геодинамические принципы постановки обратных задач гравиметрии / А.И. Кобрунов // Геофизика. – 2005. – № 3. – С. 33–45.
35. Косыгин Ю.А. Тектоника / Ю.А. Косыгин. – Москва : Недра, 1983. – 536 с.
36. Косыгин В.Ю. Гравитационные поля и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана / Ю.А. Косыгин. – Владивосток : ИМГИГ ДВО АН СССР, 1991. – 201 с.

37. Крылов С.В. Сейсмические исследования литосферы Сибири. Избранные труды / С.В. Крылов. – Новосибирск : Гео, 2006. – 345 с.
38. Кулинич Р.Г. Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральных Курил / Р.Г. Кулинич, М.Г. Валитов, З.Н. Прошкина // Тихоокеанская геология. – 2015. – Т. 34. – № 6. – С. 45–56.
39. Лебедев Е.Б. Влияние флюидов на геофизические свойства пород литосферы: экспериментальные исследования / Е.Б. Лебедев // Флюиды и геодинамика. – Москва : Наука, 2006. – С. 165–181.
40. Применение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования / П.С. Мартышко, И.В. Ладовский, В.В. Колмогорова и др. // Уральский геофизический вестник. – 2012. – № 1. – С. 30–34.
41. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история / В.Д. Мац, Г.Ф. Уфимцев, М.М. Мандельбаум и др. – Новосибирск : Гео, 2001. – 251 с.
42. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки / Ю.Ф. Мороз. – Москва : Наука, 1991. – 181 с.
43. Никитин А.А. Основные процедуры обработки и интерпретации нестационарных геофизических полей / А.А. Никитин, А.В. Петров // Геофизика. – 2007. – № 3. – С. 64–71.
44. Никифоров В.М. Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Приморья (Дальний Восток) / В.М. Никифоров, И.В. Дмитриев, С.С. Старжинский // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25. – № 4. – С. 18–25.
45. Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным / Н.И. Павленкова // Флюиды и геодинамика. Материалы Всероссийского симпозиума «Глубинные флюиды и геодинамика». – Москва : Наука, 2006. – С. 201–218.
46. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России / А.М. Петрищевский // Физика Земли. – 2006. – № 8. – С. 43–59.
47. Петрищевский А.М. Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья / А.М. Петрищевский // Доклады РАН. – 2009. – Т. 426. – № 2. – С. 248–255.
48. Петрищевский А.М. Реологическая и геотермическая характеристики Охотоморского плюма / А.М. Петрищевский // Известия ТПУ. – 2016. – Т. 327. – № 2. – С. 65–76.

49. Петрищевский А.М. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма / А.М. Петрищевский, Ю.П. Юшманов // Докл. РАН. – 2011. – Т. 440. – № 2. – С. 207–212.
50. Петрищевский А.М. Геофизические, магматические и металлогенические признаки проявления мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Зея / А.М. Петрищевский, Ю.П. Юшманов // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 4. – С. 568–593.
51. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья. Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона / С.В. Потапьев ; под ред. В.В. Онихимовского – Владивосток : Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1980. – С. 43–53.
52. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса / С.Д. Соколов. – Москва : Наука, 1992. – 182 с.
53. Сретенский Л.Н. Теория ньютоновского потенциала / Л.Н. Сретенский. – Москва ; Ленинград : Гостехиздат, 1946. – 332 с.
54. Страхов В.Н. О состоянии и проблемах геологической интерпретации данных гравитационных и магнитных наблюдений / В.Н. Страхов // Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. – Москва : Недра, 1974. – С. 113–121.
55. Страхов В.Н. Некоторые примеры эквивалентности и слабой единственности в плоской обратной задаче потенциала / В.Н. Страхов // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1973. – № 5. – С. 39–62.
56. Страхов В.Н. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитически аппроксимаций гравитационных и магнитных полей / В.Н. Страхов, И.А. Керимов, И.Э. Степанова. – Москва : ИФЗ РАН, 2009. – 254 с.
57. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии / В.И. Старостенко. – Киев : Наукова думка, 1978. – 228 с.
58. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. – Владивосток : ДВО РАН, 1992. – 238 с.
59. Трошков Г.А. Математические методы интерпретации магнитных аномалий / Г.А. Трошков, А.А. Грознова. – Москва : Недра, 1985. – 149 с.
60. Успенский Д.Г. Гравиразведка / Д.Г. Успенский. – Москва : Недра, 1968. – 331 с.
61. Цирульский А.В. Функции комплексного переменного в теории и методах потенциальных геофизических полей / А.В. Цирульский. – Свердловск : УрО АН СССР, 1990. – 135 с.

62. Чанг Хон Шон. Глубинное геологическое строение территории Вьетнама по геофизическим данным : автореф. дис. ... канд. тех. наук / Чанг Хон Шон. – Москва : МГРИ, 1991. – 26 с.
63. Эпов М.И. Особенности состава и строения земной коры краевой части Сибирского кратона (в зоне влияния рифтогенных процессов) по данным магнитотеллурических зондирований / М.И. Эпов, Е.В. Поспеева, Л.В. Витте // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 3. – С. 380–398.
64. Brown C. Tectonic interpretation of regional conductivity anomalies / C. Brown // *Surveys in geophysics*. – 1994. – Vol. 15. – P. 123–157.
65. Multi-data source approach for estimating depth to basement, Curnamona Province, South Australia / A. Burt, G. Gouthas, W. Preiss, G. Reed, S. Robertson, A. Fabris, A. Shearer // *MESA Journal*. – 2005. – Vol. 36. – P. 12–19.
66. Chopra P. A GIS Analysis of Temperature in the Australian Crust / P. Chopra, F. Holgate // *World Geothermal Congress*. – 24-29 April 2005. – Antalya, Turkey.
67. Clitheroe G. The crustal thickness of Australia / G. Clitheroe, O. Gudminsson, B.L.N. Kennet // *Geophys. Res.* – 2000. – 105 (B6). – P. 13 697–13 713.
68. Constable S.C. Electrical studies of the Australian lithosphere / S.C. Constable. – *Geol. Soc. Austr., Spec. Publ.* – 1985. – Vol. 17. – P. 121–140.
69. FitzGerald D. New discrimination techniques for Euler deconvolution / D. FitzGerald, A. Reid, P. McInerney // *Computers & Geosciences*. – 2004. – Vol. 30. – P. 461–469.
70. Hybrid Euler magnetic basement depth estimation: Integration into 3D Geological Models / D.J. FitzGerald, A.B. Reid, P.R. Milligan, G. Reed // www.researchgate.net/publication/253643321.
71. The lithosphere-sthenosphere boundary and cratonic lithospheric layering beneath Australia from Sp wave imaging / H.A. Ford, K.M. Fischer, D.L. Abt, C.A. Rychert, L.T. Elkins-Tanton. – *Earth and Planetary Science Letters*. – 2010. – 300 (3-4). – P. 299–310.
72. Gray D.R. Tectonic evolution of the Lachlan Orogen, southeast Australia: historical review, data synthesis and modern perspectives / D.R. Gray, D.A. Foster. – *Australian Journal of Earth Sciences*. – 2004. – Vol. 51. – P. 773–817.
73. Heinson G.S. Magnetotelluric evidence for a deep-crustal mineralizing system beneath the Olympic Dam iron oxide copper-gold deposit, southern Australia / G.S. Heinson, N.G. Direen, R.M. Gill // *Geology*. – 2006. – Vol. 34 (7). – P. 573–576.

74. Li Yaoguo. 3D-inversion of gravity data / Li Yaoguo, D.W. Oldenburg // *Geophysics*. – 1998. – Vol. 63. – No. 1. – P. 109–119.
75. Geometrical and structural characterization of Garoua sedimentary basin, Benue Trough, North Cameroon, using gravity data / M.P. Mouzong, J. Kamguia, S. Nguiya, Y. Shandini, E. Manguelle-Dicoum // *Journal of Biology and Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 4. – No. 1. – P. E25–E33.
76. Orihuela N. Deconvolution de Euler de datos Gravimetricos del Segmento central de la Zona de Borde sur de la Placa Caribe / N. Orihuela, A. Garcia // *Boletín de Geología*. – 2015. – Vol. 37. – No. 2. – P. 25–39.
77. Polyansky O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modelling approach / O.P. Polyansky // *Tectonophysics*. – 2002. – Vol. 351 (1-2). – P. 91–117.
78. Salmon M. Australian Seismological Reference Model (AuSREM): crustal component / M. Salmon, B.L.N. Kennett, E. Say. – *Geophys. J. Int.* – 2013. – Vol. 192. – P. 190–206.
79. Spector A. Statistical models for interpreting aeromagnetic data / A. Spector, F.S. Grant // *Geophysics*. – 1970. – Vol. 35. – P. 293–302.
80. Stanley G.N. Simplified gravity interpretation by gradients – the geological contact / G.N. Stanley // *Geophysics*. – 1977. – Vol. 32. – No. 6. – P. 1230–1235.
81. A 3-D conductivity model of the Australian continent using observatory and magnetometer array data / L. Wang, A.P. Hitchman, Ya. Ogawa, W. Siripunvaraporn, M. Ichiki, K. Fujita. – *Geophys. J. Int.* – 2014. – Vol. 198 (2). – P. 1171–1186.
82. Yoshizawa K. The lithosphere-asthenosphere transition and radial anisotropy beneath the Australian continent / K. Yoshizawa, B.L.N. Kennett // *Geophysical Research Letters*. – 2015. – Vol. 42. – No. 10. – P. 3839–3846.
83. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication / Yu.A. Zorin, V.V. Mordvinova, E. Kh. Turutanov et al. // *Tectonophysics*. – 2002. – Vol. 359 (3-4). – P. 307–327.
84. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure / Yu.A. Zorin, E.Kh. Turutanov, V.V. Mordvinova, V.M. Kozhevnikov, T.V. Yanovskzya, A.V. Treussov // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 371 (1-4). – P. 153–173.

Учебное издание

ПЕТРИЩЕВСКИЙ Александр Митрофанович
ИСАЕВ Валерий Иванович

ВЕРОЯТНОСТНО-ДЕТЕРМИНИСТСКИЕ МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Учебное пособие

Редактор *Е.Л. Тен*
Компьютерная верстка *В.Д. Пяткова*
Дизайн обложки *Т.В. Буланова*

Подписано к печати 10.04.2017. Формат 60×84/16. Бумага «Снегурочка».
Печать CANON. Усл. печ. л. 5,76. Уч.-изд. л. 5,21.
Заказ 93-17. Тираж 100 экз.



Издательство

ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ