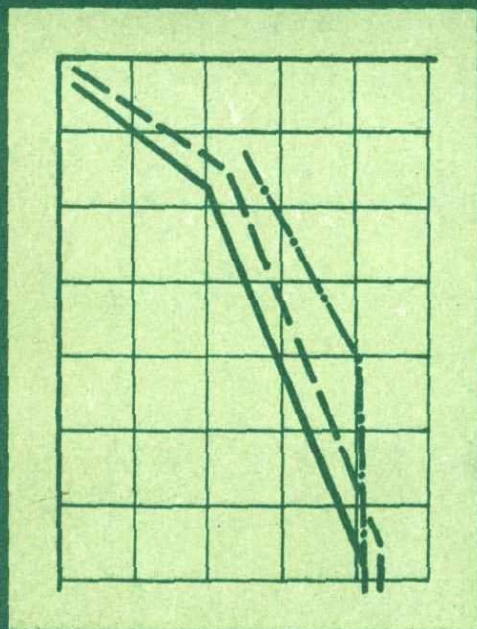


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ю. Я. Ващилов

БЛОКОВО-СЛОИСТАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт

Ю.Я.Ващилов

БЛОКОВО-СЛОИСТАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Ответственный редактор
доктор технических наук
М.Е. АРТЕМЬЕВ



МОСКВА
НАУКА
1984



4380

Ващипов Ю.Я. **Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии.** — М.: Наука, 1984.

На основе применения методов массовой интерпретации геофизических аномалий в классе блоковых моделей источников возмущения и статистической обработки результатов делается вывод о том, что земная кора и верхняя мантия имеют блоково-слоистый тип строения с характерным сочетанием слоев и блоков. Излагается новый подход к интерпретации данных, включающий методы построения объемных петрофизических, геологических и петрологических моделей среды, определения глубин заложения разломов и блоков, квазигоризонтальных поверхностей раздела.

Для геологов и геофизиков.

Ил. 40. Табл. 35. Библиогр. 373 назв.

Рецензенты:

А. Г. Гайнанов, В. Ф. Осинин

Юрий Яковлевич Ващипов

БЛОКОВО-СЛОИСТАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Утверждено к печати Северо-Восточным комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР

Редактор *Ю. Г. Тихомирова*. Художник *А. Ф. Термен*
Художественный редактор *М. В. Версоцкая*. Технический редактор *О. В. Аредова*
Корректор *Н. И. Харламова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах
ИБ № 28083

Подписано к печати 24.10.84. Т—14687. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,0 + 0,8 вкл. Усл.кр.-отт. 16,0
Уч.-изд.л. 19,9. Тираж 950 экз. Тип. зак. 1877. Цена 3 р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1903020000-518
В _____ 181-84-IV
042 (02)-84

© Издательство "Наука", 1984 г.

ВВЕДЕНИЕ

К числу важнейших задач в науках о Земле неизменно относится изучение структуры земной коры и верхней мантии Земли. Постановка этой задачи отражает растущую заинтересованность в глубинных исследованиях Земли как теоретической базы рационального поиска месторождений полезных ископаемых на все более глубоких уровнях и прогноза землетрясений. Одним из главных инструментов исследования глубинного строения Земли являются геофизические методы.

Решение задачи поисков глубоко залегающих месторождений полезных ископаемых возможно на основе планомерного объемного картирования территорий. Эффективная методика геофизических исследований глубинного строения и построения объемных геолого-геофизических моделей разного масштаба разработана на основе блоково-слоистой модели земной коры и верхней мантии, при этом в рамках такой модели находят свое объяснение многочисленные геологические, геофизические и геохимические явления.

В данной монографии исследуются земная кора и верхняя мантия, включающие в себя литосферу и астеносферу. При этом астеносфера не рассматривается как сплошной слой маловязкого, относительно пластичного вещества. Она представляет собой зону, в которой прослои и линзы вещества в пластичном состоянии чередуются по вертикали и латерали с вполне компетентными слоями весьма вязкого вещества. Глубинные разломы, проникая в астеносферу, дренируют ее, и в приразломной зоне в конце концов может образоваться безастеносферная верхняя мантия.

Кроме того, обосновывается блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии такого типа, для которого свойственно совпадение верхних и нижних ограничений блоков с поверхностями расслоения; на основе блоково-слоистой модели предложены новые методы интерпретации геофизических данных и с их помощью получена информация о строении земной коры и верхней мантии, выдвинуты некоторые геодинамические и геокинематические гипотезы, предложены классификации разломов, блоков, квазигоризонтальных поверхностей расслоения.

Монография состоит из введения, шести глав и заключения. В первой главе дается постановка проблем, геологическое и геофизическое обоснование блоково-слоистой модели земной коры и верхней мантии и приводятся аргументы в пользу блоковой модели источников региональных магнитных и гравитационных аномалий. Во второй главе рассматриваются предложенные автором методы количественной интерпретации магнитных и гравитационных аномалий в классе блоковых моделей источников возмущения. В третьей главе приводятся критерии значимости мод полигонов, которые использовались при статистическом анализе данных интерпретации, и оценки, характеризующие полигон в целом. Четвертая глава посвящена описанию геолого-геофизических результатов комплексной интерпретации на базе изложенных в предыдущих главах принципов

и методов. В пятой главе рассматриваются некоторые геокинематические и геодинамические следствия представлений о блоково-слоистом характере земной коры и верхней мантии. Глава шестая посвящена вопросам классификации разломов, блоков и квазигоризонтальных поверхностей расщепления.

Многие проблемы, рассматриваемые в данной монографии, были поставлены и решены в результате дискуссий и обсуждений с безвременно ушедшим от нас замечательным советским геофизиком членом-корреспондентом АН СССР профессором В.В. Федынским, с именем которого автор связывает свое становление и рост как ученого. Автор ценит поддержку развиваемого в данной работе научного направления, которую оказывал на разных ее этапах член-корреспондент АН СССР профессор В.Е. Хаин. Последние годы были временем плодотворного сотрудничества с академиком Н.А. Шило, чьи советы, помощь, идеи, научное руководство нашли свое отражение в решении задач геологической интерпретации геофизических данных.

Некоторые результаты получены при совместных исследованиях с А.Г. Гайнановым, Н.И. Епифановой, Т.П. Зимниковой, А.А. Кучериненко, Т.И. Ландой, Т.И. Облогиной, В.Б. Пийп, Е.И. Поповым, М.Г. Поповым, О.В. Сахно, П.А. Строевым, В.И. Шевченко, О.В. Щуриновой и др., и автор пользуется случаем, чтобы выразить им свою искреннюю признательность.

Автор глубоко благодарен за обсуждение, советы, помощь и конструктивную критику ученым Северо-Восточного КНИИ ДВНЦ АН СССР В.Ф. Белому, В.И. Копытину, И.Н. Котляру, П.П. Лычагину, В.М. Мерзлякову, С.А. Паланджяну, М.И. Терехову, Г.Е. Некрасову (ГИН АН СССР) и др., выражает свою признательность О.К. Вайс, С.И. Васильевой, А.А. Корчинской, Л.Л. Ивановой, взявшим на себя нелегкий труд по оформлению монографии.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О БЛОКОВО-СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

1.1. НЕКОТОРЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ПОНЯТИЯ

Термином "блоково-слоистая структура" подчеркивается одна из главных форм делимости вещества верхних частей Земли. Кора и верхняя мантия разделяются примерно вертикальными поверхностями (а иногда заметно наклонными) на блоки и горизонтальными на слои. На этих границах скачкообразно или достаточно быстро изменяются физико-механические и химические свойства вещества, в том числе вязкость, плотность, прочность, состав, электропроводность, скоростные характеристики, намагниченность и т.д., форма залегания пород, а в блоках, разделяемых вертикальными разломами, — число горизонтальных границ и их глубина. Предполагается [Вашилов, 1966, 1967б, 1973а, 1975], что на больших глубинах горизонтальные границы раздела фиксируют в разрезе положение существовавших ранее или существующих ныне зон активизированного [Магницкий, 1953] вещества, которое является вероятным источником тектонической энергии и способствует проявлению вертикальных и горизонтальных движений блоков.

Близкими или тождественными по смыслу являются понятия "слоисто-блоковая", "глыбово-слоистая", "дизъюнктивно-пликативная" структура. Сами эти термины возникли в середине 60-х годов, и авторство их установить трудно. По меткому выражению В.Е. Хаина, понятие "блоково-слоистая структура" появилось как геолого-геофизический фольклор.

Представления о блоково-слоистом характере устройства верхних частей Земли развивались на базе той новой информации об оболочечной структуре и разломах глубокого заложения, которая появилась в результате интенсивных геофизических исследований, особенно методами ГСЗ, гравиметрии и магнитометрии в конце 50-х — начале 60-х годов. Уже пионерские работы В.В. Федынского [1960, 1961], Н.А. Белявского, И.В. Литвиненко, К.А. Некрасовой [1962], А.А. Борисова [1962], С.И. Субботина и др. [1968] и многие другие несли в себе указания на существование в земной коре, кроме горизонтальных, квазивертикальных границ, которые интерпретировались как разломы. В сейсмологии очаги землетрясений увязывались с зонами разломов уже довольно давно, например наиболее известный тип разломов, выделенный по сейсмологическим данным, — зона Заварицкого—Вадати—Беньофа.

Обобщая современные взгляды, М.А. Садовский [1979] рассматривает блоки земной коры и верхней мантии в качестве одного из уровней иерархии "естественной кусковатости" горной породы размерами от мелкого песка (10^{-4} м) до континентальных плит (10^6 м). В учении о "геологических телах", разработанном Ю.А. Косыгиным вместе с его последователями и учениками [Косыгин, 1969, 1974; Косыгин и др., 1966, 1967], выделяются три главных типа дислокаций слоистой структуры: дизъюнктивная (блоковая), пликативная (слоистая) и инъективная.

Ю.А. Косыгин генетически связывает слоистость со сферической фор-

мой "организации" планетного тела, полагая, что обе эти формы характерны для "распределения вещества в гравитационном поле" [Косыгин, 1974, с. 114]. Блок возникает уже в сформированной слоистой среде и в отличие от фиксированности элементов слоистой среды испытывает в течение геологической истории перемещения относительно соседних блоков. Несмотря на все различия слоистой и блоковой форм геологических образований, "их роль в общем структурном развитии осадочной оболочки Земли можно считать в равной степени существенной" [Косыгин, 1974, с. 119].

А.В. Пейве, его последователи и ученики полагают, что межпластовые смещения, нефиксированность слоев имеют широкое распространение в природе, и связывают структурные формы тектонической расчлененности с образованием горизонтальных разломов и литопластин [Пейве, 1967, 1977а, б; Пейве, Трифонов, 1981]. По-видимому, литопластины следует рассматривать как промежуточный структурный элемент между слоем и блоком, поскольку их горизонтальные размеры могут быть на один-два порядка больше вертикальных, и в таком своем качестве они мало чем отличаются от слоев. В этой мобилистской концепции большое значение придается бесструктурной форме залегания пород, возникшей при их механическом скучивании в результате горизонтальных перемещений литопластин. В настоящее время в полевых условиях выявлены и изучены небольшие по размерам геологические тела типа блоков скученных пород специфической природы — серпентинитовый меланж и олистостром. Они рассматриваются как индикаторы горизонтального смещения литопластин и располагаются в фронте шарьяжа, хотя возможны и иные интерпретации этого явления. Предполагается существование скучивания и в более грандиозных масштабах, охватывающего всю литосферу и генерирующего мозаику ее блоков.

В интенсивно развивающейся в последние два десятилетия "новой глобальной тектонике", или тектонике плит, которая явилась синтезом геолого-геофизических представлений мобилистской направленности о строении океанического дна [Dietz, 1961, 1967; Hess, 1962; Heirtzler et al., 1968], рассматривается гипотеза образования и развития плит (иногда называемых блоками), имеющих вертикальные размеры от десятков до сотен километров, а горизонтальные — многие тысячи километров. Так же как и литопластины, их можно рассматривать как структурные элементы промежуточной между блоками и слоями природы.

Как всякое трехмерное геологическое тело, блок ограничен полностью или частично граничными геологическими поверхностями [Косыгин, Воронин, 1965а, б, в], размерность которых m на единицу меньше размерности тела M , т.е. $m = M - 1 = 2$.

Двумерность геологических границ, в частности разломов, не следует понимать буквально. Зона разлома безотносительно к блоку сама является трехмерным геологическим телом [Формы геологических тел..., 1977], образуя нередко линейные блоки. Границы объекта в геофизике подразделяются на границы первого рода (резкие), на которых скачкообразно меняется ведущее свойство, и второго, третьего и т.д. рода, на которых меняются первые, вторые и т.д. производные изучаемого физического свойства [Саваренский, Кирнос, 1955; Гурвич, 1970]. Среди безусловных границ геологических тел выделяются границы резкостные (аналогично геофизическим границам) и дизъюнктивные [Косыгин, 1974; Формы геологических тел..., 1977], причем резкостные квазивертикальные границы крупных блоков земной коры и верхней мантии обычно бывают разрывными, но не все разрывные геологические границы являются рез-

костными (например, глубинные трещины). Ограничения блоков сверху и снизу могут быть как тектонические, по А.В. Пейве, или разрывные по Ю.А. Косыгину, так и резкостные в геологической и геофизической трактовке. Некоторые блоки могут и не иметь ограничений снизу или сверху, представляя собой выступы в виде блоков вещества нижележащего слоя в верхние слои и, наоборот, вещества верхнего слоя в нижние. Блоки бывают незамкнутыми в плане, представляя собой структуры типа структурных "носов" и "залيفов".

В данной работе рассматривается определенная категория блоков, ограниченных, хотя бы отчасти, квазивертикальными разломами. Сужение класса изучаемых блоков объясняется преимущественно геофизической направленностью работы. Геофизические наблюдения, в частности гравиметрические и магнитные, содержат в основном информацию о вертикальных ограничениях блоков.

Обозначим множества типов объемных (трехмерных) элементов структуры земной коры и верхней мантии E следующими символами: L — множество слоев как в ненарушенном залегании, так и дислоцированных; B — множество блоков; I — множество инъецирующих тел. Системы блоков нередко образуют слои, выделяемые по какому-то ведущему свойству; слои бывают элементами структуры блоков, хотя последние могут иметь неслоистую структуру; те и другие пронизываются телами инъецирующего типа. Через S обозначим множество двумерных геологических границ и разделим их на границы с разрывом сплошности D и без разрыва C . Для множества структурных элементов одного пространственного класса вводятся следующие соотношения:

$$E = V \cup S, \quad V \cap S = \emptyset, \quad (1.1.1)$$

т.е. множество структурных элементов, образующие геологическое пространство рассматриваемого уровня организации, представляет собой объединение множеств трехмерных геологических тел и их двумерных границ;

$$V = B \cup L \cup I, \quad (1.1.2)$$

т.е. множество объемных структурных элементов является объединением множеств блоков, слоев и структур инъецирующего типа;

$$S = D \cup C, \quad (1.1.3)$$

т.е. множество границ геологических тел является объединением границ с разрывом сплошности D и без разрыва C .

Термин "разлом" употребляется примерно в таком же смысле, в каком использовался в самых ранних работах А.В. Пейве [1945] термин "глубинный разлом", впоследствии уточненный В.Е. Хаиным [1963, 1973]. Он поглощает понятие "врез" [Белоусов, 1976]. Его формулировка дается в ряде работ автора [Вашилов, 1966, 1975].

Множество разломов F принадлежит к множеству дизъюнктивных нарушений D , т.е. $F \subset D$. В указанных выше работах автором предлагается термин "разлом" закрепить за теми из разрывных нарушений, которые возникли за счет процессов "активизации" вещества на глубине [Магницкий, 1953].

Термин "активизация" охватывает довольно широкий круг явлений, например процессы полиморфных переходов, выплавку низкотемпературной эвтектики, расплавление значительных по объему масс вещества или приобретение этим веществом пластических свойств и т.д. К существующим или ранее существовавшим слоям активизированного вещества относятся астеносфера, зоны близ поверхностей Мохоровичича, Конрада и т.д. Есть основания полагать, что минимальной глубиной массовой акти-

визации вещества земных недр является глубина палингенно-анатексического гранитообразования на глубине 10–15 км. На глубине около 15 км проходит и сейсмоэнергетическая граница, выше которой не располагаются очаги катастрофических землетрясений [Рихтер, 1963].

Та или иная глубина заложения или проникновения является одним из главных свойств разлома. Обозначим это свойство через u_1 , а структурные элементы разных типов, обладающие такой глубиной заложения, — через $E(u_1)$. Введем в рассмотрение свойства “двумерность” u_2 и “разрыв сплошности” u_3 и множества обладающих им структурных элементов $E(u_2)$ и $E(u_3)$. Заметим, кстати, что множество $E(u_2)$ и S (введенное ранее) эквивалентны: $E(u_2) \sim S$.

Структурный элемент, обладающий триадой свойств $\{u_i\}$, $i = 1, 2, 3$, является дизъюнктивом, класс которого определяется конкретным содержанием свойства u_1 — глубинности, причем этот класс включает в себя выполаживающиеся и просто горизонтальные разломы. Введем в рассмотрение четвертое свойство u_4 — квазивертикальность граничной поверхности S . Теперь окончательно можно определить разлом F как структурный элемент E , обладающий четырьмя свойствами: u_1 — глубина в момент заложения не менее 10–15 км, u_2 — “двумерность”, u_3 — “разрыв сплошности” и u_4 — “квазивертикальность”, или на языке исчисления предикатов [Клини, 1973]

$$\exists (E(u_i), i = \overline{1,4}) \forall (F \subset E) [E = \bigcap_{i=1}^4 E(u_i) \supset E \sim F]. \quad (1.1.4)$$

Здесь \forall — квантор общности; \exists — квантор существования; \cap — символ теоретико-множественной операции пересечения; \supset — символ импликации, \sim — знак эквивалентности. Необходимость каждого из четырех свойств вытекает из того, что без любого из них структурный элемент будет “неразломом” \bar{F} (черточка над F обозначает логическое отрицание). Так, отсутствие свойства u_2 будет означать, что геологическое тело трехмерное, отсутствие свойства u_3 — что граничная поверхность “недизъюнктивная”. Достаточность вытекает из того, что остальные свойства разломов, которыми переопределено это понятие, являются производными от четырех названных. Например, повышенная проницаемость, перемещение разделяемых блоков и др. являются следствием свойства u_3 — “разрыв сплошности”, значительная протяженность, активная тектономагматическая деятельность связаны с большой глубиной заложения u_1 и т.д.

Блок B определяется как объемный (свойство u_5 , которым обладают структурные элементы типа V) структурный элемент E , оконтуренный в плане (хотя бы не полностью) разрывными нарушениями, которые являются его боковыми ограничениями (u_6), с верхними и нижними ограничениями либо с одним из них в виде разрывных или неразрывных граничных поверхностей (u_7). Объектом данного исследования является более узкий класс блоков $B_{\text{н}}$ со следующими дополнительными условиями: хотя бы часть из боковых ограничений квазивертикальна (u_4), размеры блоков по вертикали — от многих сотен метров до 200–300 км (u_8), а по горизонтали — от единиц до многих сотен километров (u_9). Формальная запись первого определения — блока вообще

$$\exists (E(u_i), i = \overline{5,7}) \forall (B \subset E) [E = \bigcap_{i=5}^7 E(u_i) \supset E \sim B], \quad (1.1.5)$$

второго — блока-объекта данного исследования

$$\exists (E(u_i), i = \overline{4,9}) \forall (B_{\text{н}} \subset E) [E = \bigcap_{i=4}^9 E(u_i) \supset E \sim B]. \quad (1.1.6)$$

1.2. НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Выявление геологических тел блоковой формы на уровне организации "земная кора—верхняя мантия" реализуется на базе системы признаков $\{q_i\}$, $i = \overline{k, l, \dots}$, одной из интерпретаций которых являются определяющие блок свойства $\{u_i\}$, $i = \overline{k, l, \dots}$ (см. формализованные определения блоков (1.1.4), (1.1.5)). Соотношение свойство—признак аналогично философскому сущность—явление.

В рельефе дневной поверхности блоки часто выделяются как участки, слабоварьирующие по гипсометрическому уровню.

Уже на гипсографических кривых твердой поверхности всей Земли (см., например, [Панов, 1963]) отмечаются два интервала высот, к которым тяготеют максимальные площади поверхности: от 2000 до 0 м (континенты) и от -2450 до -5750 м (глубоководные платформы). Континентальная и глубоководная платформы сами распадаются на участки, гипсометрическое положение поверхностей которых меняется еще в меньшем интервале. Они образуют плоскогорья, крупнейшие низменности, равнины, в том числе абиссальные, и т.п.

По В.Е. Хаину, платформы, особенно древние — "гондванского" типа, например Южно-Африканская и Бразильская, характеризуются "крупно-блочными" формами. На таких платформах одновысотность береговых линий и денудационных поверхностей выдерживается на больших пространствах [Хаин, 1957]. Но на платформах и щитах существуют блоки значительно меньших размеров. Их выявление основано не только на оконтуривании примерно одновысотных областей, но и на выделении по геоморфологическим признакам систем пересекающихся разрывов. Блоки представляют собой ячейки такой сети разрывов. Так, на Кольском полуострове Г.Д. Рихтер еще в 1936 г., анализируя особенности гидросети, прогнозировал систему разрывов северо-восточного и северо-западного простирания [Палицын, Кошечкин, 1963], что впоследствии было подтверждено геологическими исследованиями.

В горных странах блокам соответствуют определенные уровни поверхностей выравнивания, относительно которых в геоморфологической литературе соперничают два представления: 1) о наличии здесь единой поверхности выравнивания, неравномерно поднятой по разрывам; 2) о множественности поверхностей выравнивания, которые образуются включением в общее поднятие все более периферийных блоков, отделенных друг от друга выраженными или не выраженными на поверхности глубинными разломами. Блоковое воздымание горных стран имеет одним из своих следствий то обстоятельство, что наибольшие вершины находятся в пределах одного блока примерно на одном уровне [Хаин, 1958].

Еще ранее, в конце 40-х — начале 50-х годов, на основе анализа денудационных поверхностей в горах о сводово-глыбовом, блоковом строении гор со всей определенностью высказывался Б.Л. Личков, противопоставляя эту точку зрения представлениям о складчатой структуре [Личков, 1948]. Блоковый характер воздымания ярко проявляется в горных системах активизированных платформ типа Тянь-Шаня—Памира, где ступени современного рельефа отделены зонами глубинных разломов [Крестников, Нерсесов, 1962]. Очевидно, авторы указанных работ полагают ведущими в горообразовании вертикальные подвижки блоков, которые иногда сопровождаются небольшим изгибом денудационной поверхности и формированием сводов. Скачкообразное изменение высот поверхностей выравнивания с образованием геоморфологических ступеней дела-

ет вполне логичным вывод о том, что движение блоков происходит по квазивертикальным разломам.

Анализ космических снимков твердой поверхности Земли позволил выявить и подтвердить существование ранее установленных или предполагавшихся блоков разного масштаба, которые выделяются как ячейки сети разломов (в том числе суперлинеаментов), как большие участки суши, оконтуренные разнообразными разломами, и как концентрические структуры [Зайченко и др., 1981; Кац и др., 1976; Козлов и др., 1981; Косыгин и др., 1980; Лаверов и др., 1977; Масайтис, 1975; Сидоренко, Хаин, 1974; Трофимов, 1979; Метеоритные структуры..., 1979]. Дешифрирование космических снимков привлекло внимание к кольцевым структурам, нередко с характерными радиальными разломами. Использование разнообразных геологических и геофизических критериев позволило выделить среди кольцевых структур специфический класс блоков неэндогенной природы — астроблем, представляющих собой метеоритные кратеры разного возраста, в противовес геоблемам (кольцевые структуры эндогенной природы) и физиоблемам (кольцевые фотоаномалии, природа которых не установлена). Глубинность блоков — астероблем обычно невелика в сравнении с ее горизонтальными размерами. Имеются указания на существование астроблем диаметром в 100 км при глубине переработки поверхностного вещества 2,5 км.

Геологические проявления блоковой тектоники весьма разнообразны. На существование блоков указывают структурные, седиментационные, магматические, геотектонические и другие признаки, описанию особенностей и свойств блоковой структуры посвящена практически необозримая литература [Белоусов, 1966; Борисов, 1967; Карпинский, 1949; Косминская, 1967; Косыгин, 1969, 1974; Красный, 1972; Крестников, Нерсесов, 1962; Пейве, 1967; Суворов, 1979; Связь магматизма..., 1969; Хаин, 1973; Шатский, 1955].

Размеры блоков по геологическим данным весьма разнообразны — от многих тысяч до единиц километров. По С.И. Шерману [1977] с ссылкой на И.И. Чебаненко, размеры блоков, определяемые расстоянием между соседними разломами, чаще всего составляют 12, 25, 37, 50, 75, 100, 475—500 км, что можно связать с такой реакцией литосферы на хрупкие деформации, при которой возникает дискретная система трещин разрыва.

В тектонической терминологии блокам разных размеров и происхождения присвоены специальные наименования: плиты, материковые и океанические глыбы, платформы, щиты, разнообразные массивы (срединные, краевые, пограничные, внутриплатформенные), "геоблоки", "мегаблоки" [Красный, 1972], батолитоподобные интрузии, горсты, грабены и т.д. В рамках фиксистских концепций происхождение крупнейших блоков связывается с первичной гетерогенностью Земли.

Автором было предложено выделять четыре типа блоков эндогенной природы [Вашилов, 1975]: тектонические, магматические, метаморфические, комбинированные, к которым для полноты следует присоединить пятый тип — блоки метеоритного происхождения (астроблемы). К тектоническим блокам относятся горсты, грабены, сундучные, коробчатые складки и другие подобные структурные элементы, а также блоки пород, возникшие в результате процессов скучивания в широком смысле этого слова. Магматические блоки, или, точнее, блоки магматогенно-протрузивного генезиса, представляют собой структурные элементы вулканогенного происхождения, крупные тела гранитов, массивы ультраосновных и основных пород и т.д. Блоки метаморфического происхождения слагаются породами широкого возрастного диапазона (от архейских до

кайнозойских), подвергшимися разных стадий метаморфизму. Астроблемы выделяются как поверхностные неоднородности земной коры, возникшие в результате падения крупных метеоритов, для них характерны ассоциации минералов больших температур и давлений — импактиты.

В "чистом" виде перечисленные типы блоков эндогенной природы встречаются редко, чаще всего выступая в форме блоков комбинированного типа. Так, в ядре некоторых горстов, например Паутовского в Яно-Колымской складчатой зоне, находятся гранитные интрузии, движение которых вверх привело к возникновению горста [Вашилов, 1963]. Метаморфические блоки сложены пара- и ортопородами, причем нередко прорваны интрузиями молодого возраста. Чем больше размеры блоков, тем меньше вероятность их гомогенности.

По В.Е. Хаину [1973], существует определенная обособленность глыб коры, живущих своей индивидуальной жизнью, и с этой обособленностью связаны различия вещественно-структурных характеристик наиболее крупных блоков и возможность выявления таких блоков по системе ведущих признаков. Сквозные мегаблоки второго порядка востока Азии характеризуются, например, синхронностью завершения интрузивной деятельности, одновозрастным и однотипным оруденением [Связь магматизма..., 1969]. В этом же регионе по структурно-тектоническим признакам древние сиалические блоки подразделяются на активизированные, редуцированные и ремобилизованные [Карсаков и др., 1981]. Д.С. Коржинский [1980] отмечает спецификацию блоков геосинклинальных (орогенических) областей и платформ относительно щелочноземельности — последняя возрастает в сторону платформы. В островных дугах она свойственна блокам с мощностью земной коры более 20 км. Блоки меньшей мощности с незрелой корой характеризуются ассоциациями толеитовых базальтов [Coulon, Thorpe, 1981].

Многие типы блоков имеют в плане угловатые (полигональные) очертания. Кроме того, встречаются блоки с дугообразными и неправильными ограничениями. Контуры блоков в плане определяются природой их границ. Вероятность разрывного характера ограничений у блоков неправильных очертаний меньше, чем для полигональных и дугообразных. Та или иная форма блоков с правильными очертаниями определяется существующей сеткой разломов и ее природой. Крупные блоки оконтуриваются системой ломаных линий и дуг. Более простую форму имеют блоки размером в единицы, десятки и реже сотни километров. Они близки по форме к правильным многоугольникам типа треугольников, параллелограммов, трапеций и т.п.

Отдельные "нити" сетки прямолинейных разрывов, фиксируемых на земной поверхности, закономерно ориентированы относительно фигуры Земли и стран света [Хаин, 1963; Шатский, 1955]. Часть разрывов сетки находится в латентном состоянии [Хаин, 1963] и с трудом поддается обнаружению. Возникновение правильно ориентированных разломов и ограниченных ими блоков связывается с изменениями фигуры Земли [Стовас, 1963; Хаин, 1963; Цареградский, 1963; Шатский, 1955]. Зоны наиболее крупных из них образуют линейные блоки — линеаменты. Так, Азиатско-Австралийский суперлинеament, протягивающийся по меридиану от хр. Ломоносова в Северном Ледовитом океане до о-ва Тасмания и далее на юг к Антарктиде, образует линейный блок длиной свыше 18 тыс. км и шириной более 200 км [Шило, Вашилов, 1979а, б, 1980]. В.В. Белоусов [1978] связывает возникновение такого рода линейных зон с существованием в глубоких оболочках Земли канала глубинной дифференциации вещества.

Дугообразные разломы часто распространяются независимо от существующей сетки прямолинейного регматизма, накладываясь на нее [Стрельцов, 1970]. Ряд исследователей предполагает, что дугообразные разрывы фиксируют на поверхности земного шара выход слабоклонной плоскости планетарного свода [Рухин, 1959; Lake, 1931; Lawson, 1932]. Примером могут служить разломы островных дуг, таких, как Курильская, Алеутская и др. [Рухин, 1959; Стрельцов, 1970]. Существует также версия происхождения некоторых дуговых ограничений блоков, в частности островных дуг, в условиях господствующего растяжения и опускания задуговых блоков [Шило, Вашилов, 1979а; Шило, Вашилов, 1980]. Детальные геологические исследования сети разломов нередко приводят к представлениям об их квазивертикальности. Так, структура Главного Кавказского хребта, имеющая четко выраженные полигональные очертания, представляется Е.Е. Милановскому как глыбовое поднятие горст-антиклинория, ограниченное прямолинейными отрезками Тырныауз-Пшехисского, Кахетино-Лечхумского и других швов, которые являются существенно вертикальными [Милановский, 1962]. Вытянутые блоки Тянь-Шаня—Памира, образовавшиеся в неоген-четвертичное время в обстановке преобладания восходящих движений при некотором горизонтальном сжатии, различаются интенсивностью новейших подвижек и разделяются вертикальными разломами [Крестников, Нерсесов, 1962].

Успехи петрологии последних десятилетий позволили получить систему критериев для оценки глубин заложения некоторых блоков по глубинным ксенолитам в изверженных породах как самого блока, так и зон разломов, которые оконтуривают блок. Обнаружение среди ксенолитов барофильных ("абиссофильных") минералов графит-пироповой и алмаз-пироповой фаций, козсит-пироповой, а также шпинель-пироповой и пироповой субфаций, пироповых перидотитов и пироксенитов рассматривается как доказательство мантийной природы блоков и ограничивающих их разломов, причем мантии больших глубин. Так, абиссофильные ассоциации минералов встречены в ксенолитах трубок взрыва блоков древнейших платформ типа Африканской и Сибирской, в щелочно-габбродидных и щелочно-базальтовых трубках взрыва, блоков (кратонов и массивов), стабилизированных к моменту излияния, но "исключительно редки... в срединно-океанических хребтах ... в большинстве островных дуг" [Глубинные ксенолиты..., 1975]. Показателем большой (мантийной) глубины заложения блоков является также повышенное содержание хрома в силикатах ксенолитов, примеси натрия в гранитах и калия в клинопироксенах алмазосных эглогитов и др.

Барофобные ("абиссофобные") ассоциации минералов в ксенолитах, в частности ассоциации плагиоклаз—оливин, являются признаком коромантийных блоков с неглубоко залегающей или поднятой и переработанной до излияния базальтов мантией в срединно-океанических хребтах, вулканических дугах; они не распространены в ксенолитах стабильных блоков [Глубинные ксенолиты . . ., 1975; Kuno, Aoki, 1970].

Присутствие в ксенолитах водосодержащих минералов мантийного происхождения — флогопита и амфибола — расценивается: первый — как признак стабилизированного блока, уходящего корнями в мантию больших глубин, второй — как признак блока подвижных зон с верхней мантией на небольших глубинах.

В качестве признака блока с неглубоко залегающей в его пределах мантией рассматривается также обилие водных включений в ксенолитах ультраосновных пород. Водные включения отсутствуют в ксенолитах более глубокой мантии, обедненных включениями вообще.

1.3. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Система геофизических и геодезических признаков блоков $\{q_i\}$ разделяется на динамокинематические $\{q_i^{НК}\}$ и структурные $\{q_i^С\}$, с одной стороны, и прямые $\{q_i^П\}$ и косвенные $\{q_i^К\}$ — с другой [Ващилов, 1973а, б, 1975], причем в этом подразделе рассматриваются преимущественно косвенные признаки.

Блоковая форма структуры верхних частей Земли находит свое подтверждение при изучении современных движений земной поверхности инструментальными методами геодезии, геофизики, а также геоморфологическими методами.

Изучение вековых движений, которое проводится методом прецизионных повторных нивелировок и триангуляций, показывает, что они осуществляются в блоковой форме. На Русской платформе испытывают относительные перемещения отдельные блоки — “волны” длиной 600–800 км, причем их стыки отмечаются полосами повышенного горизонтального градиента скоростей вертикальных подвижек. Спектральное разложение смещений на некоторых линиях повторных нивелировок и триангуляций территории СССР позволило обнаружить “волны” длиной 1200, 700, 290, 220 и 126 км [Магницкий, 1965]. Скачки изменений скорости вертикальных поднятий между блоками докембрийской платформы составляют 5–6, эпигерцинской — 3–4 мм/год. На границах эпигерцинской и докембрийской платформ наблюдается пик амплитудой 6–8 мм/год [Донабедов, Сидоров, 1963]. В Японии с ее мозаикой тектонических форм обнаруживаются “волны” — блоки длиной 180–250 км, причем скорость вертикальных движений варьирует в пределах от 4–5 мм/год до 6–10 см/год. Наблюдаются горизонтальные составляющие смещения.

Следует отметить, что преобладание горизонтальной (сдвиговой) составляющей современных движений на границах блока еще не предопределяет характер наклона разрывного ограничения блока. Повторные триангуляции в зоне разлома Сан-Андреас (Калифорния, США), которые проводятся по сети тригопунктов с 1882 г., выявили преобладание правосдвиговых смещений с амплитудой от 0,5 до 1–3 см/год над второстепенными вертикальными. Тем не менее плоскость сдвига повсеместно квазивертикальна. Крутизна разлома определяется прямолинейностью его выхода на поверхность, тем, что закартированная плоскость сместителя почти вертикальна, и неудачей попыток пересечь его зону скважинами, расположенными вблизи разрыва.

Современные постгляциальные движения на территории Скандинавии, Кольского полуострова, Канадского щита изучались на основе анализа ледниковых и послеледниковых отложений, берегов и террас, озер и рек и т.д. Подъем Фенноскандии, связываемый с уменьшением нагрузки на земную кору в результате таяния ледника [Артюшков, 1979], около 14 тыс. лет назад стал дифференцированным и продолжался после окончательного освобождения территории от ледовой нагрузки 90 тыс. лет тому назад. Карты изобаз имеют мозаичный характер, а сами изобазы — угловатые очертания. Они вырисовывают отдельные блоки размерами около 100 км с различной скоростью вертикальных подвижек. Такая дифференцированность изостатических подвижек относительно небольших по размерам участков возможна при существенно вертикальных боковых ограничениях блоков.

За исключением небольших территорий постгляциальных поднятий и современной активной тектонической деятельности, литосфера находится в изостатическом равновесии [Артемьев, 1966; Артюшков, 1979].

Геофизические исследования [Крестников, Нерсесов, 1962] показывают, что наиболее приподнятым блокам соответствует максимальное утолщение корней и что изостатические аномалии не фиксируют каких-либо заметных отклонений от состояния равновесия. Условием мгновенной в геологическом масштабе времени и дифференцированной реакции блоков литосферы на нарушения равновесия вообще является близость к вертикали плоскостей большинства их боковых разрывных ограничений. Более того, действие механизма изостазии на литосферу таково, что предполагает существование или вызывает образование в ней именно вертикальных разломов.

Многолетние наблюдения постсейсмических движений блока Танго в прибрежном районе о-ва Хонсю со стороны Японского моря начались после землетрясения 7 марта 1927 г. Блок представляет собой прямоугольник размером 40 X 40 км, ограниченный взаимно перпендикулярными разломами Гомура и Ямада и береговой линией. После землетрясения нивелировка проводилась в период с 1927 по 1930 г. 5 раз. Ходами нивелировок пересечены оба разлома. Блок между разломами испытывал однородный наклон. Вертикальные смещения по разлому Гомура к 1928 г. прекратились, а по разлому Ямада (1,5 см/год в 1927 г.) продолжались и после 1930 г., постепенно затухая. Повторные триангуляции не выявили каких-либо закономерностей в горизонтальном движении [Рихтер, 1963].

Полосовой характер распространения зон повышенной сейсмичности в плане, соответствие их выходов на поверхность установленным разломам, локализация очагов землетрясений в разрезе в относительно узких зонах, пространственная связь с ними проявлений вулканической деятельности на поверхности и т.д. позволили многим геологам и геофизикам связывать фокальные зоны и их выходы на поверхность с деятельностью разломов разной глубинности [Андреев, 1958; Хаин, 1963; Sykes at al., 1970]. Максимальная глубина распространения фокальных зон (до 780 км) определяет возможную максимальную глубину крупнейших блоков и разломов.

Некоторые из блоков четко выделяются уровнем теплопотока. Повышенный теплопоток характеризуют блоки глубоководных впадин окраинных морей, расположенных непосредственно за островной дугой, например блок Южно-Охотской котловины [Сергеев, 1976]. Структурные геофизические признаки блоков обнаруживаются на картах гравитационных и магнитных аномалий, где по полосам повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести, по магнитным линейным положительным аномалиям и другим признакам четко вырисовывается сетка пересекающихся разломов с блоками в ее ячейках. В открытых и частично закрытых в геологическом отношении районах геофизические данные о такой сети дополняются и подтверждаются геологическими и геоморфологическими.

На рис. 1 выделена ортогональная (меридионально-широтная) сетка разломов по результатам магнитной съемки в Тихом океане близ западного побережья США. Разрывная интерпретация магнитного поля альтернативна господствующим ныне представлениям о происхождении магнитного поля в результате спрединга океанического дна [Dietz, 1961; Vine, 1966; Heirtzler at al., 1968]. Характерно, что среднестатистические расстояния между меридиональными разломами Западной Сибири и меридиональными магнитными аномалиями в северо-восточной акватории Тихого океана, характеризующие размеры блоков, в основном составляют 50–60 км (рис. 2). На суше разломная интерпретация линейных положительных аномалий магнитного поля является наиболее широко распространенной и используется для оконтуривания блоков, геофизического районирования и т.д. [Симоненко, Толстихина, 1968; Логачев, Захаров, 1979].

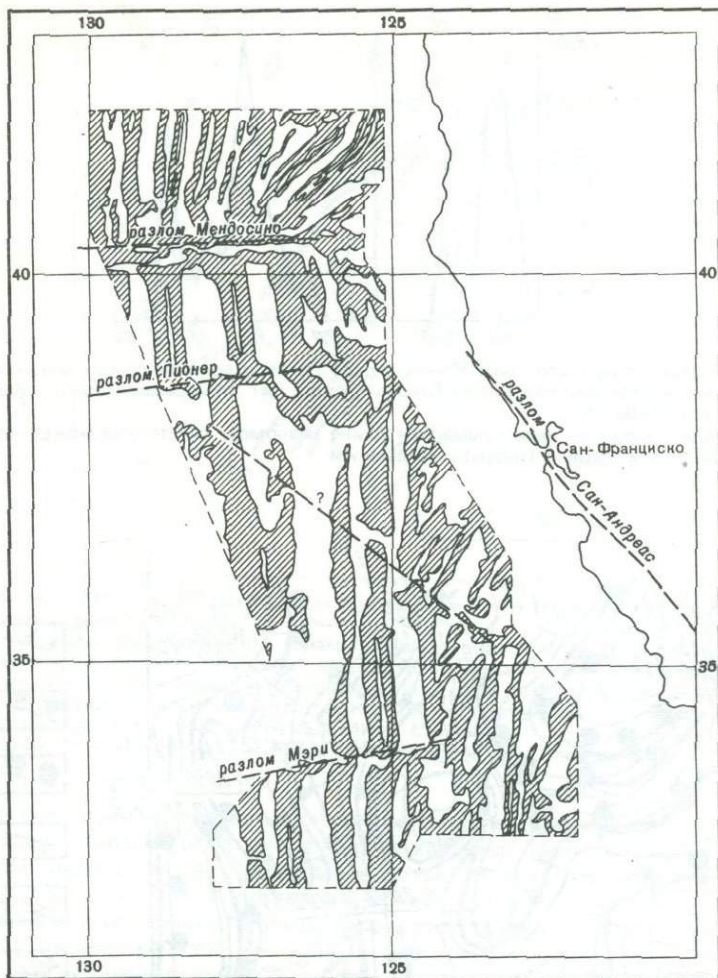


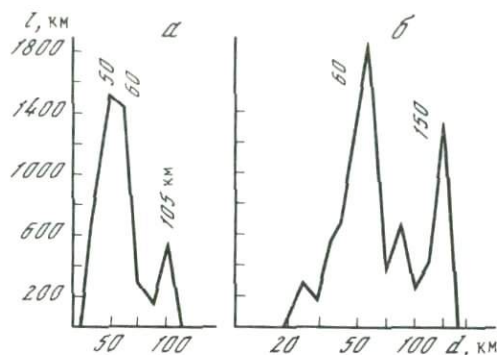
Рис. 1. Скелетная магнитная схема акватории Тихого океана к западу от побережья Северной Америки

Положительные аномалии заштрихованы

В гравитационном поле существование плотностных неоднородностей в виде блоков устанавливается по характерным аномалиям силы тяжести угловатых, полигональных очертаний [Андреев, 1960; Ващилов и др., 1968; Ващилов, Гайнанов, 1968; Ващилов, 1970б, 1971], что иллюстрирует рис. 3. Здесь же показаны предполагаемые по гравитационным данным разрывные ограничения блоков.

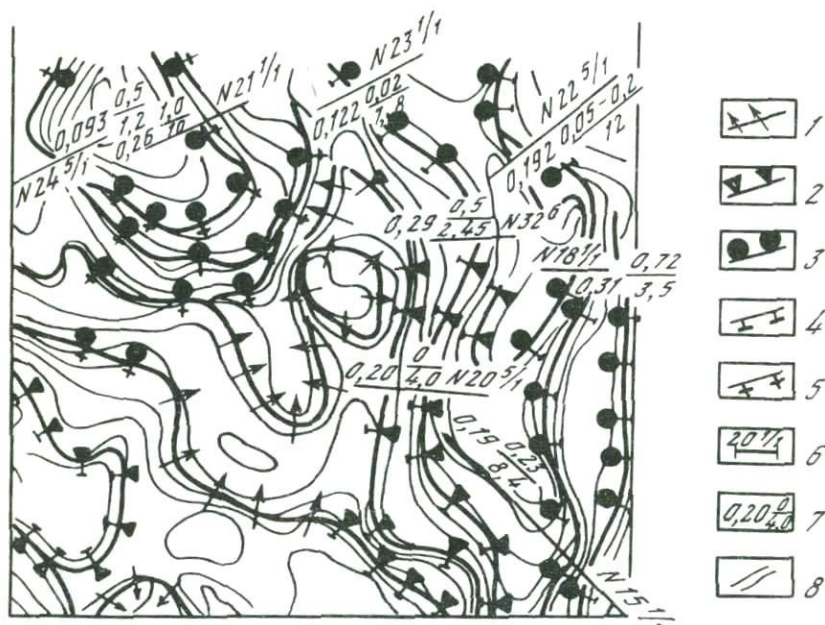
Отдельные полосы горизонтальных градиентов противоположного знака располагаются в пределах прямолинейной полосы на продолжении одна другой, иногда непосредственно сменяя друг друга, иногда с перерывами (рис. 4). Такое поле типично для разных регионов и карт всевозможной детальности.

Многие кривые Δg по профилям через аномалии полигонального вида



Р и с. 2. Полигоны частот расстояний между осями меридиональных магнитных аномалий на восток-северо-востоке Тихого океана (а) и меридионального разломами Западной Сибири (б)

По оси координат дана суммарная длина разломов, расстояние между которыми показано на оси абсцисс. Цифры — моды в км



Р и с. 3. Сетка разломов, предполагаемая по гравиметрическим данным (Енисейский край, бассейны рек Зырянка, Чернянка — правых притоков р. Енисей)

Разломы: 1 — с неопределенной глубиной заложения (стрелки указывают направления разуплотнения); с глубинами заложения: 2 — < 8 км; 3 — < 8—16 км; с глубинами проникновения вверх: 4 — 0—0,3 км; 5 — 0,5 км и более; 6 — интерпретационные профили, их номера и соотношение длины к ширине аномалии; 7 — в числителе — глубина верхней, в знаменателе — нижней грани, перед дробью — величина скачка плотности по разлому; 8 — изоаномалы силы тяжести

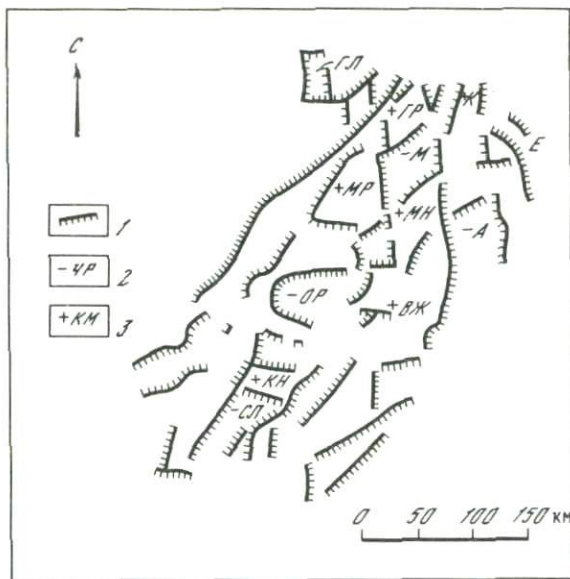


Рис. 4. Сетка разломов по результатам гравиметрической съемки в Марковском и Пенжинском прогибах

1 — разломы, выделенные по зонам больших горизонтальных градиентов поля силы тяжести, бергштрихи указывают направление уменьшения силы тяжести; 2 — отрицательные и 3 — положительные аномалии поля силы тяжести, отмечающие блоки пород с дефектной и избыточной плотностью: ГР — Гореловский, МР — Марковский, ВЖ — Ваежский, КН — Кондыревский, МН — Майнский, К — Кутинский (+), МР — Марковский, ОР — Орловкинский, СЛ — Слобутненский, А — Алганский (-)

4380
хорошо согласуются с теоретическими кривыми от прямоугольных параллелепипедов (рис. 5). На рис. 6 виден характер таких совпадений для аномалий размерами до нескольких сотен километров (Антарктида). Кривые построены на билогарифмических бланках, поскольку форма логарифмических кривых определяется только соотношением пространственных параметров тела (см. ниже) — формой тела вне зависимости от абсолютной величины параметров.

На рис. 3,4 некоторые полосы повышенных горизонтальных градиентов сдвинуты друг относительно друга в плане, подчеркивая возможность горизонтального сдвига блоков. Но и в случае сдвиговой природы разлома форма кривой Δg по профилю вкрест простирания нередко хорошо совпадает с теоретической для вертикальных контактов.

С тех пор как были выполнены первые глубинные сейсмические зондирования, попытка такого решения прямой задачи гравиметрии по имеющемуся разрезу в слоистом варианте, которое удовлетворительно соответствовало бы наблюдаемой кривой, обычно заканчивалась неудачей [Ващилов и др., 1968; Ващилов, 1970б; Гайнанов, 1966; Давыдова и др., 1964; Крылов и др., 1970]. В отдельных случаях согласуются лишь общие тенденции поведения поля Δg . Такая картина выявлена сопоставлением данных глубинного сейсмического зондирования и поля Δg в Западной Сибири [Крылов и др., 1970].

Противоположные тенденции в изменениях теоретической и наблюдаемой кривых Δg отмечаются на профиле глубинного сейсмического зондирования в Западном Предкавказье. Большие несогласия в ходе кривых

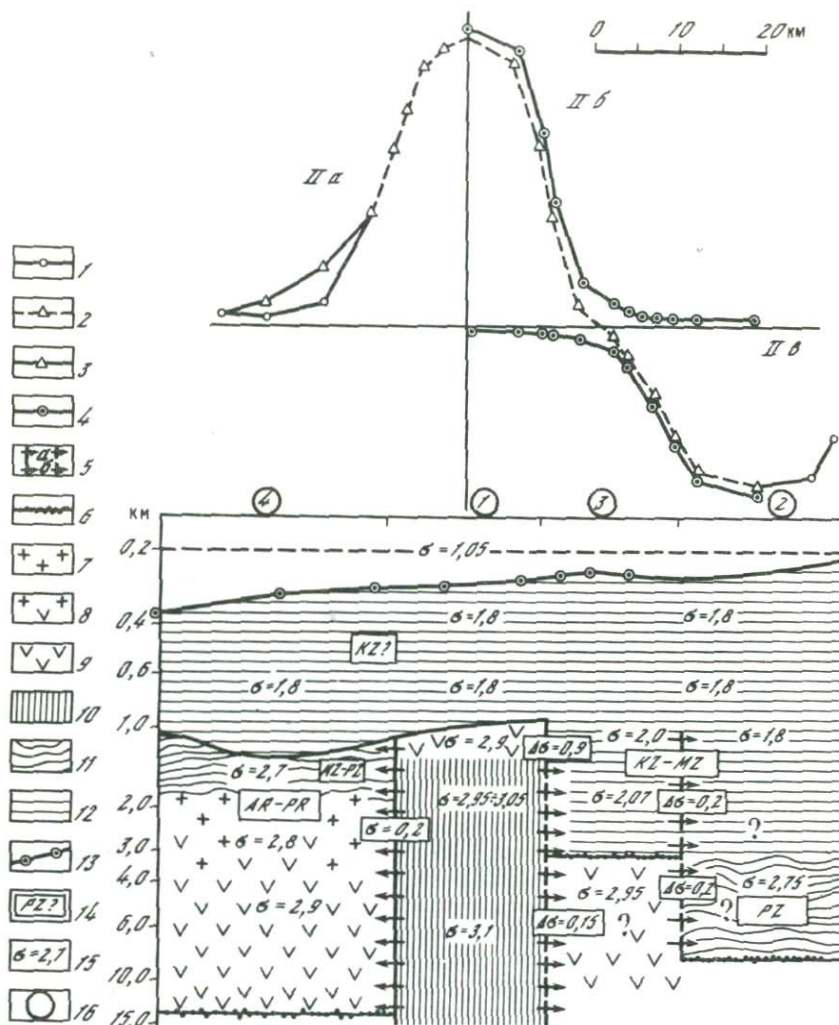
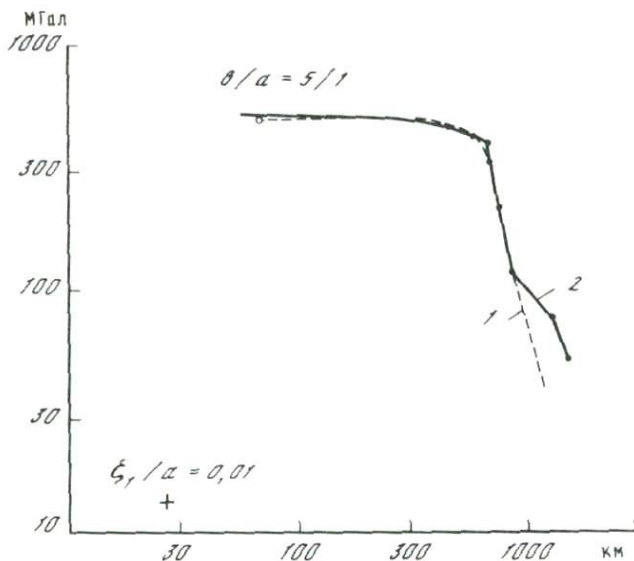


Рис. 5. Разрез земной коры по результатам интерпретации гравиметрических наблюдений (Баренцево и Норвежское моря) [Вашилов и др., 1974]

1 — наблюдаемая кривая Δg_H ; 2 — практически совпадающие наблюдаемая Δg_H и теоретическая Δg_T кривые силы тяжести Δg_{HT} ; 3 — теоретическая кривая Δg_T ; 4 — теоретические составляющие Δg_C сложной наложенной аномалии IIб—IIв; 5 — разломы по гравиметрическим данным с определенной (а) и неопределенной (б) глубинами заложения и скачком плотности на границе плотностных неоднородностей — блоков; 6 — нижние и верхние горизонтальные ограничения плотностных неоднородностей — блоков, совпадающих с границами раздела земной коры; 7 — порода "гранитного состава"; 8 — породы "гранитно-базальтового" состава; 9 — породы "базальтового" состава; 10 — породы ультраосновного состава; 11 — докайнозойские (?) породы платформенного чехла; 12 — кайнозойские породы платформенного чехла; 13 — рельеф дна морей; 14 — предполагаемый возраст пород; 15 — плотность пород по результатам интерпретации; 16 — номера блоков



Р и с. 6. Кривая Δg Антарктида—Южный океан [Ващилов, 1973]

Глубины верхнего $\zeta_1 = 7$ км и нижнего $\zeta_2 = 285$ км ограничений плотностной неоднородности (блока); anomальная плотность $\Delta \rho = 0,044$ г/см³, горизонтальная полу-мощность $a = 670$ км (!) и a — полудлина блока; 1 — палеточная кривая Δg ; 2 — наблюдаемая кривая Δg

существуют по разрезу ГСЗ в Восточном Предкавказье Черный Яр—Нахичевань [Володарский, 1966]. Отсутствует заметная связь между кривыми Δg на профиле г. Магадан—пос. Усть-Средникан [Давыдова и др., 1964]. В некоторых случаях совпадение улучшается, когда вводятся большие величины скачков плотности на контактных поверхностях [Володарский, 1966], изменяют их величины вдоль профилей и т.д., но наилучшего совпадения добиваются введением предположений о блоковом характере плотностных неоднородностей с квазивертикальными боковыми ограничениями [Ващилов и др., 1968; Гайнанов, 1966]. Введением такого условия, которое является уже по существу отступлением от классического слоистого варианта, достигается удовлетворительное совпадение кривых Δg .

Особенно убедительно блоковая природа аномалии подтверждается теми разрезами, где на фоне почти полного отсутствия колебаний горизонтальных границ наблюдаются интенсивные изменения поля, например на Балтийском щите [Грачев и др., 1960], в некоторых районах Русской платформы [Подоба, Серова, 1962] и т.д.

Следует заметить, что все известные нам случаи решения прямой задачи гравиметрии для глубинного сейсмического разреза выполнялись на недостаточно строгом уровне — в двумерном варианте. Между тем поля силы тяжести обычно имеют ярко выраженные черты изометрии. Кроме того, профили сейсмического зондирования проходят под разными углами к аномалии, пересекают их периферийные части и т.д. Наконец, большинство расчетов проводится без учета погрешностей сейсмических данных в определении глубин и характера поведения квазигоризонтальных границ. Так, интерпретация сейсмических исследований станцией "Земля" на северо-востоке Иркутского амфитеатра проведена с точностью 10—15% [Щербакова и др., 1967], что составляет для границы Мохоровичича $40 \pm$

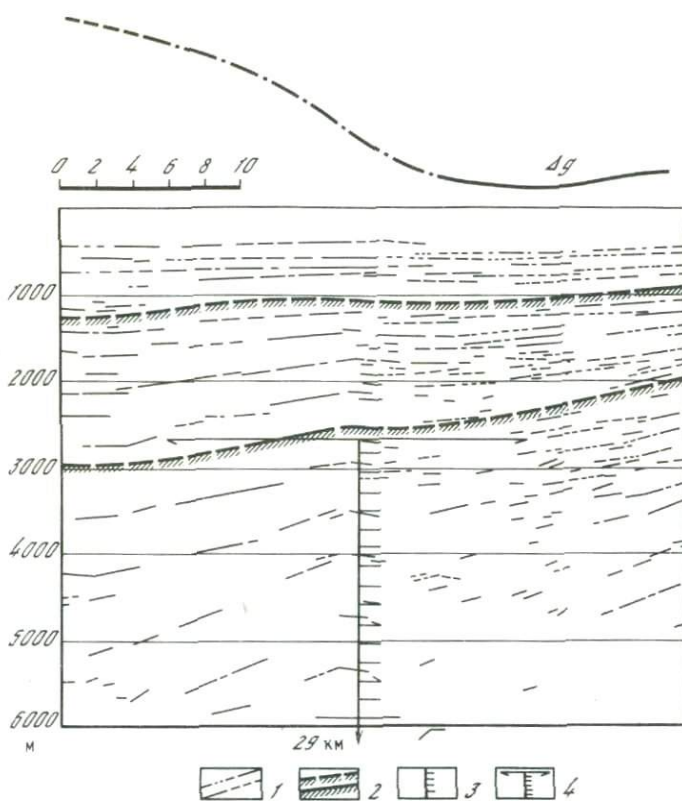


Рис. 7. Выделение разлома — вертикального бокового ограничения блока методом отраженных волн и по гравиметрическим данным на шельфе северо-западной акватории Черного моря [Вашилов, Кучериненко, 1977]

1 — отражающие площадки и границы по данным МОВ; 2 — границы раздела по данным МОВ; 3 — разлом по гравиметрическим данным (зубцы указывают направление разуплотнения); 4 — верхняя грань эффективной плотности неоднородности по результатам интерпретации гравиметрических наблюдений. 29 км — глубина заложения разлома по гравиметрическим данным

± (4–6) км. На профиле глубинного сейсмического зондирования Волгоград—Нахичевань варианты разрезов слабо сопоставляются между собой и по числу выделенных границ, и по их поведению [Володарский, 1966].

Блоки и ограничивающие их разломы находят отражение на разрезах сейсмического зондирования. Одними из первых в СССР разломы и блоки на разрезах стали изображать И.В. Литвиненко и др. [Грачев и др., 1960]. Впоследствии такой подход к структурному оформлению результатов сейсмических исследований стал преобладающим [Крылов и др., 1970; Лукк, Нерсесов, 1965; Облогина и др., 1969; Померанцева и др., 1969]. По таким разрезам ГСЗ можно оценить тенденцию наклонов "плоскостей" разлома. Свыше 70% разломов на разрезах ГСЗ случайной выборки (61 и 83) оказались квазивертикальными с углами падения 75–90°. Остальные имели угол падения до 60°.

На шельфе северо-западной акватории Черного моря разлом выделяется одновременно как зона повышенных горизонтальных градиентов поля

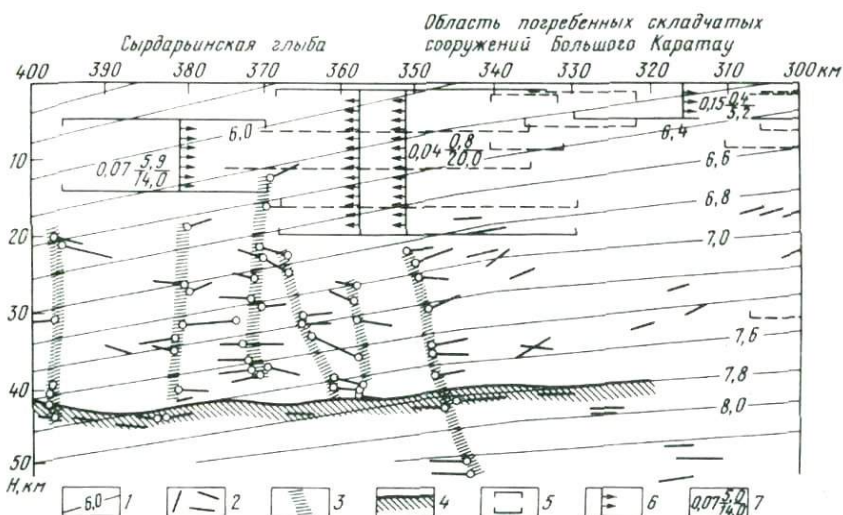


Рис. 8. Разрез земной коры по сейсмическим и гравиметрическим данным вдоль профиля ГСЗ (300–400 км) в районе северо-западного продолжения Большого Каратау

1 — изолинии скорости продольных волн $v_p = \text{const}$; 2 — отражающие площадки; 3 — зоны тектонических нарушений, выделенные по зонам дифракции; 4 — граница Мохоровичича; 5 — нижние и верхние ограничения гравитирующих тел; 6 — разломы, выделяемые по полосам повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести (стрелки указывают направление разуплотнения); 7 — количественные характеристики разломов, перед дробью — горизонтальный скачок плотности (г/см^3), в числителе и знаменателе — глубины верхнего и нижнего ограничений плотностных неоднородностей (км)

силы тяжести и по изменению в этой зоне числа, протяженности и наклона отражающих площадок. Обращает на себя внимание квазивертикальность зон разломов (рис. 7).

Кроме указанных, существует ряд других сейсмических признаков разломов, таких, как наличие зон потери корреляции, скачка во временах прихода волн, сильной интерференции и затухания волн, излома осей синфазности и изменения их числа, точек глубинных дифракций, изменения скоростного разреза, динамических характеристик волновой картины (фаз и амплитуд) и т.д.

Наиболее надежны выделения разломов по точкам дифракции волн. На профиле глубинного сейсмического зондирования, переинтерпретированного Т.И. Облогиной, В.Б. Пийп и Н.Ш. Камбаровым [1969], показаны разломы и блоки (рис. 8), которые выделены по геологическим, гравиметрическим, сейсмическим (точки дифракции) данным. Квазивертикальные разломы по гравиметрическим наблюдениям подтверждаются сейсмическими или геологическими признаками (или теми и другими вместе).

Блоки могут быть выделены по характеру сейсмической "мутности" среды — тонкой структурно-вещественной неоднородности земной коры и верхней мантии [Николаев, 1972]. В целом отмечается такая закономерность — кора и верхняя мантия континентов более неоднородны, чем океанов; внутри континентов щитам свойственна минимальная мутность. Сейсмические исследования глубинной структуры Черного моря показали большую мутность шельфовых зон в сравнении с глубоководной впадиной.

Блоки как крупные структурные неоднородности земной коры и верхней мантии со специфическим режимом физических процессов на глубине выделяются на основе анализа прохождения различных типов сейсмических волн, возникающих при землетрясениях [Ващилов, 1979; Винник, 1976]. Так, блок северной акватории Охотского моря характеризуется резким затуханием в низах коры и в верхней мантии колебаний, вызванных толчками камчатских землетрясений.

1.4. ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

В данной работе круг рассматриваемых проблем ограничивается преимущественно вопросами структурной природы магнитных и главным образом гравитационных аномалий. Правильные априорные представления о происхождении аномалий имеют решающее значение в вопросах выбора и разработки методов количественной интерпретации. Эти представления являются источником дополнительной информации об аномальном объекте. Их использование сужает область возможных решений обратной задачи, повышает ее устойчивость, позволяет построить оптимальную интерпретационную схему.

Геологические источники аномалий силы тяжести в идеальной редукции Буге (см. подразд. 2.1) впервые в нашей литературе были глубоко проанализированы и классифицированы А.Д. Архангельским, А.А. Михайловым, В.В. Федькинским, Е.Н. Люстихом [1937].

Изучая гравиметрические карты и профили в редукции Буге европейской части территории СССР (Русской платформы), авторы выделили три основных фактора, формирующих поле Δg :

- 1) изменения глубины залегания поверхности складчатого фундамента или мощности покрывающих его пород;
- 2) изменения структуры самого складчатого фундамента;
- 3) глубинные процессы в низах земной коры, которые приводят к формированию горных хребтов и глубинных морских впадин.

А.Д. Архангельский утверждал, что все достаточно хорошо известные нам аномалии силы тяжести как региональные, так и местные непосредственно обуславливаются геологическими причинами, именно строением земной коры в верхних 10, максимум 15 км ее толщи. Эти взгляды и классификация оказались чрезвычайно плодотворными. С небольшими видоизменениями классификация лежит в основе построения многих современных интерпретационных схем в разных районах СССР [Андреев, Клушин, 1962; Каратаев, 1966; Подоба, Серова, 1962; Фотиади, 1958]. Взгляды А.Д. Архангельского, А.А. Михайлова, Е.Н. Люстиха и В.В. Федьнского на природу аномалий Δg нашли свое дальнейшее развитие в работе Э.Э. Фотиади [1958]. Э.Э. Фотиади ограничивает круг своих исследований аномалиями, ширина и длина которых измеряются десятками, реже сотнями километров, и локальными аномалиями. Из рассмотрения исключены аномалии, соответствующие первым гармоникам разложения гравитационного поля Земли в ряд по сферическим функциям, и так называемые зональные аномалии [Люстих, 1947] размерами порядка сотен километров.

По Э.Э. Фотиади, региональные гравитационные аномалии являются результатом суммарного воздействия глубинных факторов, неоднородностей структуры складчатого (кристаллического) фундамента, неоднородностей структуры осадочного чехла. Глубинные факторы — это влияние на поле Δg нижних частей земной коры.

Б.А. Андреев [1960] исключает из рассмотрения глубинный фактор, но

особо подчеркивает влияние рельефа поверхности фундамента, роль которого в работе Э.Э. Фотиади несколько завуалирована.

Приведенные выше соображения о природе региональных аномалий силы тяжести относятся к областям равнинного рельефа и среднегорья.

Представления о структурной природе региональных аномалий силы тяжести в горных районах излагаются в работе Б.А. Андреева [1960], в которой в основном анализируются геосинклинальные области и в меньшей степени участки активизированных платформ, известные на Памире, Тянь-Шане и в других районах земного шара. Отмечая более интенсивный (по сравнению с равнинными районами) характер аномалий силы тяжести, Б.А. Андреев связывает происхождение отрицательных аномалий с прогибами, положительных — с крупными поднятиями доинверсионного цикла геосинклинальных областей (речь идет об относительных понижениях и повышениях поля Δg). "...В пределах кайнозойских (современных) тектонически активных областей, геосинклинальный этап развития которых не является завершенным... например Сахалина и Японии, характерно не обратное, а прямое взаимоотношение региональных гравитационных аномалий с современным структурным рельефом (максимумы на поднятиях, минимумы над прогибами)" [Андреев, 1960]. Примером такого рода структурных элементов являются краевые и межгорные прогибы.

Но одновременно проявляется и "ярко выраженная в гравитационных аномалиях блоковая структура земной коры" [Андреев, 1960]. Блоки "оконтуриваются системой сближенных изоаномал и обычно имеют в плане угловатые очертания". Следует подчеркнуть, что к блокам Б.А. Андреев относит наиболее крупные структурные элементы, сопоставимые по размерам с щитами платформ, внутри которых располагаются складчатые зоны, интрузивные комплексы, зоны разломов и т. д. Например, к блокам Б.А. Андреев относит глубоководные морские впадины (западное Средиземноморье) или горные системы (Альпы). В работе ничего не говорится о преобладающей морфологии блоков. Наше толкование понятий "блок", "глыба" шире. Из анализа работ по геологическому истолкованию аномалий силы тяжести можно сделать вывод, что главный структурный аномалообразующий фактор — это колебания плотностных контактных поверхностей раздела, хотя констатируется связь между полем силы тяжести и крупнейшими блоками.

Дальнейшее развитие идей, заложенных в рассмотренных выше работах, на основе анализа современных геолого-геоморфологических и геофизических воззрений приводит к мысли о существовании трех основных типов структурных форм в верхних частях Земли, ответственных за возникновение аномалий силы тяжести размерами от единиц до сотен и даже тысяч километров: 1) блоки, большая часть которых имеет квазивертикальные боковые ограничения; 2) изгибы квазигоризонтальных контактных поверхностей, на которых происходит скачкообразное изменение плотности; 3) сложные диапировые и диапироподобные структурные формы [Вашилов, 1966, 1973a].

Сложные диапироподобные элементы размером от нескольких сотен метров до десятков километров имеют спорадическую распространенность. К ним относятся диапировые купола, интрузии, протрузии, некоторые структуры облекания и т. д. Они характерны для межгорных и предгорных прогибов, синеклиз и впадин складчатых областей, платформ и шельфовых зон, где накоплены мощные толщи осадочных отложений, в разрезе которых большое место занимают соль, гипс, глины и другой пластичный материал. Пластичный (обычно малоплотный) материал находится в состоянии конвективной неустойчивости и выжимается в виде

ядер, куполов, штоков и т. д. вверх, образуя тектонические формы с дочерними ответвлениями разнообразных очертаний в плане, резко меняющимся наклоном слоев, многочисленными разрывами и т. д. Диапировые купола часто фиксируются отрицательными аномалиями поля силы тяжести различной интенсивности. Связь гравитационных аномалий с явлениями диапиризма в СССР изучена на куполах Северного Прикаспия, Азербайджана, Днепровско-Донецкой впадины, Западно-Кубанского прогиба и т. д. [Андреев, 1958; Сажина, 1957; Цимельзон, 1961; Чирвинская, 1956]. Большое распространение имеют разнообразные проявления интрузивно-протрузивного "диапиризма", или инъецирующих дислокаций, по Ю.А. Косыгину [1969], которые начинают проявляться на картах аномалий силы тяжести крупного масштаба (1 : 50 000 и крупнее). Как явление в некотором роде исключительное и поэтому являющееся предметом специальных исследований, вопрос о диапиризме в связи с природой аномалий силы тяжести в данной работе рассматриваться не будет.

Первые два фактора — блоки и колебания квазигоризонтальных поверхностей — проявляются повсюду. В этом смысле природа аномалий двойственна. Главные черты и особенности гравитационного поля создаются плотностными неоднородностями земной коры и верхней мантии в форме блоков, преимущественно с квазивертикальными боковыми ограничениями. В последнее время появляется все больше исследований, подтверждающих справедливость этой идеи [Гришин и др., 1977; Малышев, 1977; Сурков, 1967]. С ними связаны наиболее интенсивные и высокоградиентные аномалии Δg . Лишь наиболее контрастные из квазигоризонтальных контактных поверхностей создают аномалии, сравнимые с аномалиями первого типа по интенсивности и величине горизонтального градиента. Такими поверхностями могут быть поверхности на контакте осадочный чехол—кристаллический фундамент, малоплотные осадки—консолидированное основание (в морях и океанах), раздел Мохоравичича и др. Так как характер боковых ограничений блоков близок к вертикальному, то согласно расчетам даже небольшая по величине аномальная плотность блока (порядка нескольких сотых грамма на кубический сантиметр) достаточна для возникновения аномалий Δg в десятки миллигал. Например, блок в виде прямоугольного параллелепипеда с горизонтальными размерами 80 × 160 км, с глубинами нижней и верхней граней соответственно 40 и 4 км, аномальной плотностью 0,05 г/см³ создает аномалию примерно в 50 мГал. С блоками астроблем связаны небольшие по величине аномалии силы тяжести. Например, для метеоритного кратера в штате Аризона, США, диаметром около 1200 м выявлена отрицательная аномалия величиной в несколько десятых—первые единицы миллигал [Regan, Hinze, 1975].

Утверждение о преимущественно блоковой природе аномалий силы тяжести справедливо в том случае, если блоки разных порядков действительно являются одной из главных структурных форм верхних частей Земли, если существование плотностей неоднородностей в виде блоков лучше объясняет основные черты гравитационного поля (форму аномалий в плане, их амплитуду, морфологические особенности кривых силы тяжести и т. д.), наконец, если интерпретация аномалий силы тяжести, которая основана на представлениях об их блоковой природе, не противоречит общепринятым взглядам на главные особенности строения земной коры и верхней мантии и, что еще ценнее, согласуется с результатами исследований Земли прочими геофизическими, геологическими, геохимическими и другими методами.

Анализ магнитного поля Русской платформы позволил Э.Э. Фотиади

[1958] сделать следующий вывод о факторах, формирующих магнитные аномалии: 1) магнитная неоднородность пород докембрийского фундамента; 2) изменение гипсометрического положения фундамента, сложенного намагнитченными породами; 3) изверженные породы, связанные с тектоническими нарушениями в фундаменте. Не отрицая возможности связи отдельных отрицательных аномалий с обратной намагнитченностью пород, Э.Э. Фотиади связывает отрицательные аномалии небольшой интенсивности на больших территориях с погрешностями в определении уровня нормального поля. К этому следует добавить, что в случае правильно выбранного уровня спокойное магнитное поле на больших площадях должно быть отрицательным вследствие влияния нижнего отрицательного магнитного полюса.

Иная трактовка природы отрицательных полосовых аномалий магнитного поля на океанах дается исследователями, которые придерживаются взглядов о спрединге океанического дна [Dietz, 1961; Vine, 1966]. Согласно их представлениям, полосы отрицательных полей магнитного поля связаны с обратной намагнитченностью пород, полученной при их внедрении в рифтовой зоне срединно-океанических хребтов в период периодических инверсий геомагнитного поля. Теория интерпретации магнитных аномалий допускает идентичность магнитных аномалий над телами с прямой и обратной намагнитченностью, с одной стороны, и телами с прямой намагнитченностью и немагнитными — с другой, при условии одинаковой их магнитной контрастности. Принимая постулат об обратной намагнитченности пород в полосе отрицательных магнитных аномалий, сторонники спрединга допускают возможность альтернативного постулата [Heirtzler et al., 1968].

Многие методы количественной интерпретации магнитных аномалий основываются на предположении о блоковой природе тел, с которыми связываются аномалии. Вследствие этого магнитные тела аппроксимируются прямоугольными призмами, параллелепипедами и т. д. или системой угловых особых точек [Логачев, Захаров, 1979].

И качественная, и количественная интерпретация магнитных аномалий ставит больше проблем и является более неоднозначной, чем интерпретация гравитационных наблюдений. Объективной основой различий при качественной интерпретации является большая сложность формы магнитных аномалий в сравнении с аномалиями силы тяжести над телами одного и того же типа. Так, кривые ΔZ_A и ΔT_A для теоретических тел в виде прямоугольных призм бесконечного простиранья, намагнитченных вертикально и равномерно, могут иметь и три, и пять экстремумов, а аномалия силы тяжести — один. Произвольное направление вектора намагнитченности и неоднородное намагнитчивание, которое свойственно природным объектам, приводят к еще большей неоднородности истолкования магнитных данных.

Со специфической блоковой природой тел связаны многие аномалии волновой картины при сейсмических исследованиях, примеры которых были рассмотрены выше (см. подразд. 1.3), ступенчатое изменение типа кривой напряженности электрического поля E в методах становления магнитного поля и теллурических токов, смена характера корреляционной зависимости между E и глубиной кровли опорного горизонта, смена типов полей, создаваемых радиоактивными элементами, и т. д.

МЕТОДЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ В КЛАССЕ БЛОКОВЫХ МОДЕЛЕЙ ИСТОЧНИКОВ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

2.1. КЛАССИФИКАЦИЯ И ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕТОДОВ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Как следует из гл. 1, существует большое число признаков блоковой формы тел, порождающих аномалии силы тяжести, магнитного и электрического полей и проявляющихся в сейсмических и других геофизических данных. О повсеместности распространения деформаций блокового типа говорят также многочисленные геологические и геоморфологические наблюдения. Поэтому перед геофизикой встает вопрос о целенаправленном и углубленном развитии методов выявления блоков в земной коре и верхней мантии и количественной интерпретации связанных с ними аномалий.

В данной главе рассматриваются разработанные автором методы решения обратной и отчасти прямой задач, гравиметрии и магнитометрии в классе блоковых моделей источников возмущения. Здесь и в дальнейшем речь идет об интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей "глубинного" типа. Под "глубинными" условимся понимать такие аномалии, интерпретация которых позволяет изучать "глубинное" строение и геологические тела. "Глубинными", в свою очередь, будем считать геологические тела, которые располагаются или уходят на глубину свыше 2–3 км. Предлагаемое толкование терминов вводится исключительно для удобства изложения материала монографии, и автор, конечно, не настаивает на их обязательности.

Обратные задачи гравиметрии и магнитометрии, в том числе в классе блоковых моделей источников возмущения, являются некорректно поставленными задачами. К таким задачам относятся те из них, для которых не выполняется хотя бы одно из условий [Тихонов, Арсенин, 1974]: а) существование решения задачи; б) устойчивость решения; в) единственность решения. В этой связи следует рассматривать два аспекта проблемы — теоретический и практический. Предлагаемые в последующих подразделах гл. 2 методы решения обратной задачи для блоковых теоретических моделей с некоторой фиксированной областью изменения параметров хотя и являются некорректными, но условия "а" и "б" для них, как правило, выполняются. Однако решения задач даже на теоретических примерах неединственны, о чем подробнее будет сказано далее, а в определенных параметрических классах и неустойчивы. В плане практического применения разработанных методов могут встречаться ситуации, когда решение не существует в силу погрешности определения аномалий и, главное, большого несоответствия реальных геологических моделей аномального тела теоретическим.

Чтобы показать систему методов решения обратных и прямых задач во взаимодействии с другими методами интерпретации и между собой и охарактеризовать их положение в общей системе интерпретации гравиметрических и магнитных данных, в подразд. 2.1 даются классификации по различным классификационным признакам вспомогательных методов интерпретации, обозначаемых буквой В (табл. 1), методов решения обратной задачи гравиметрии и магнитометрии, обозначаемых буквой И

Т а б л и ц а 1

Классификация некоторых вспомогательных методов интерпретации при решении обратной задачи гравиметрии и магнитометрии

Классификационный признак	Вспомогательные методы интерпретации (В)				
Цель интерпретации	Редукции (В.1)	Разделение аномалий ("геологическая редукция") (В.2)			
Тип редукции	Изостатические (В.1.1)	Буге (В.1.2)	Аналогично В.1.2 для магнитного поля (В.1.3)		
Тип изостатической редукции	Пратта (В.1.1.1)	Эри (В.1.1.2)	Венинг-Мейнеса (В.1.1.3)	Грааф-Хантера (В.1.1.4)	
Тип редукции Буге по степени приближения к "идеальной редукции Буге"	Редуцирование по формулам плоскопараллельного слоя (В.1.2.1)	Редуцирование с поправкой за влияние рельефа (топографическое) (В.1.2.2)	Аналогично В.1.2.2 + поправка Гленни (В.1.2.3)	Аналогично В.1.2.2 с учетом шарообразности Земли (В.1.2.4)	Аналогично В.1.2.2 – В.1.2.4, но со специальными операциями приведения на произвольную плоскость или сферу (В.1.2.5)
Взаимоотношение размеров аномалий	"Региональные" и "локальные" (В.2.1)	"Равномасштабные" (В.2.2)			
Методика реализации	Геолого-геофизическая (модельная) (В.2.3)	С использованием трансформаций (В.2.4)	Аналитическая (В.2.5)	Статистическая (В.2.6)	
Структурная природа объектов, создающих разделяемые аномалии	Блокового происхождения (В.2.3.1)	Слоистого происхождения (В.2.3.2)	Блоково-слоистого происхождения (В.2.3.3)	Связанных с диапироподобными телами (В.2.3.4)	Комбинированного происхождения (В.2.3.5)
Тип трансформации	Пересчет в верхнее полупространство (В.2.4.1)	Пересчет в нижнее полупространство (В.2.4.2)	Вычисление высших производных (В.2.4.3)	Осреднение (В.2.4.4)	Вычисление специальных функционалов (В.2.4.5)

(табл. 2), и схема взаимоотношений всех этих методов между собой в процессе интерпретации, близкая по смыслу к схеме обобщенной системы методов интерпретации (табл. 3, вкладка).

В табл. 1 и 2 каждая строка представляет собой самостоятельную классификацию методов интерпретации по какому-то классификационному признаку, т. е. множества классов и подклассов. Системы классификаций табл. 1 и 2 не являются полными, так как были выделены лишь подклассы методов интерпретации, которые представляют интерес в рамках обсуждаемых в монографии проблем.

Термином "тотальная интерпретация" предлагается далее на-

Таблица 2

Классификация методов решения обратной задачи гравиметрии и магнитометрии (количественная интерпретация)

Классификационный признак	Классы методов интерпретации (И)				
Используемый математический аппарат	Аналитические, гл. 2 (И.1.1)	Статистические, гл. 3 (И.1.2)			
Используемый математический аппарат для аналитических методов интерпретации	Решение системы трансцендентных и алгебраических степени > 4 уравнений, разд. 2.5, 2.7, 2.8 (И.1.1.1)	Использование свойств потенциалов физических полей, разд. 2.2—2.4, 2.6 (И.1.1.2)			
Используемый математический аппарат для статистических методов интерпретации	Изучение корреляционных связей (И.1.2.1)	Исследование мультимодальных полигонов распределения параметров носителя, разд. 3 и 4 (И.1.2.2)	Спектральные и близкие к ним статистические исследования (И.1.2.3)		
Тип модели аномального тела	Блоковая модель структуры, разд. 2 (И.2.1)	Слоистая модель структуры (И.2.2)	Блоково-слоистая модель структуры, разд. 3 (И.2.3)	Сложная и диапироподобная структуры (И.2.4)	Комбинированная модель структуры (И.2.5)
Наклон бокового ограничения блока	Вертикальные боковые ограничения, разд. 2 (И.2.1.1)	Наклонные боковые ограничения (И.2.1.2)	Сложные формы боковых ограничений (И.2.1.3)		
Характер модели в горизонтальной плоскости	НБ3 — ступени и их комбинации, разд. 2.2 — 2.4 (И.2.1.1.1)	НБ2 — двумерные призмы и их комбинации, разд. 2.2, 2.6 (И.2.1.1.2)	НБ, $n=1, 4, 5, 9, 10$ — трехмерные многогранники, разд. 2.2, 2.5, 2.7 — 2.9 (И.2.1.1.3)		
Цель интерпретации и характер исходной информации	Определение ξ_2 или других параметров блока при априорно заданных некоторых параметрах, разд. 2.2 (И.3.1)	Определение глубин поверхностей раздела слоев по глубинам нижних ξ_2 и верхних ξ_1 ограничений блоков, гл. 3 и 4 (И.3.2)	Определение глубин поверхностей раздела слоев (глубина в некоторых точках и разность плотности $\Delta\sigma$ известны) (И.3.3)	То же, что и И.3.3, но разность $\Delta\sigma$ (И.3.4)	

Таблица 2 (окончание)

Классификационный признак	Классы методов интерпретации (И)		
Определение пространственных параметров диапироподобных тел (часть параметров известна априори) (И.3.5)	Оценка параметров блоково-слоистой структуры методами типа спектрального анализа на основе априорной количественной информации (И.3.6)	Тотальное в узком смысле определение всех параметров блоковой модели, разд. 2.3—2.8 (И.3.7)	

зывать метод или систему методов решения обратной задачи гравиметрии или магнитометрии, посредством которых при минимуме предпосылок об исследуемом объекте получают все его параметры и физические характеристики, попутно разделяются локальные и региональные аномалии и определяется нулевой уровень. В качестве исходных предпосылок обычно принимаются те или иные представления о форме аномального тела и законе распределения его физических характеристик. Допустимо использование и некоторой априорной количественной информации о параметрах аномального объекта, его физических характеристиках, положении нулевого уровня и влиянии соседней аномалии. При этом если термин "тотальная интерпретация" относится только к одному методу, то это будет тотальной интерпретацией в узком смысле слова, если к системе методов и операций — тотальной интерпретацией в широком толковании этого термина. В математике встречается близкое по смыслу определение "глобальный", "глобальное решение", "глобальный минимум" и др. Однако использование этого термина в геофизике и геологии может вызвать определенную путаницу, поскольку здесь он несет совершенно иную смысловую нагрузку (глобальные геологические процессы, глобальные исследования, глобальная тектоника и т. д.).

Следует отметить, что в силу охарактеризованных выше целей, из-за которых и составлялись классификационные табл. 1, 2, они в некотором отношении являются рабочими и потому неполны. Отдельные ветви классификации могли быть рассмотрены более подробно, но они не имеют непосредственного отношения к проблемам данной работы.

Вспомогательные методы интерпретации В (см. табл. 1) используются для приведения наблюдаемых магнитного и гравитационного полей к виду, удобному для решения обратной задачи интерпретации. С помощью вспомогательных методов выделяется полезный сигнал, который и является объектом дальнейшего анализа.

Вопросы о выборе вида редукции силы тяжести, наиболее удобном для геологической интерпретации аномалий, были поставлены и в целом решены в конце 30-х — начале 50-х годов в работах А.Д. Архангельского, А.А. Михайлова, В.В. Федынского, Е.Н. Люстиха [1947], И.Д. Жонголовича [1949], В.А. Магницкого [1948, 1960], Л.В. Сорокина [1953], но осо-

бенно глубоко эти вопросы исследованы в работе Е.Н. Люстиха [1947]. Главным итогом указанных исследований явилась выработка теории и методики такого редуцирования, при реализации которого поле силы тяжести различных съемок увязывается между собой посредством приведения его к единому уровню (в частности, к уровню моря) и исключается влияние поверхности "дневная поверхность—воздух" на суше и "морское (океаническое) дно—водная толща". Физический смысл математических операций, реализующих указанную идею, будет заключаться на суше в удалении горных пород между точкой наблюдения и уровнем моря и перенесением самой точки на уровень моря, а на море — в "засыпке" до уровня моря морских и океанических впадин горными породами с соответствующей плотностью (чаще всего равной плотности пород океанического слоя и малоплотных осадков дна морей) и переносом пункта наблюдения на уровень моря. Именно такую редукцию автор будет в дальнейшем называть "идеальной" редукцией Буге (В.1.2, табл. 1) и подразумевать, что интерпретируемые аномалии силы тяжести с допустимой погрешностью удовлетворяют условиям, предъявляемым этой редукции. При редуцировании магнитного поля ограничиваются введением поправки за нормальное магнитное поле, но иногда вводят поправку за высоту и за магнитный рельеф [Аронов и др., 1972; Plouff, 1976].

С конца 50-х годов и до настоящего времени вопросами редуцирования гравиметрических наблюдений с целью их геологической и геофизической (изостатической) интерпретации с позитивных позиций занимались многие исследователи [Алексидзе, 1965; Аронов, 1965; Аронов и др., 1972; Артемьев, 1966, 1975; Балабушевич, 1958; Гравитационная модель..., 1979; Зорин, 1972; Кузванов, 1956; Ладьнин, 1966; Литвиненко, Русьянов, 1971; Цирульский, Аронов, 1971], чьи работы на базе упомянутых выше идей и наряду с работами зарубежных ученых [Sboudbury, 1973; Douglas, 1972; Karl, 1974] способствовали дальнейшему развитию теории и практики редуцирования типа Буге.

Методы и результаты модельного (геолого-геофизического) разделения геофизических аномалий В.2, вызванных телами блокового типа, описаны Ю.Я. Вашиловым [1973а], В.И. Старостенко [1978] и др.

Теоретические и практические стороны трансформации потенциальных полей В.2.4 с целью разделения и аналитического разделения В.2.5 подробно рассмотрены в специальной литературе [Алексидзе и др., 1972; Андреев, Клушин, 1962; Антонов, 1974; Боганик, 1968; Володарский, Ланда, 1970; Веселов, Сагитов, 1968; Литвиненко и др., 1973; Мудрецова, Филатов, 1982; Немцов, 1967; Страхов, 1959]. Трансформации типа В.2.4.1 и В.2.4.3 используются в методах количественной интерпретации, рассмотренных в подразд. 2.3 и 2.4, трансформация В.2.4.2 — в методе определения положения "особых точек", разработанном И.А. Жаворонкиным и В.Н. Страховым [1961], трансформации типа В.2.4.5 (вычисление псевдомагнитных и псевдогравитационных аномалий, расчет δ -функций и т. д.) — при определении параметров тела интерпретацией δ -функций [Абрамов и др., 1978, 1979; Андреев, Клушин, 1962].

Статистические методы разделения В.2.6 рассмотрены в работах Ф.М. Гольцмана [1971], М.С. Жданова, В.И. Шрайбмана [1973], А.А. Никитина [1970] и др.

Методы решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии классифицированы по трем главным признакам: 1 — используемый математический аппарат; 2 — модель аномального тела; 3 — тип взаимосвязи определяемых параметров и исходной информации (табл. 2).

По характеру используемых математических методов способы реше-

ния обратных задач подразделяются на аналитические (И.1.1.) и статистические (И.1.2). Аналитический подход к интерпретации гравиметрических и магнитных данных И.1.1 может быть выполнен с привлечением самого общего математического аппарата, и тогда решение задачи сводится к решению систем нелинейных уравнений (см., например, [Старостенко, 1978; Старостенко и др., 1975; Страхов, 1974а, б]).

Но наибольшее распространение среди аналитических методов получили методы интерпретации, реализующие свойства потенциальных физических полей (И.1.1.2). Их обобщенные изложения имеются в работах А.А. Заморева [1939], Б.А. Андреева, И.Г. Клушина [1962], А.А. Логачева, В.П. Захарова [1979], А.К. Маловичко [1956], С.В. Шалаева [1972], в справочниках геофизика, тома "Магниторазведка" и "Гравирозведка", [1980, 1981] и многих других работах. Данная ветвь методов интерпретации И.1.1.2 может быть еще более детально классифицирована, но эта задача выходит за рамки настоящего исследования. Следует особо отметить, что в теорию развития аналитических методов интерпретации последних двух десятилетий большой вклад сделан В.Н. Страховым.

Статистические методы интерпретации (И.1.2.1) в своем настоящем виде сформировались благодаря работам Р.М. Деменицкой [1967], Г.И. Каратаева [1966], Э.Э. Фотиади, Г.И. Каратаева [1963], В.И. Шрайбмана, М.С. Жданова, О.В. Витвицкого [1977] и др. Статистические исследования мультимодальных полигонов распределения параметров аномальных тел (И.1.2.2), например глубин верхних и нижних ограничений намагниченных и плотностных неоднородностей в форме блоков [Вашилов, 1973а; Вашилов, Сим, 1969; Волк, 1964], являются важным разделом данной работы и подробно рассматриваются в гл. 3 и 4. Статистический спектральный анализ (И.1.2.3) карт изостатических аномалий позволяет оценить положение астеносферы [Артемьев, 1975; Гравитационная модель..., 1979]. С помощью спектрального анализа карт магнитного поля строятся схемы изолиний точки Кюри [Bhattacharyya, Leu Lei-kuang, 1975, 1977]. Совместный спектральный анализ гравитационных магнитных аномалий и рельефа океанического дна дает возможность определить преобладающие "размеры" аномалий и форм рельефа [Агапова и др., 1969].

Методы решения обратной задачи для моделей с вертикальными боковыми ограничениями являются главной темой данного исследования в области количественной интерпретации. Методы интерпретации блоковых тел с наклонными и сложными формами боковых ограничений рассмотрены в работах советских и зарубежных исследователей [Андреев, Клушин, 1962; Старостенко, 1978; Страхов, Лапина, 1976; Bhattacharyya, 1978; Hjelte, 1974; Stanley, Green, 1976; Paul, 1977; Takashi, 1978]. На уровне иерархии И.2.1.1 полезно ввести понятие "носитель источника" N [Страхов, Лапина, 1976], которое включает в себя объемы, поверхности, кривые и точки, по которым распределены источники магнитных и гравитационных аномалий. Множество носителей источников N как "замыкание множества точек, по которым распределены источники" [Страхов, Лапина, 1976], в данной главе сужается до множества объемных носителей источников блокового типа N_b . Возьмем замыкание носителей источников аномалий магнитного ΔZ_A , ΔT_A и гравитационного U_{xz} , Δg полей. Выделим в замыкании N сужение N_b объемных блоковых источников ($N \supset N_b$). В свою очередь, $N_{b, \Pi} \subset N_b$, где $N_{b, \Pi}$ — множество источников в виде прямоугольных параллелепипедов N_{b1} , прямоугольных призм бесконечного простирания N_{b2} , вертикальных ступеней N_{b3} , треугольных вертикальных призм N_{b4} , вертикальных цилиндров с горизонтальными ограничениями N_{b5} , прямоугольных N_{b6} и треугольных N_{b7} вертикальных призм

бесконечного распространения на глубину, прямоугольных призм бесконечного распространения и простирающихся на глубину N_{68} , вертикальных призм с проекцией на горизонтальную плоскость в виде прямоугольника и с наклонной верхней и/или нижней гранью N_{69} , аналогично для треугольной призмы N_{610} и т. д., и многочисленные сочетания таких тел.

Непересекающиеся классы N_{6m} образуют спецификацию тех геометрических тел, которые аппроксимируют действительные аномальные объекты и интерпретация аномалий над которыми является предметом исследования. Над каждым из множеств N_{6m} существует класс геометрических параметров аномального тела, элемент которого представляет собой n -мерный вектор $\mathbf{t}(t_1, t_2, \dots, t_n)$. Составляющие вектора $\mathbf{t}(t_1, t_2, t_3, \dots, t_n)$ характеризуют геометрические параметры носителя источника (заряда). С другой стороны, существует интеграл

$$\Phi(N) = \int_N f(x) d\mu, \quad (2.1.1)$$

где $x \in N$; $N \subset X$; X — пространство с конечной мерой μ , причем N — пространство-носитель; $f(x)$ — аддитивная по μ функция, характеризующая распределение по носителю N , которая может принимать и положительные, и отрицательные значения; $\Phi(N)$ — заряд, или, другими словами, σ -аддитивная мера. σ -Аддитивной мерой называется такая мера, которая удовлетворяет системе равенств

$$\mu(N_6) = \sum_k \mu(x_k), \quad (2.1.2)$$

$$N_6 = \bigcup_{k=1}^{\infty} x_k. \quad (2.1.3)$$

Что касается функции $\Phi(N)$ в выражении (2.1.1), то она является зарядом — знакопеременной мерой, дальнейшим обобщением понятия неотрицательной меры [Колмогоров, Фомин, 1976]. В зависимости от знака функции $f(x)$ в (2.1.1) заряд $\Phi(N_6)$ может быть или знакопеременным, или неположительным, или неотрицательным. Упомянутое выше понятие "носитель источника" соответствует понятию функционального анализа "носитель заряда".

Если дать выражению (2.1.1) физическое толкование, то $\Phi(N)$ будет "положительной" или "отрицательной" массой, магнитным или электрическим зарядом. Ограничиваясь этими интерпретациями, $d\mu$ можно рассматривать как бесконечно малый элемент гравитирующей или магнитной массы, который в каждой точке пространства i равен соответственно $\sigma_i dV_i$, $\Delta\sigma_i dV_i$, $I_i dV_i$, $\Delta I_i dV_i$, dV_i — элемент объема, поверхности, линии; σ_i и I_i , $\Delta\sigma_i$ и ΔI_i — аномальная контрастная или абсолютная плотность и намагниченность. Для задач, которые рассматриваются ниже,

$$|f(x)| = |1|, \quad d\mu = \Delta I dV, \quad d\mu = \Delta\sigma dV,$$

где $\Delta I = \text{const}$; $\Delta\sigma = \text{const}$ для данного носителя. Только в случае $d\mu = \sigma dV$ заряд является неотрицательной функцией. Таким образом, носитель заряда N характеризуется геометрическими параметрами, определяющими его положение в пространстве; физические характеристики самого заряда в это понятие не входят. Далее в этой же главе приведены результаты разработки новых методов интерпретации аномалий для тел блоковой формы, с помощью которых определяются все параметры и

физические характеристики объекта. Это тотальные (в узком смысле слова) методы интерпретации И.3.7. Для реализации всех остальных методов интерпретации (И.3.1—И.3.6), кроме части методов класса И.3.2, необходимы дополнительные сведения о пространственных параметрах носителя источника аномалии и (или) о распределении физических свойств горных пород.

Определению параметра ξ_2 глубин нижнего ограничения аномальной массы блоковой формы ввиду важности указанной задачи в изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии уделено в настоящем исследовании особое внимание. Величина ξ_2 может быть получена в результате применения тотальных методов интерпретации аномалии И.5.7 (см. подразд. 2.3—2.9). К числу таких методов относится и способ С.С. Иванова [1968], позволяющий определить все параметры магнитного уступа по одной лишь кривой ΔZ_A . В классификационной табл. 2 индексом И.3.1 обозначены те методы, которые для определения ξ_2 требуют введения априорной параметрической информации. Существует большое число методов расчета аномальных масс при ряде известных ее параметров [Булина, 1966; Гельфанд, 1967; Духовский, 1966; Каратаев, 1960; Любимов, 1965; Пятницкий, 1961; Шимараев, 1968]. Значительно меньше аналогичных методов интерпретации аномалии силы тяжести [Казанский, 1938; Гельфанд, 1967; Непомнящих, 1964]. Наиболее известны исследования А.А. Непомнящих [1964], который одним из первых предложил использовать логарифмические палетки в гравиметрии.

Класс методов И.3.2 определения глубин поверхностей раздела по параметрам нижних и верхних ограничений намагниченных масс и плотностных неоднородностей в форме блоков является одним из ведущих методов в данном исследовании.

Класс методов И.3.3 развивается уже многие десятилетия. Из наиболее старых методов широко известен, например, метод Рейнбоу [Маловичко, 1956]. В последние годы ряд новых идей решения задачи подобного типа сформулирован В.М. Новоселицким [1965], В.Н. Страховым [1974] и др. Заметим, что классификация задач на "рудные" и "структурные" логически противоречива и потому неверна. Если в качестве классификационного признака брать "рудность", то следовало выделять задачи "рудные" и "нерудные". Кроме того, выделение класса "структурных" задач лишено смысла, поскольку все задачи магнитометрии и гравиметрии являются структурными.

В классах И.3.4 и И.3.6 применяются статистические методы интерпретации, в И.3.5 — методы, используемые при решении "рудных" задач [Гравирзведка, 1981].

Все классы вспомогательных методов интерпретации В и методов решения обратных задач И (см. табл. 1, 2) вступают в некоторые взаимоотношения между собой в процессе решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии. Демонстрируя эти взаимоотношения, табл. 3 построена так, что методы интерпретации (И) одного класса расположены на одном уровне по горизонтали, а по вертикали — от И.1 до И.3 сверху вниз. Им предшествуют расположенные выше вспомогательные методы интерпретации В. Все классы методов соединены стрелками, указывающими условное направление движения информации при интерпретации.

2.2. АМПЛИТУДНО-АСИМПТОТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ, ИСПОЛЬЗУЮЩИЕ СВОЙСТВА РЕГУЛЯРНОСТИ НА БЕСКОНЕЧНОСТИ ПОТЕНЦИАЛА И ЕГО ПРОИЗВОДНЫХ

2.2.1. Основные формулы

В теории потенциала доказывается [Идельсон, 1932, с. 86; Тихонов и Самарский, 1977, с. 301], что при больших значениях расстояния ρ афф-пункта P от произвольно выбранного начала координат (и, естественно, от источника потенциального поля) для потенциала U

$$\lim_{\rho \rightarrow \infty} \rho U(P) = kM, \quad \lim_{\rho \rightarrow \infty} \left(\rho^2 \frac{\partial U}{\partial \rho} \right) = -kM, \quad (2.2.1)$$

где M — масса тела; k — гравитационная постоянная. Такие функции, которые остаются ограниченными и ρU и $\rho^2 \partial U / \partial \rho$ имеют предел при $\rho \rightarrow \infty$, называются регулярыными на бесконечности. Свойство регулярности используется в обратных задачах гравиметрии и магнитометрии [Вашилов, 1978].

Число предельных выражений подобного типа можно увеличить за счет производных потенциала высшего порядка и производных по осям координат. Например, доказывается следующее утверждение: при удалении аффпункта в бесконечность объемный потенциал U и его производные по ρ характеризуются следующим предельным выражением:

$$\begin{aligned} \lim_{\rho \rightarrow \infty} \left(\rho^{n+1} \frac{\partial^n U}{\partial \rho^n} \right) &= (-1)^n \lim_{\rho \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^n}{\partial \rho^n} \frac{1}{r} \right) \rho^{n+1} kM = \\ &= (-1)^n n! kM, \end{aligned} \quad (2.2.2)$$

где $\rho = \rho V \times V_Y V_Z$; $\lim_{r, \Lambda \rho \rightarrow \infty} \frac{\partial r}{\partial \rho} = \frac{\rho}{r} = 1$; $M = \sigma T$; $\sigma = \text{const}$ — плотность тела T ; T — его объем; r — расстояние точки P от произвольной точки тела; V и Λ — знаки дизъюнкции и конъюнкции. Иными словами степень m асимптотической последовательности $O(1/\rho^m)$ [Диткин, Прудников, 1975] в (2.2.1) для потенциала $U(P)$ равна единице ($m = 1$), для $(\partial U(P) / \partial \rho)$ равна 2, в формуле (2.2.2) для производных $\partial^n U / \partial \rho^n - n + 1$.

Представим выражение для объемного потенциала

$$U = k \sigma \int_T \frac{1}{r} d\tau, \quad (2.2.3)$$

где τ — элементарный объем тела, в виде разложения подынтегрального выражения с помощью полиномов Лежандра

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{\rho} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r_1}{\rho} \right)^n P_n(\cos \theta). \quad (2.2.4)$$

Здесь P_n — полином Лежандра n -го порядка; r_1 — расстояние между началом координат и произвольной точкой тела T ; θ — угол между r_1 и ρ . Первые члены этого ряда по r_1/ρ записываются так:

$$\begin{aligned} \frac{1}{r} &= \frac{1}{\rho} \left[1 + \frac{r_1}{\rho} \cos \theta + \left(\frac{r_1}{\rho} \right)^2 \left(\frac{3}{2} \cos^2 \theta - \frac{1}{2} \right) + \dots + \right. \\ &\left. + \left(\frac{r_1}{\rho} \right)^n \left(\alpha_n \cos^n \theta + \dots \right) + \dots \right] \end{aligned} \quad (2.2.5)$$

(α_n — коэффициенты при соответствующих степенях $\cos \theta$).

При больших ρ все последующие члены ряда (2.2.5) являются величинами более высокого порядка малости по сравнению с $1/\rho$ и в пределе $1/r = 1/\rho$. Ряд (2.2.5) равномерно сходится при $r_1/\rho < 1$ и $0 \leq \theta \leq \pi$, а $1/\rho$ имеет непрерывные производные по ρ при $\rho > 0$. Поэтому допускается почленное дифференцирование ряда (2.2.5). Для любой наперед заданной малой величины ϵ всегда можно указать такое достаточно большое значение r , что будет иметь место неравенство

$$\left| \frac{\partial^n}{\partial \rho^n} \left(\frac{1}{r} \right) - \frac{\partial^n}{\partial \rho^n} \left(\frac{1}{\rho} \right) \right| < \epsilon. \quad (2.2.6)$$

В самом деле, так же как и ряд (2.2.5), ряд, полученный почленным дифференцированием ряда (2.2.5), имеет при $\rho \gg r_1$ и $r \gg r_1$ каждый последующий член более высокого порядка малости, чем первый член:

$$\frac{\partial^n}{\partial \rho^n} \left(\frac{1}{\rho} \right) \approx \frac{\partial^n}{\partial \rho^n} \left(\frac{1}{r} \right), \text{ так как имеет место равенство}$$

$$\frac{\partial^n}{\partial \rho^n} \left(\frac{1}{\rho} \right) = (-1)^n n! \frac{1}{\rho^{n+1}}. \quad (2.2.7)$$

В практике интерпретации потенциальных полей используются производные потенциала по осям координат U'_{x_r} , U'_z , U''_{zz} , U''_{xz} и т.п. Ряд предельных выражений, аналогичных (2.2.2), дается ниже. Характер затухания смешанных производных и производных, взятых по иному направлению, чем направление оси, на которой рассматривается их изменение, другой:

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \int_T k \sigma \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{r} \right) d\tau = k \int_T \sigma \frac{\xi - z}{r^3} d\tau, \quad (2.2.8)$$

где k — гравитационная постоянная; σ — плотность; ξ — вертикальная координата тела T ; z — то же, аупункта P , ось OZ направлена "вниз". Отсюда

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \frac{\partial U}{\partial z} x^3 = kM (\xi_c - z) \quad (2.2.9)$$

(ξ_c — вертикальная координата центра тяжести). Аналогично получается выражение в более общей форме: при n нечетном

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^n U}{\partial z^n} x^{n+2} \right) = k \left(\frac{\xi_c - z}{\xi - z} \right) M \lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^n}{\partial z^n} \frac{1}{r} \right) x^{n+2}, \quad (2.2.10)$$

при n четном

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^n U}{\partial z^n} x^{n+1} \right) = kM \lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^n}{\partial z^n} \frac{1}{r} \right) x^{n+1}. \quad (2.2.11)$$

Смешанные производные:

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z \partial x} x^4 \right) = \lim_{y \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z \partial y} y^4 \right) = \mp 3k (\xi_c - z) M, \quad (2.2.12)$$

$$\lim_{y \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z \partial x} y^5 \right) = k \sigma \int_T 3 (\xi - z) (\xi - x) d\tau = \text{const}. \quad (2.2.13)$$

Используя такую же методику, выведем предельные формулы для производных логарифмического потенциала:

$$\lim_{\rho \rightarrow \infty} \left(\rho^n \frac{\partial^n U}{\partial \rho^n} \right) = 2k\sigma S (-1)^n, \quad (2.2.14)$$

$$\lim_{\rho \rightarrow \infty} \frac{\partial^n}{\partial \rho^n} \left(\ln \frac{1}{r} \right) \rho^n = 2k\sigma S (-1)^n (n-1)!,$$

$$\rho = \rho V_x V_z; \quad \lim \frac{\partial r}{\partial \rho} = \frac{\rho}{r} = 1; \quad \sigma = \text{const};$$

при n четном

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^n U}{\partial z^n} x^n \right) = 2k\sigma S \lim_{x \rightarrow \infty} \left[\left(\frac{\partial^n}{\partial z^n} \ln \frac{1}{r} \right) x^n \right], \quad (2.2.15)$$

при n нечетном

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^n U}{\partial z^n} x^{n+1} \right) = 2k\sigma S \frac{\xi_c - z}{\xi - z} \lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^n}{\partial z^n} \ln \frac{1}{r} \right) x^{n+1}. \quad (2.2.16)$$

Смешанная производная

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} x^3 \right) = \lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} z^3 \right) - 4k\sigma S (\xi_c - z), \quad (2.2.17)$$

где S — площадь поперечного сечения тела.

И наконец, рассмотрим свойство регулярности для тел третьего типа — тел, образуемых материальными полуплоскостями, т.е. для всевозможных ступеней:

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left[\frac{\partial U}{\partial z} - 2\pi k\sigma (\xi_2 - \xi_1) \right] x = -k\sigma (\xi_2^2 - \xi_1^2), \quad (2.2.18)$$

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial U}{\partial z} x \right) = -k\sigma (\xi_2^2 - \xi_1^2), \quad (2.2.19)$$

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} x \right) = 2k\sigma (\xi_2 - \xi_1), \quad (2.2.20)$$

$$\lim_{z \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} z^2 \right) = 2k\sigma (\xi_2 - \xi_1) x, \quad (2.2.21)$$

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z \partial x} x^2 \right) = k\sigma (\xi_2^2 - \xi_1^2), \quad (2.2.22)$$

$$\lim_{z \rightarrow \infty} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z \partial x} z \right) = -2k\sigma (\xi_2 - \xi_1). \quad (2.2.23)$$

$$\sigma = \text{const}; \quad \xi_2, \xi_1 = \text{const}; \quad z = 0.$$

Таблица 4

Классификация "носителей заряда" гравитационных и магнитных аномалий U по логарифмической норме $\|O(1/r^k)\|$ асимптотических значений аномалий

Тип носителя N	Норма для производных потенциалов U				
	U'_z	U''_{zz}	U'''_{zzz}	U''''_{zzzz}	U''_{xz}
Объемный					
$\ O(1/x^m)\ $	3	3	5	5	4
$\ O(1/y^m)\ $	3	3	5	5	5
Двумерный					
$\ O(1/x^m)\ $	2	2	4	4	3
Ступенчатый					
$\ O(1/x^m)\ $	1	1	3	3	2

В табл. 4 приведены значения логарифмической нормы $\|O(1/r^m)\|$ некоторых производных потенциала U для объемного, двумерного и ступенчатого носителей заряда, которые характеризуют степень затухания указанных производных на бесконечности (подробнее табл. 4 будет описана ниже).

2.2.2. Определение глубин нижних ограничений гравитирующих магнитных масс

Свойства регулярности потенциальных функций на бесконечности с целью получения данных о параметрах возмущающих тел используются в теории интерпретации магнитных аномалий. В магниторазведке [Логачев, Захаров, 1979] имеется способ расчета глубины верхнего ограничения намагниченного тела в форме прямоугольной призмы бесконечного простиранья и распространения на глубину центра сечения цилиндрического тела. Причем в расчетных формулах используются предельные произведения вертикальной составляющей магнитного поля ΔZ_A на квадрат координаты x^2 ; например, для прямоугольной призмы

$$\lim_{x \rightarrow \infty} (\Delta Z_A x^2) = 4I_z \xi_1 a \quad (2.2.24)$$

($2a$ — горизонтальная мощность призмы); для цилиндрического тела

$$\lim_{x \rightarrow \infty} (\Delta Z_A x^2) = -2M \quad (2.2.25)$$

(M — магнитный момент).

В работах Ю.Я. Ващилова [1980], Ю.Я. Ващилова, А.А. Сим [1969] использованы формулы, подобные следующей:

$$\xi_2 = \xi_1 - \left[\lim_{x \rightarrow \infty} (\Delta Z_A x^2) / 4aI_z \right]. \quad (2.2.26)$$

Формулы (2.2.25) и (2.2.26) выведены непосредственно из выражений, описывающих вертикальную составляющую напряженности магнитного поля над телами заданной формы. Между тем эти формулы являются частным случаем более общих выражений (2.2.2), (2.2.9) — (2.2.17). Из указанных формул при интерпретации гравиметрических данных наибольшей

практической ценностью обладают те, которые относятся к производным потенциала, полученным в результате непосредственных измерений:

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \Delta g, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial z \partial x} = U''_{xz}, \quad -\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = -U''_{xx} = U''_{zz}.$$

Используем перечисленные выражения для определения глубин нижних ограничений тел.

а) Прямоугольный параллелепипед с известными аномальной плотностью σ , горизонтальными размерами $2a \times 2b$, глубинами верхнего и нижнего оснований ξ_1 и ξ_2 , величина ξ_2 неизвестна.

Полагая $z = 0$, преобразуем (2.2.9) к виду

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \frac{\partial U}{\partial z} x^3 = \lim_{x \rightarrow \infty} \Delta g(x) x^3 = kM\xi_c = \frac{1}{2} k\sigma 2a 2b (\xi_2 - \xi_1) (\xi_2 + \xi_1). \quad (2.2.27)$$

Отсюда

$$\xi_2 = \left(\xi_1 + \frac{\lim_{|x| \rightarrow \infty} \Delta g(x) |x|^3}{2k\sigma ab} \right)^{1/2}. \quad (2.2.28)$$

б) Вертикальный цилиндр радиуса R с глубинами верхнего и нижнего ограничений ξ_1 и ξ_2 — (2.2.9):

$$\lim_{x \rightarrow \infty} [\Delta g(x) x^3] = kM\xi_c = k\sigma \frac{\pi R^2}{2} (\xi_2 - \xi_1) (\xi_2 + \xi_1).$$

Отсюда

$$\xi_2 = \left(\xi_1^2 + \frac{2 \lim_{x \rightarrow \infty} \Delta g(x) (x)^3}{k\sigma \pi R^2} \right)^{1/2}. \quad (2.2.29)$$

в) Прямоугольный параллелепипед в случае смешанных производных — (2.2.12):

$$\xi_2 = \left(\xi_1^2 \pm \frac{\lim_{x \rightarrow \pm \infty} (U''_{xz} x^4)}{6k\sigma ab} \right)^{1/2}. \quad (2.2.30)$$

г) Вертикальный цилиндр в случае смешанных производных — (2.2.12):

$$\xi_2 = \left(\xi_1^2 \pm \frac{\lim_{x \rightarrow \pm \infty} (U''_{xz} x^4)}{1,5\pi R^2 k\sigma} \right)^{1/2}. \quad (2.2.31)$$

д) Прямоугольная призма бесконечного простираения в случае аномалии Δg — первая вертикальная производная логарифмического потенциала (2.2.16):

$$\xi_2 = \left(\xi_1^2 + \frac{\lim_{x \rightarrow \infty} [\Delta g(x) x^2]}{2k\sigma a} \right)^{1/2}. \quad (2.2.32)$$

е) Прямоугольная призма бесконечного простираения (2.2.15), непосредственно измеряемая величина $U''_{\Delta} = -U''_{xx} = U''_{zz} = \partial^2 U / \partial z^2$ — вторая производная по z логарифмического потенциала:

$$\zeta_2 = \zeta_1 - \frac{\lim_{|x| \rightarrow \infty} (U''_{zz} x^2)}{4k\sigma a} \quad (2.2.33)$$

(ср. с формулой (2.2.26)).

ж) Прямоугольная призма бесконечного простираения в случае смешанных производных:

$$\zeta_2 = \left(\zeta_1 - \frac{\lim_{|x| \rightarrow \infty} (U''_{xz} x^3)}{4k\sigma a} \right)^{1/2}. \quad (2.2.34)$$

з) Вертикальная ступень (2.2.18) — (2.2.23):

$$\begin{aligned} \zeta_2 &= \left(\zeta_1^2 - \frac{\lim_{x \rightarrow \infty} [\Delta g(x) - \Delta g_{\max}] x}{k\sigma} \right)^{1/2} = \\ &= \left(\zeta_1^2 - \frac{\lim_{x \rightarrow -\infty} \Delta g(x) |x|}{2k\sigma} \right)^{1/2}, \end{aligned} \quad (2.2.35)$$

$$\zeta_2 = \zeta_1 + \frac{\lim_{x \rightarrow \pm\infty} (U''_{\Delta} x)}{2k\sigma} = \zeta_1 + \frac{\lim_{x \rightarrow \pm\infty} (U''_{zz} x)}{2k\sigma}, \quad (2.2.36)$$

$$\zeta_2 = \left(\zeta_1^2 + \frac{\lim_{x \rightarrow \pm\infty} (U''_{xz} x^2)}{k\sigma} \right)^{1/2}. \quad (2.2.37)$$

Определение глубин нижних ограничений ζ_2 аномальных гравитирующих тел по расчетным формулам (2.2.28) — (2.2.37) выполняется при условии, что глубины верхнего ограничения ζ_1 и избыточная (дефектная) плотность σ известны. Следует сразу оговориться, что возможности практического применения этих формул невелики. Изолированные аномалии производных гравитационного потенциала с ярко выраженной и необходимой точностью измеренной асимптотической ветвью встречаются довольно редко. Кроме того, расчеты ζ_2 по формулам (2.2.28) — (2.2.37) близки к истинным лишь в случае, если достаточно уверенно установлен нулевой уровень аномалии. Поэтому сфера использования предлагаемых способов определения ζ_2 — оперативные ориентировочные расчеты ζ_2 и начальные приближения в итерационных способах, реализуемых на ЭВМ.

С помощью равенства Пуассона, устанавливающего связь между магнитным потенциалом однородного намагниченного тела U и ньютоновским потенциалом U того же тела с постоянной плотностью σ

$$\begin{aligned} U &= - \frac{1}{k\sigma} \left(I_{\xi} \frac{\partial U}{\partial x} + I_{\eta} \frac{\partial U}{\partial y} + I_{\zeta} \frac{\partial U}{\partial z} \right) = \\ &= - \frac{I}{k\sigma} \left(\frac{\partial U}{\partial x} \cos \alpha + \frac{\partial U}{\partial y} \cos \beta + \frac{\partial U}{\partial z} \cos \gamma \right), \end{aligned} \quad (2.2.38)$$

осуществляется переход от формул для гравитационного к выражениям для магнитного поля (в равенстве Пуассона (2.2.38) $I, I_\xi, I_\eta, I_\zeta$ — вектор намагниченности и его проекция по осям координат; α, β, γ — углы, образуемые вектором I с координатными осями).

1. Прямоугольный параллелепипед в случае аномалии ΔZ_A . Формулу Пуассона для $\Delta Z_A, \Delta X_A, \Delta Y_A$ можно представить в виде

$$\begin{aligned}\Delta Z_A &= \frac{I}{k\sigma} (U''_{xz} \cos\alpha + U''_{yz} \cos\beta + U''_{zz} \cos\gamma), \\ \Delta X_A &= \frac{I}{k\sigma} (U''_{xx} \cos\alpha + U''_{xy} \cos\beta + U''_{xz} \cos\gamma), \\ \Delta Y_A &= \frac{I}{k\sigma} (U''_{xy} \cos\alpha + U''_{yy} \cos\beta + U''_{yz} \cos\gamma).\end{aligned}\quad (2.2.39)$$

Производные потенциала U''_{xx} и U''_{zz} затухают по оси Ox как x^{-3} при больших x (см. формулы (2.2.2) и (2.2.11)), а U''_{xy}, U''_{xz} — как x^{-4} и сильнее (см. (2.2.13)). Поэтому

$$\begin{aligned}\lim_{x \rightarrow \infty} (\Delta Z_A x^3) &= \frac{I}{k\sigma} \lim_{x \rightarrow \infty} (U''_{zz} \cos\gamma x^3) = 4I_\zeta ab (\zeta_2 - \zeta_1) \cos\gamma = \\ &= -4I_\zeta ab (\zeta_2 - \zeta_1).\end{aligned}$$

Отсюда можно определить, например, ζ_2 при известных $a, b, I_\zeta = I \cos\gamma$ и ζ_1 :

$$\zeta_2 = \zeta_1 - \frac{\lim_{x \rightarrow \infty} (\Delta Z_A |x|^3)}{4I_\zeta ab}.\quad (2.2.40)$$

2. Вертикальный цилиндр

$$\zeta_2 = \zeta_1 - \frac{\lim_{|x| \rightarrow \infty} (\Delta Z_A |x|^3)}{I_\zeta R^2 \pi}.\quad (2.2.41)$$

3. Прямоугольная призма бесконечного простираения: равенство Пуассона, подобное выражению (2.2.30), приобретает для ΔZ_A вид

$$\Delta Z_A = \frac{I}{k\sigma} (U''_{xz} \cos\alpha + U''_{zz} \cos\gamma).\quad (2.2.42)$$

На бесконечности U''_{xz} затухает пропорционально x^{-3} , U''_{zz} — пропорционально x^{-2} . Используя указанное свойство, получаем, например, расчетную формулу для вычисления ζ_2 прямоугольной призмы бесконечного простираения, полностью совпадающую с формулой из работы Ю.Я. Ващилова, А.А. Сим [1969] (см. формулу (2.2.26)).

4. Ступенчатое тело (2.2.20) создает аномалию ΔZ_A , для перехода к которой от производных гравитационного потенциала справедливо выражение (2.2.42).

Расчет глубины нижнего ограничения ступени ζ_2 выполняется по формуле

$$\zeta_2 = \zeta_1 + \frac{\lim_{|x| \rightarrow \infty} (\Delta Z_A x)}{2I_z}.\quad (2.2.43)$$

В практике количественной интерпретации в настоящее время широко встречаются аномалии ΔT_A , а не ΔZ_A . Существуют способы перехода от аномалий ΔT_A к аномалиям ΔZ_A для их последующей интерпретации [Логачев, Захаров, 1979]. Однако это увеличивает трудоемкость интерпретационного процесса, значительно проще (особенно для ориентировочных подсчетов) использовать аналитические формулы для интерпретации непосредственно кривых ΔT_A . Решение этого вопроса наталкивается на определенные трудности, которые отчасти разрешаются при использовании свойства регулярности потенциальных функций на бесконечности. Выразим приращение модуля вектора ΔT_A через горизонтальную и вертикальную составляющие напряженности магнитного поля, разлагая в ряд по степеням $1/T_0$ [Тафеев, 1953; Логачев, Захаров, 1979]. Окончательный результат будет отличаться по форме записи от результата в работах Ю.П. Тафеева [1953] и А.А. Логачева, В.П. Захарова [1973]:

$$\begin{aligned} \Delta T_A &= |T_0 + T_A| - |T_0| = |[(X_0 + \Delta X_A)^2 + (Z_0 + \Delta Z_A)^2 + \\ &+ (Y_0 + \Delta Y_A)^2]^{1/2} - |T_0| = |[T_0^2 + T_A^2 + 2 \cos i \cos A_0 T_0 \Delta X_A + \\ &+ 2 \cos i \sin A_0 T_0 \Delta Y_A + 2 \sin i T_0 \Delta Z_A]^{1/2} - |T_0| \approx \\ &\approx \left(\frac{T_A^2}{T_0^2} + 2 \cos i \cos A_0 \frac{\Delta X_A}{T_0} + 2 \cos i \sin A_0 \frac{\Delta Y_A}{T_0} + 2 \sin i \frac{\Delta Z_A}{T_0} \right) \approx \\ &\approx \Delta X_A \cos i \cos A_0 + \Delta Y_A \cos i \sin A_0 + \Delta Z_A \sin i. \end{aligned} \quad (2.2.44)$$

Здесь T_0 — полный вектор невозмущенного магнитного поля, с направлением которого совпадает направление вектора намагниченности I ; T_A , ΔX_A , ΔY_A , ΔZ_A — полный вектор аномального магнитного поля и его составляющие по соответствующим осям координат; i — угол магнитного наклона; A_0 — магнитный азимут оси OX . Разложение в ряд (2.2.44) по степеням $1/T_0$ осуществлено в предположении, что $T_0 \gg T_A$. Подставим в (2.2.44) значения ΔX_A , ΔY_A , ΔZ_A из (2.2.39), приняв во внимание, что $\cos \gamma = \sin i \cos \alpha = \cos i \cos A_0$, $\cos \beta = \cos i \sin A_0$ в случае совпадения направлений векторов T_0 и I . Переходя к предельному выражению при $x \rightarrow \infty$ с учетом (2.2.2), (2.2.10), (2.2.12), получаем

$$\begin{aligned} \lim_{x \rightarrow \infty} (\Delta T_A x^3) &= \lim_{x \rightarrow \infty} \frac{I}{k\sigma} (U''_{xx} \cos^2 i \cos^2 A_0 + U''_{yy} \cos^2 i \sin^2 A_0 + \\ &+ U''_{zz} \sin^2 i) x^3 = IT (2 \cos^2 i \cos^2 A_0 - \cos^2 i \sin^2 i) = IT\lambda, \end{aligned} \quad (2.2.45)$$

Если аномальное тело объема T ограничено только векртикальными поверхностями и горизонтальными плоскостями, например вертикальные цилиндрические тела, круговой, эллиптический цилиндры, параллелепипед и др., то аналогично предыдущим случаям можно определить глубины нижнего ограничения ξ_2 :

а) параллелепипед

$$T = 4ab(\xi_2 - \xi_1), \quad \xi_2 = \xi_1 + \frac{\lim_{|x| \rightarrow \infty} \Delta T_A |x|^3}{4I\lambda_1 ab}; \quad (2.2.46)$$

Таблица 5

Примеры интерпретации аномалий

Интерпретируемая аномалия	Исходные параметры расчета										
	ξ_1 , км	a , км	B , км	$I \cdot 10^5$ CGSM или $\Delta \sigma$, г/см ³	i	A_0	λ_1	x , км	$\Delta g, \Delta T_A, U''_{xz}$	ξ_2 (расч.), км	ξ_2 (теорет.), км
Экспериментальные данные											
ΔT_A (р. Пахача Камчатской обл.; рис. 9, а) *	0,96	1,48	3,0	240	67° 50'	45°	-0,855	10,8	-30	11	
								11,9	-22	11	
								12,6	-14	8	
ΔT_A (р. Коркодон Магаданской обл.; рис. 9, б) *	2,6	0,7	0,7	710	72 50	83	-0,99	9	-40	23,4	
								10	-30	24	
Модельные примеры											
ΔT_A (прямоугольный параллелепипед) *	0,4	1	1	0,1	10	0	1,91	-5,0	0,005	1,22	1,2
								-5,6	0,0036	1,23	
								-7,0	0,0018	1,20	
								+5,0	0,0042	1,08	
								+5,6	0,0031	1,10	
								+7,0	0,0016	1,11	
U''_{xz} (ступень) ^{2*}	1	-	-	1	-	-	-	10	17	5	5
U''_{xz} (прямоугольная двумерная призма) ^{2*}	2	2	-	1	-	-	-	8	21	4,9	5
Δg , м/с ² (прямоугольная двумерная призма) ^{3*}	2	2	-	1	-	-	-	8	7,48	4,14	5
Δg , м/с ² (прямоугольный параллелепипед) ^{4*}	1	5	5	1	-	-	-	20	4,4	10	10,3

* Расчет по формуле (2.2.46). ^{2*} (2.2.37). ^{3*} (2.2.32). ^{4*} (2.2.28).

б) круговой цилиндр радиуса R

$$T = \pi R^2 (\xi_2 - \xi_1), \quad \xi_2 = \xi_1 + \frac{\lim_{|x| \rightarrow \infty} \Delta T_A |x|^3}{\pi R^2 \lambda_1}. \quad (2.2.47)$$

В двумерной задаче величина ΔT_A с точностью до первых степеней ($1/T_0$) описывается выражением

$$\Delta T_A \approx \Delta Z_A \sin i + \Delta X_A \cos i \cos A_0. \quad (2.2.48)$$

Предельное произведение на основе формул (2.2.14), (2.2.15), (2.2.39), (2.2.48) имеет вид

$$\begin{aligned} \lim_{x \rightarrow \infty} (\Delta T_A x^2) &= \frac{I}{k\sigma} \left[\lim_{x \rightarrow \infty} (U''_{zz} x^2) \cos \gamma \sin i + \right. \\ &+ \left. \lim_{x \rightarrow \infty} (U''_{xx} x^2) \cos \alpha \cos i \cos A_0 \right] = \frac{I}{k\sigma} (-2k\sigma S \sin^2 i + \\ &+ 2k\sigma S \cos \alpha \cos i \cos A_0) = 2IS (\cos \alpha \cos i \cos A_0 - \sin^2 i) = 2IS \lambda_2. \quad (2.2.49) \end{aligned}$$

Определение ξ_2 призматических тел с сечением площадью $S = 2a (\xi_2 - \xi_1)$ выполняется по формуле

$$\xi_2 = \xi_1 + \frac{\lim_{x \rightarrow \infty} \Delta T_A x^2}{4I \lambda_2}. \quad (2.2.50)$$

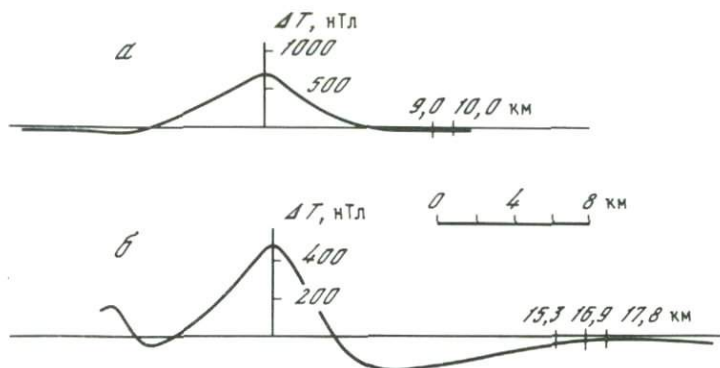
Для величины ΔT_A ступенчатого тела остается справедливым выражение (2.2.48), предельное произведение будет таким (см. формулы (2.2.20), (2.2.22)):

$$\begin{aligned} \lim_{x \rightarrow \infty} (\Delta T_A x) &= \frac{I}{k\sigma} \left[\lim_{x \rightarrow \infty} (U''_{zz} x) \cos \gamma \sin i + \right. \\ &+ \left. \lim_{x \rightarrow \infty} (U''_{xx} x) \cos i \cos A_0 \cos \alpha \right] = 2I (\xi_2 - \xi_1) (\cos \gamma \sin i - \\ &- \cos \alpha \cos i \cos A_0) = 2I (\xi_2 - \xi_1) \lambda_3. \quad (2.2.51) \end{aligned}$$

Отсюда

$$\xi_2 = \xi_1 + \frac{\lim_{x \rightarrow \infty} \Delta T_A x}{2I \lambda_3}. \quad (2.2.52)$$

Выше было отмечено, что область применения приведенных выражений для определения величин ξ_2 по аномалиям магнитного поля зависит от возможности предварительного расчета величин ξ_1 , I , $\Delta \delta$ и от достаточной изолированности аномалий, имеющих асимптотическую ветвь. Первое условие является необходимым и для других методов расчета ξ_2 по магнитным аномалиям, получившим широкое распространение на практике (Л.В. Булина, [1966]; А.А. Духовский [1966]; А.А. Любимов [1965]; Ю.Я. Ващилов, А.А. Сим [1969] и др.), второе определяется характером затухания аномалий в плоскости наблюдений. В природе изолированные аномалии с хорошо выраженными асимптотическими ветвями встречаются



Р и с. 9. Интерпретируемые аномалии ΔT_A (Северо-Восток СССР)

нечасто. Более вероятно нахождение таких аномалий для быстро затухающих типов потенциальных полей. В этом смысле предпочтительнее возможности применения указанных способов для интерпретации аномалий более высоких производных, магнитных, а не гравитационных, изометричных в плане, а не линейных и не аномалий над ступенчатыми телами.

В табл. 5 приведены результаты интерпретации трехмерных аномалий ΔT_A на Чукотке и в Корякском районе Камчатской области, а также модельных примеров. Некоторые из этих случаев иллюстрируются на рис. 9.

2.2.3. Определение положения нулевого уровня аномалии по ее асимптотическим ветвям

В ряде методов интерпретации гравиметрических и магнитных аномалий, где применяются значения амплитуд, а не форма аномальных кривых, необходимо знать положение нулевой ординаты аномалии. Положение нулевого уровня можно определить, используя свойства регулярности гармонических функций на бесконечности.

Для асимптотических значений теоретических магнитных и гравитационных аномалий W существует линейное нормированное пространство s сходящихся числовых последовательностей $q = (q_1, q_2, \dots, q_n, \dots)$ с нормой $\|q\| = \sup |q_n|, \forall q_n \exists (W_n, x_n, k) (q_n = W_n x_n^k), k > 1, |x_1| > |x_2| > \dots > |x_n| > \dots$. Величина x_n принимает большие значения [Колмогоров, Фомин, 1976; Люстерник, Соболев, 1965]. Последовательность q можно рассматривать как отображение последовательности $x_1 > x_2 > \dots > x_n > \dots$ или $x_1 < x_2 < \dots < x_n < \dots$ с помощью оператора $B : q = Bx$. Степень k переменной x определяется степенью асимптотической последовательности $O(1/\rho^k)$ [Диткин, Прудников, 1975] конкретной производной потенциала (см. п. 2.2.1).

Введем оператор A с областью определения D_A , действующий из пространства s в линейное пространство R^∞ всевозможных числовых последовательностей $q_\delta = (q_{\delta,1}, q_{\delta,2}, \dots, q_{\delta,n}, \dots)$:

$$q_\delta = Aq \quad \forall q_{\delta,n} \exists (W_n, \delta = \text{const}, x_n^k) [q_{\delta,n} = (W_n + \delta)x_n^k], \quad (2.2.53)$$

или

$$q_\delta = ABx. \quad (2.2.54)$$

Оператор A действует как оператор сдвига, отображающий пространство c в пространство сдвига $c + \delta x^k$. Положим $q = q(W)$, $q_\delta = q(W + \delta)$, тогда [Люстерник, Соболев, 1965]

$$q_\delta = q(W + \delta) = e^{\delta D} q(W) = (I + \Delta_\delta) q(W) = A q(W). \quad (2.2.55)$$

Здесь D — оператор дифференцирования; I — единичный оператор; Δ_δ — оператор взятия разности:

$$\Delta_\delta q(W) = q(W + \delta) - q(W), \quad (2.2.56)$$

$$A = e^{\delta D} \approx I + \Delta_\delta. \quad (2.2.57)$$

Отсюда пространство сдвига можно записать как $c + \Delta_\delta q(W)$. Теоретическая проблема определения положения нулевого уровня аномалии сводится к выделению с помощью обратного оператора A^{-1} последовательности $q \in c$, т.е.

$$q = A^{-1} q_\delta. \quad (2.2.58)$$

Существование обратного оператора A^{-1} доказывается тем, что оператор A является обратным, т.е. таким, что $\forall q_\delta (q_\delta \in R_A)$, R_A — образ оператора. Решение уравнения

$$A q = q_\delta \quad (2.2.59)$$

единственно. Это означает, что последовательность $q \in c$ в каждой конкретной реализации пространства R^∞ (для каждой конкретной аномалии) является его единственной ограниченной последовательностью при $x \rightarrow \infty$. Во всех остальных случаях члены последовательности неограниченно возрастают или убывают. В самом деле, каждую конкретную реализацию пространства сдвига $c + \delta x^k \in R^\infty$ порождает последовательность $q \in c$. С другой стороны, сходящаяся последовательность $q \in c$ является единственной, которая получается при решении уравнения (2.2.58) с помощью оператора A^{-1} , т.е. $\forall q_{\delta, n} \exists! A^{-1} \{ A^{-1} q_{\delta, n} = A^{-1} [(W_n \pm \delta) x_n^k] = q_n = W_n x_n^k \}$, $x \rightarrow \infty$, где $\exists! x [P(x)]$ — квантор существования единственного x , такого, что имеет место формула $P(x)$ в фигурных скобках [Клини, 1973]. Пусть существует еще одна последовательность $q^{(1)} \in c$, такая, что $A^{-1} q_{\delta, n} = q_n^{(1)}$ и $(W_n - \delta^{(1)}) x_n = q_n^{(1)}$, причем $\| q^{(1)} \| = \sup | q_n^{(1)} |$.

Для линейных пространств имеет место соотношение

$$\beta q + \alpha q^{(1)} \in c,$$

где β и α — любые числа. Положим $\beta = 1$, $\alpha = -1$. Тогда

$$\begin{aligned} \beta q + \alpha q^{(1)} &= q - q^{(1)} = (W - \delta) x^k - (W - \delta^{(1)}) x^k = \\ &= (\delta^{(1)} - \delta) x^k, \quad x = (x_1, x_2, \dots, x_n). \end{aligned} \quad (2.2.60)$$

Так как $|\delta^{(1)} - \delta| > 0$, последовательность (2.2.60) при $x \rightarrow \infty$ становится неограниченной. Отсюда $(q - q^{(1)}) \notin c$, но $q \in c$. Поэтому предположение о существовании какой-либо другой последовательности $q^{(1)} \in c$ не подтверждается и, следовательно, обратный оператор A^{-1} дает единственное решение уравнения (2.2.58). Для дальнейшего полезно отметить, что, поскольку W и δ в реализациях являются вещественными числами ($W, \delta \in R$), оператор сдвига A порождает четыре вида множеств в зависимости от знака δ , характера последовательности $q \in c$ — убывающая или возрастающая — и величины δ относительно W . При совпадении знаков δ и $(q_n - q_{n-1})$ оператор A порождает множество убывающих или возрастающих неограниченных последовательностей M_1^∞ ; при разных знаках образуется

множество M_3^∞ неограниченных последовательностей с экстремумом, которое при увеличении значений $|\delta|$, порождающих M_3^∞ , превращается в множество неограниченных последовательностей, имеющих противоположную M_1^∞ тенденцию изменения в зависимости от x . Наконец, при $\delta = 0$ оператор A превращается в единичный I и переводит элементы пространства c , которое обозначим как множество M_2 , сами в себя:

$$q = Aq = Iq = q, \quad q \in c. \quad (2.2.61)$$

Линейное пространство R_1^∞ является суммой указанных множеств:

$$R_1^\infty = \bigcup_{n=1}^4 M_n. \quad (2.2.62)$$

Пространство c является пространством точек прикосновения открытых множеств M_1 и M_3 , более того, предельным пространством последовательностей q_n :

$$\lim_{\delta \rightarrow 0} q_\delta \rightarrow q, \quad q_\delta \in M_1, M_3, \quad q \in c. \quad (2.2.63)$$

Кроме того, для некоторых

$$\lim_{\delta \rightarrow \delta_0} q_\delta = q_{\delta_0}, \quad q_\delta \in M_3, \quad q_{\delta_0} \in M_4, \quad (2.2.64)$$

т.е. множество неограниченных последовательностей с экстремумом является открытым и ограниченным в смысле

$$|q_\delta(W + \delta)| < c; \quad c > 0 \text{ и } c = \text{const}; \quad q_\delta(W + \delta) \in M_3. \quad (2.2.65)$$

Практическая реализация свойства регулярности потенциальных функций на бесконечности для определения положения нулевого уровня рассматривается, естественно, в рамках конечномерных "дискретных" пространств и ограниченных по x последовательностей ($\|x\| < \infty$). Кроме того, сами значения W потенциальных функций возмущены погрешностями наблюдений ΔW . Поставленная с указанными ограничениями задача определения положения нулевого уровня не имеет точного теоретического решения. Однако возможно приближенное или предельное определение положения нулевого уровня с точностью, которая зависит от "затянутости" асимптотической ветви аномалии ($x_n \leq l$) и погрешности наблюдения ΔW . Переход к дискретному множеству последовательностей $q(W') \in R_1^\infty$, $W' = W + \delta_c$, $\delta_c = \text{const}$ осуществляется построением δ_c -классов эквивалентности последовательностей q , причем δ_c является функцией погрешности ΔW определения W . Оператор $e^{n\delta_c D}$, $n = 0, 1, 2, \dots, n$, выделяет в пространстве R^∞ последовательностей q представителей δ_c -классов, а $\exp\left(\frac{2n+1}{2} \delta_c D\right)$; $n = 0, 1, 2, \dots, n, \dots$, определяет границы классов.

При этом 0-класс ($n = 0$) представляет собой замкнутое множество, а последующие классы множеств открыты со "стороны" классов с меньшим номером n и замкнуты со "стороны" классов с большим номером. Последовательности q на полуоткрытом отрезке $\left[q\left(W + \frac{2n+1}{2} \delta_c\right), \quad q\left(W + \frac{2(n+1)+1}{2} \delta_c\right) \right]$ принадлежат $(n+1)$ -классу и являются эквивалентными. В качестве дискретного пространства последовательностей можно брать

выделенные описанным выше способом классы. Число последовательностей — представителей классов, а следовательно и число классов n , в практических задачах ограничено. Также ограничены, как указывалось, последовательности и по $\|x\| \leq 1$.

Таким образом, пространство R_1^∞ преобразуется с помощью отображения φ в дискретное ограниченное пространство R_1^α ограниченных по x последовательностей $\{q_n\}$, $n = 1, 2, \dots$:

$$\varphi : R_1^\infty \rightarrow R_1^\alpha, \quad (2.2.66)$$

или

$$\varphi : \bigcup_{n=1}^4 M_n \rightarrow \bigcup_n \mu_n, \quad (2.2.67)$$

где индекс n , связанный с μ , принимает значения $n = 1, 2, 3$ или $1, 3$; μ_1 — ограниченные по x последовательности типа M_1^∞ ; μ_2 — ограниченные по x последовательности с экстремумом типа M_3 , которые при достаточном больших значениях δ_c после преобразования $\varphi : R_1^\infty \rightarrow R_1^\alpha$ могут в отображениях и отсутствовать; μ_3 — ограниченные по x последовательности типа M_4 . Множество последовательностей типа μ_1 образуется из множеств $M_1^\infty, M_2^\infty, M_3^\infty, \mu_2$ — из M_3^∞, μ_3 — из M_4^∞ . Все перечисленные случаи преобразования φ множеств M_2 в μ_3 очевидны и не требуют пояснений, за исключением случая $\varphi : M_3^\infty \rightarrow \mu_1$, т.е. преобразования множества последовательностей с экстремумом в множество последовательностей монотонных. В конкретной реализации множества последовательностей с экстремумом M_3^∞ абсцисса экстремума неограниченно возрастает с уменьшением $|\delta|$ ($|x_{n, \text{ext}}| \rightarrow \infty$) при $|\delta| \rightarrow 0$.

В самом деле, возьмем для определенности возрастающую, не имеющую предела последовательность произведения $W(x)x^k$ и убывающую последовательность $\delta|x|^k$, $\delta = \text{const} < 0$, причем выберем δ , такое, чтобы для некоторых начальных x_n

$$D_x (W(x)|x|^k) > D_x (-\delta|x|^k) = -k\delta|x|^{k-1}. \quad (2.2.68)$$

Это неравенство возможно, так как правая его часть при $\delta \rightarrow 0$ имеет пределом нуль, а левая часть как возрастающая с ростом x функция положительна. Следовательно, для некоторых начальных x гладкая функция

$$q_\delta = (W + \delta)x^k \quad (2.2.69)$$

будет расти. С другой стороны, при тех же значениях δ , но при достаточно больших x будет иметь место обратное неравенство

$$D_x W(x)x^k < -k\delta x^{k-1}, \quad (2.2.70)$$

так как $[\lim_{x \rightarrow \infty} W(x)|x|^k = c] \supset [D_x \lim_{x \rightarrow \infty} W(x)|x|^k = 0]$. Следовательно,

ввиду гладкости функции (2.2.69) и ее составляющих будет существовать x_{ext} — экстремальное, такое, в котором

$$D_x W(x)x_{\text{ext}}^k = D_x (-\delta x_{\text{ext}}^k), \quad (2.2.71)$$

$$D_x (W + \sigma)x_{\text{ext}}^k = 0, \quad (2.2.72)$$

что говорит о наличии экстремума функции (2.2.69), в рассматриваемом конкретном случае — максимуме в точке x_{ext} . Зададимся $|\delta^{(1)}| < |\delta|$; если в точке x_{ext} будет иметь место неравенство (2.2.68), то

$x_{\text{ext}}^{(1)}$ для выражения $q(x) = (W + \delta^{(1)})x^k$ будет смещен в сторону больших значений x , т.е. $x_{\text{ext}}^{(1)} < x_{\text{ext}}^{(2)}$. Для любого наперед заданного достаточно большого x^n можно найти такое $\delta^{(n)}$, чтобы $x^{(n)}$ было абсциссой максимума выражения (2.2.69).

Таким образом, доказано, что при сколь угодно малой δ экстремум последовательности q_δ может иметь сколь угодно большую абсциссу.

Возвращаясь к отображению $\varphi : M_3^\infty \rightarrow \mu_1$ на основании доказанного выше предложения, можно сказать, что такое отображение имеет место, когда $|I| \leq x_{\text{ext}}$ для данной величины δ .

Из семейства последовательностей $\{q_n\}$, $n = 1, 2, \dots$, выбирается такая нулевая линия, которая наиболее приближена к действительному или является \sup или \inf конечного множества уровней; обозначим их $\sup 0$ и $\inf 0$. Из понятных соображений, в качестве $\sup 0$ при $W|x|^k$, убывающей с ростом x (и $\inf 0$ при $W|x|^k$ возрастающей), выбирают представителя δ_c -классов последовательностей $q \in \mu_1$ на границе с множествами $q \in \mu_2 \vee \mu_3$.

При благоприятных условиях — достаточной затянутасти асимптотической ветви аномалии и достаточно высокой точности определения аномальных значений на асимптоте поведения потенциального поля, его производных — ΔT_A с большой точностью описывается асимптотическими последовательностями типа $O(1/x^k)$ (x — расстояние от начала координат, расположенного в пределах проекции аномального объекта на плоскость наблюдения, до точки наблюдения):

$$W \approx c/x^k, \quad (2.2.73)$$

где c — в каждом случае неизвестная постоянная. Предположим, что асимптотическая ветвь осложнена погрешностью выбора нулевого уровня δ :

$$W^{(1)} = W + \delta \approx \frac{c}{x^k} + \delta. \quad (2.2.74)$$

Составим и решим систему из двух и более уравнений с двумя неизвестными c и δ . Отсюда

$$\delta = (W_n^{(1)} x_n^k - W_{n+1}^{(1)} x_{n+1}^k) / (x_n^k - x_{n+1}^k). \quad (2.2.75)$$

Проверка правильности определения положения нулевого уровня осуществляется распознаванием типа последовательности μ и характера изменения μ в зависимости от смещения уровня на величину $\pm \delta$.

Одна из модификаций этого метода выбора нулевого уровня использовалась при интерпретации аномалий магнитного поля в работе Ю.Я. Вашилова, А.А. Сим [1969]. Рассматривался случай аномалии ΔZ_A в задаче логарифмического потенциала для модели аномального тела в форме прямоугольной призмы (см. формулу (2.2.26)). Произведение $\Delta Z_A x^2$ является функцией с рядом свойств, значение которых позволяет ограничить область возможного положения нуля снизу и сверху. Вертикальная составляющая магнитного поля прямоугольной двухметровой призмы описывается выражением

$$\Delta Z_A = 2I \zeta \left(\operatorname{arctg} \frac{x+a}{\zeta_1} - \operatorname{arctg} \frac{x+a}{\zeta_1} - \operatorname{arctg} \frac{x+a}{\zeta_2} + \operatorname{arctg} \frac{x+a}{\zeta_2} \right). \quad (2.2.76)$$

Таблица 6

Определение нулевого уровня аномалии ΔT_A

№ п/п	$\Delta T_A x^2$	x, км			
		42,5	43	43,5	44
1	ΔT_A	0,84	0,83	0,82	0,8
2	$\Delta T_A x^2$	1518	1530	1548	1545
3	ΔT_A	0,94	0,93	0,92	0,9
4	$\Delta T_A x^2$	1695	1718	1738	1740
5	ΔT_A	1,14	1,13	1,12	1,1
6	$\Delta T_A x^2$	2050	2080	2110	2130

Исследование выражения (2.2.76) показывает, что последовательность

$$\Delta Z_{A,n} x_n^2, \Delta Z_{A,n+1} x_{n+1}^2, \Delta Z_{A,n+2} x_{n+2}^2, \dots \quad (2.2.77)$$

стремится к своему нижнему пределу, т.е. является все время больше него, если соблюдается неравенство

$$A^2 < \zeta_2^2 + \zeta_1 \zeta_2 + \zeta_1^2, \quad (2.2.78)$$

и к верхнему пределу при условии

$$A^2 > \zeta_2^2 + \zeta_1 \zeta_2 + \zeta_1^2, \quad (2.2.79)$$

Действительно, при достаточно больших значениях x выражение (2.2.76) разлагается в ряд по степени с удержанием двух первых членов ряда и рассматривается разность двух произведений:

$$\begin{aligned} \Delta Z_A(x_{k+1}) x_{k+1}^2 - \Delta Z_A(x_k) x_k^2 \approx 2I_\zeta (\zeta_2 - \zeta_1) \left\{ -\frac{2a}{1 - a^2/x_{k+1}^2} + \right. \\ \left. + \frac{2a}{1 - a^2/x_k^2} + \frac{1}{3} (\zeta_2^2 + \zeta_1 \zeta_2 + \zeta_1^2) \left[\frac{x_{k+1}^2 (6x_{k+1}^2 a + 2a^3)}{x_{k+1}^6 (1 - a^2/x_{k+1}^2)^3} - \right. \right. \\ \left. \left. - \frac{x_k^2 (6x_k^2 a + 2a^3)}{x_k^6 (1 - a^2/x_k^2)^3} \right] \right\} \approx 4aI_\zeta (\zeta_2 - \zeta_1) \left(\frac{1}{x_k^2} - \frac{1}{x_{k+1}^2} \right) \times \\ \times [a^2 - (\zeta_2^2 + \zeta_1 \zeta_2 + \zeta_1^2)]. \quad (2.2.80) \end{aligned}$$

Этот метод определения положения нулевого уровня реализован, например, при определении величины ζ_2 по аномалии ΔT_A Западно-Сибирской низменности, но по формуле для ΔZ_A . Предполагается, что $\Delta T_A \approx \Delta Z_A$. Пример выбора нулевого уровня интерпретируемой аномалии приведен в табл. 6.

Значения ΔT_A и x даны в относительных единицах. Из табл. 6 видно, что изменение произведения | $\Delta T_A x^2$ | с изменением x происходит закономерно. Последовательность, расположенная в строке 4, удовлетворяет условиям правильного положения нулевой ординаты. Произведение | $\Delta T_A x^2$ | = 1740 использовано в расчетах.

2.2.4. Оценка величины поправки за бесконечность интервала интегрирования в ряде интегральных методов интерпретации

В теории интерпретации гравиметрических и магнитных аномалий существует определенное число методов, где одним из моментов интерпретационного процесса является численное интегрирование производной потенциальной функции в бесконечных пределах на плоскости или на профиле. К их числу относятся некоторые интегральные задачи магниторазведки и гравиразведки по определению центра тяжести, плотности или интенсивности намагниченности, площади сечения двумерного тела, объема трехмерного тела, интегрирование в бесконечных пределах в задачах продолжения потенциальных полей в верхнее или нижнее полупространство и т.д. [Логачев, Захаров, 1973; Андреев, Клушин, 1962; Казанский, 1938].

Однако практическая реализация методов ограничивается интегрированием в конечных пределах, хотя поправка за бесконечность интервала интегрирования достигает значительных размеров.

Таким образом, речь идет об интегралах:

$$I = I_1(p) + I_2(p) = \int_{-a_1}^{a_2} \int_{-b_1}^{b_2} \Phi(x, y) \varphi(p, x, y) dx dy + \left[\int_{-\infty}^{\infty} \int_{y=b_2}^{\infty} \Phi(y, x) \varphi(p, x, y) dx dy + \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{-b_1} \Phi(x, y) \varphi(p, x, y) dx dy + \int_{a_2}^{\infty} \int_{-b_1}^{b_2} \Phi(x, y) \varphi(p, x, y) dx dy + \int_{-\infty}^{-a_1} \int_{-b_1}^{b_2} \Phi(x, y) \varphi(p, x, y) dx dy \right] \quad (2.2.81)$$

— для интегрирования на плоскости в прямоугольной системе координат и

$$I(p) = I_1(p) + I_2(p) = \int_{-a_1}^{+a_2} W(x) \varphi(p, x) dx + \left[\int_{a_2}^{\infty} W(x) \varphi(p, x) dx + \int_{-\infty}^{-a_1} W(x) \varphi(p, x) dx \right] \quad (2.2.82)$$

— на профиле вдоль оси OX , в том числе для двумерной задачи. В равенствах (2.2.81), (2.2.82) приняты следующие обозначения: $W(x) \vee W(x, y)$ — потенциальные функции на профиле OX или на плоскости OXY ; $\varphi(p, x)$ — ядро интегрального выражения; p — параметр ядра, a_1, a_2, b_1, b_2 — координаты углов прямоугольника на плоскости или прямой, в пределах которых выполнялось численное интегрирование.

В задачах гравиметрии и магнитометрии многие выражения типа (2.2.68) и (2.2.69) берут свое начало от формулы Грина. Иногда φ является функцией лишь от x и y и в определенной степени теряет смысл интегрального выражения. Формально предполагая, что p входит в $\varphi(p, x)$ в качестве слагаемого, можно говорить об интегральном выражении $I(0)$ с $p = 0$. Ряд важных случаев связан с выражениями типа (2.2.81) и (2.2.82), в которых $\varphi = 1$.

Рассмотрим примеры.

1. Интегральные способы определения массы и координаты центра тяжести ζ_c линейно вытянутого гравитационного тела

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \Delta g(x) dx = \int_{-a}^{+a} \Delta g(x) dx + \int_{-\infty}^{-a} \Delta g(x) dx + \int_{a}^{+\infty} \Delta g(x) dx = 2\pi k \sigma S. \quad (2.2.83)$$

Величина $1/x$ имеет сравнительно большое значение. Учитывая (2.2.15), (2.2.16), можно написать

$$\int_a^{\infty} \Delta g(x) dx \approx \int_a^{\infty} \frac{2Sk\sigma\zeta_c}{x^2} dx = \frac{2k\sigma S\zeta_c}{a}.$$

Аналогично

$$\int_{-\infty}^{-a} \Delta g(x) dx \approx \frac{2k\sigma S\zeta_c}{a}.$$

Подставив эту формулу в (2.2.83) и преобразовав, получим выражение для определения моментов и массы аномального тела путем интегрирования аномалии в конечных пределах $[a, -a]$:

$$I_a^{(1)} = \int_{-a}^{+a} \Delta g(x) dx = 2k\sigma S \frac{\pi a - 2\zeta_c}{a}, \quad a \gg \zeta_c. \quad (2.2.84)$$

Нам известны: σS – масса полученного сечения единичной длины линейно вытянутого гравитирующего тела и ζ_c – вертикальная координата центра тяжести. Для их определения рассмотрим другой интеграл:

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{+\infty} x \frac{\partial \Delta g(x)}{\partial x} dx &= \int_{-a}^{+a} x \frac{\partial \Delta g(x)}{\partial x} dx - \int_a^{\infty} x \frac{\partial \Delta g(x)}{\partial x} dx + \\ & \int_{-\infty}^{-a} x \frac{\partial \Delta g(x)}{\partial x} dx = -2\pi k\sigma S. \end{aligned} \quad (2.2.85)$$

Учитывая (2.2.17) для достаточно больших величин пределов интегрирования a , имеем

$$\int_a^{\infty} x \frac{\partial \Delta g(x)}{\partial x} dx = \int_{-\infty}^{-a} x \frac{\partial \Delta g(x)}{\partial x} dx \approx - \int_a^{\infty} \frac{4k\sigma S\zeta_c}{x^2} dx = - \frac{4k\sigma S\zeta_c}{a}.$$

Отсюда

$$I_a^{(2)} = \int_{-a}^{+a} x \frac{\partial \Delta g(x)}{\partial x} dx = 2k\sigma S \left(\frac{4\zeta_c - \pi a}{a} \right). \quad (2.2.86)$$

Решая систему уравнений (2.2.84) и (2.2.86) относительно неизвестных σS и ζ_c , получаем:

$$\zeta_c = \frac{\pi a (I_a^{(1)} + I_a^{(2)})}{2(I_a^{(1)} + I_a^{(2)})}, \quad \sigma S = \frac{2I_a^{(1)} + I_a^{(2)}}{2k\pi}. \quad (2.2.87)$$

2. Интегральные способы интерпретации аномалии силы тяжести над вертикальной ступенью. Этот случай будет подробно рассмотрен в подразд. 2.3.

2.3. ВНЕШНЯЯ ПРОБЛЕМА ДИРИХЛЕ И НЕЙМАНА НА ПЛОСКОСТИ И РЕШЕНИЕ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ

В теории потенциала [Идельсон, 1932; Тихонов, Самарский, 1977] существуют интегральные выражения, решающие внешние задачи Дирихле и Неймана на плоскости

$$U(x, y, z' - p) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} U(x', y', z') \frac{d}{dz'} \left(\frac{1}{r} \right) dx' dy', \quad (2.3.1)$$

$$U(x, y, z' - p) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dU(x', y', z')}{dz'} \frac{1}{r} dx' dy' \quad (2.3.2)$$

и для логарифмического потенциала

$$U(x, z' - p) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} U(x', z') \frac{d}{dz'} \left(\ln \frac{1}{r} \right) dx', \quad (2.3.3)$$

$$U(x, z' - p) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dU(x', z')}{dz'} \left(\ln \frac{1}{r} \right) dx'. \quad (2.3.4)$$

Здесь U — объемный в (2.3.1), (2.3.2) и логарифмический в (2.3.3), (2.3.4) потенциалы в точке с координатами $x, y; z = z' - p$; U — потенциал на плоскости XOY или на оси OX ; $r = [(x' - x)^2 + (y' - y)^2 + (z' - z)^2]^{1/2}$ в (2.3.1), (2.3.2) и $r = [(x' - x)^2 + (z' - z)^2]^{1/2}$ в (2.3.3), (2.3.4).

Выражения (2.3.1) — (2.3.4) в более общей форме записываются соответственно для задачи на плоскости и логарифмического потенциала в виде:

$$f(x, y, z' - p) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(x', y', z') K(x' - x, y' - y) dx' dy' = \varphi * K, \quad (2.3.5)$$

$$f(x, z' - p) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(x', z') K(x' - x) dx' = \varphi * K. \quad (2.3.6)$$

В случае задачи Дирихле подынтегральная функция φ совпадает с f . Интегралы (2.3.5), (2.3.6) являются интегралами типа свертки или операцией умножения в алгебре функций Я. Микусинского [Диткин, Прудников, 1975]. K представляет собой ядро свертки. В теории потенциала K в (2.3.5) называется просто функцией Грина, в (2.3.6) — второй функцией Грина или характеристической функцией Неймана [Идельсон, 1932]. В выражениях типа (2.3.5), (2.3.6) имеет место свертка функции Грина и потенциальной функции источника, зависящей от геометрической формы источника и характера распределения возмущающих масс внутри него.

В оперативной форме выражения типа (2.3.5), (2.3.6) записываются в виде

$$f = S\varphi, f \in B_2, \varphi \in B_1. \quad (2.3.7)$$

Здесь S — линейный оператор свертки; B — полное линейное нормированное пространство (банахово пространство); оператор действует из пространства B_1 также в банахово пространство B_2 . Так как ядра K интегралов типа (2.3.5), (2.3.6) и производные этого ядра дифференцируемы почти везде, т.е. почти во всех точках, кроме множества меры нуль, то справед-

ливо многократное дифференцирование выражений (2.3.5), (2.3.6) :

$$D_x^l D_y^m D_z^{n-l-m} f(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(x', y', z') D_x^l D_y^m D_z^{n-l-m}, \quad (2.3.8)$$

$$K(x' - x, y' - y) dx' dy' = \varphi * (D_x^l D_y^m D_z^{n-l-m} K),$$

$$D_x^l D_z^{n-l} f(x, z) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \varphi(x', z') D_x^l D_z^{n-l} K(x' - x) dx' = \varphi * (D_x^l D_z^{n-l} K), \quad (2.3.9)$$

где $D_x^l, D_y^m, D_z^{n-l-m}$ или D_z^{n-l} — операторы дифференцирования по переменным x, y, z ; l, m, n — целые неотрицательные числа — степени операторов дифференцирования, причем $l + m \leq n$ в выражении (2.3.8) и $l \leq n - b$ в (2.3.9). Область значений и область определений операторов являются пространствами почти всюду бесконечно дифференцируемых функций $f(x, y, z)$ и $K(x' - x, y' - y)$.

Левые части выражений (2.3.1) — (2.3.9) могут быть представлены в виде аналитических выражений производных потенциала для разнообразных тел правильной формы или их систем. Если брать такие значения координат x и y , при которых теоретические выражения для правильных геометрических тел в левой части указанных равенств упрощаются, т.е. приобретают форму, более удобную для численной реализации обратной задачи гравиметрии или магнитометрии, чем аналитическое выражение исходного преобразуемого потенциального поля аналогичных тел, то можно составить и решить переопределенную систему линейных уравнений при различных значениях параметра ρ . Естественное требование к этой системе — число уравнений не должно превышать числа точек наблюдений, которыми описывается данная аномалия. Прикладное значение в интерпретации магнитных и гравитационных аномалий имеют интегральные выражения, под знаком интеграла которых располагаются те производные потенциала, которые непосредственно измеряются в результате геофизических исследований. Такими производными потенциала являются $\Delta g, U''_{xz}, U''_{zz}, U''_{\Delta} = U''_{xx} - U''_{yy}, U''_{xy}$.

Ядра K таких интегралов — функции с одним или несколькими экстремумами. Во многих случаях координаты экстремумов зависят от величины $(z' - z) = \rho$. Абсолютные величины ядра K в точке экстремума тем больше, чем меньше значение $(x' - x)_{\text{ext}}$. Практическое применение оператора S (см. (2.3.7)) предполагает выбор таких значений $\rho = z' - z$, чтобы экстремумы ядра K совпадали с наиболее надежно определенными и наименее осложненными погрешностями, участками интерпретируемых аномалий, а нулевые значения с участками, которые наиболее осложнены погрешностями. Нулевые значения имеют те ядра, у которых более двух экстремумов. Координаты нулевых значений в большинстве случаев также являются функцией от $\rho = z' - z$.

Оптимальным представляется такое ядро K , которое имеет два экстремума с координатами, зависящими от параметра ρ .

Кроме того, оператор S должен быть таким, чтобы получаемое с его помощью отображение имело простую аналитическую форму. Наиболее благоприятными являются случаи реализации отображения в алгебраические уравнения или в трансцендентные уравнения, допускающие преобразование к простому алгебраическому виду. Получить операторное отображение простого аналитического вида можно двумя способами. Первый способ — получение отображений в характерных точках. Часто такими характерными точками бывают точки над центром блока в форме па-

раллелепипеда или прямоугольной бесконечной призмы над их вертикальными гранями, над началом уступа, точки, где амплитуды аномалий составляют 1/2, 1/4 и т.д. максимума, и в некоторых других. Второй способ — получение наиболее простых по своему аналитическому выражению производных в результате реализации того или иного оператора S . Операторы отображения в виде производных выше четвертой степени использовать нецелесообразно, так как ядра таких операторов имеют большое число экстремумов, а левые части интегралов представляют собой алгебраические уравнения достаточно высокой степени. Ниже выводятся расчетные формулы для решения некоторых обратных задач гравиметрии и магнитометрии в классе блоковых моделей источников возмущения, позволяющие определить все или почти все параметры возмущающего тела.

Вертикальная ступень. Наиболее простую аналитическую форму имеют выражения для третьих производных потенциала U'''_{xzz} и U'''_{zzz} :

$$U'''_{zzz} = 2k \Delta \sigma \frac{x(\xi_2^2 - \xi_1^2)}{(x^2 + \xi_1^2)(x^2 + \xi_2^2)}, \quad (2.3.10)$$

$$U'''_{xzz} = 2k \Delta \sigma \frac{(\xi_2 - \xi_1)(\xi_1 \xi_2 - x^2)}{(x^2 + \xi_1^2)(x^2 + \xi_2^2)}. \quad (2.3.11)$$

Здесь k — гравитационная постоянная.

Эти производные гравитационного потенциала получаются при интегрировании значений Δg над ступенью с соответствующим ядром. Выполнив численное интегрирование по указанным формулам для параметров ядра интегралов, получаем значения производных потенциала для данных значений $p = z' - z$. Разделив выражение (2.3.10) на (2.3.11), после соответствующих преобразований получаем выражение для ξ_2 через ξ_1 :

$$\xi_2 = \frac{U'''_{zzz}(p)(x^2 - p^2 - p\xi_1) + U'''_{xzz}(p)x(\xi_1 + 2p)}{U'''_{zzz}(p)(\xi_1 + p) - U'''_{xzz}(p)x}. \quad (2.3.12)$$

Приравняем выражение (2.3.12) для ξ_2 при p_1 и аналогичное выражение для ξ_2 при p_2 . После соответствующих преобразований будем иметь формулы для расчета ξ_1 и ξ_2 :

$$\xi_1 = \frac{-B_1}{2A_1} - \frac{(B_1^2 - 4A_1C_1)^{1/2}}{2A_1}, \quad (2.3.13)$$

$$\xi_2 = -\frac{B_2}{2A_1} + \frac{(B_1^2 - 4A_1C_1)^{1/2}}{2A_1}, \quad (2.3.14)$$

где

$$A_1 = U'''_{zzz}(p_1)U'''_{zzz}(p_2)(p_2 - p_1) + x[U'''_{xzz}(p_1)U'''_{zzz}(p_2) - U'''_{zzz}(p_1)U'''_{xzz}(p_2)];$$

$$B_1 = U'''_{zzz}(p_1)U'''_{zzz}(p_2)(p_2^2 - p_1^2) + 2x[U'''_{xzz}(p_1)U'''_{zzz}(p_2)p_1 - U'''_{zzz}(p_1)U'''_{xzz}(p_2)p_2];$$

$$C_1 = U'''_{zzz}(p_1)U'''_{zzz}(p_2)(p_2 - p_1)(p_2p_1 + x^2) + [U'''_{xzz}(p_1)U'''_{zzz}(p_2) - U'''_{zzz}(p_1)U'''_{xzz}(p_2)]x(2p_1p_2 + x^2) + [U'''_{zzz}(p_1)U'''_{xzz}(p_2) \times p_1^2 - U'''_{xzz}(p_1)U'''_{zzz}(p_2)(p_2^2)]x + U'''_{xzz}(p_1)U'''_{zzz}(p_2)2x^2(p_2 - p_1).$$

При известных ξ_1 и ξ_2 величина скачка плотности $\Delta\sigma$ определяется одним из многих тривиальных способов. Отметим, что в (2.3.13) и (2.3.14)

$$\frac{-B_1}{2A_1} = \frac{\xi_1 + \xi_2}{2}, \quad \frac{(B_1^2 - 4A_1C_1)^{1/2}}{2A_1} = \frac{\xi_2 - \xi_1}{2}. \quad (2.3.15)$$

Идентичные формулы для расчета ξ_1 и ξ_2 получаются, если использовать лишь интегральное выражение для $U_{xzz}''(x, \rho)$. Рассчитав значения $U_{xxx}'''(x, \rho)$ для $\rho = \rho_1, \rho_2, \rho_3$ и $x = 0$ и разделив их одно на другое, получаем равенства:

$$\frac{U_{xzz}'''(\rho_1, x=0)}{U_{xzz}'''(\rho_2, x=0)} = \frac{(\xi_2 + \rho_2)(\xi_1 + \rho_2)}{(\xi_2 + \rho_1)(\xi_1 + \rho_1)} = m, \quad (2.3.16)$$

$$\frac{U_{xzz}'''(\rho_1, x=0)}{U_{xzz}'''(\rho_3, x=0)} = \frac{(\xi_2 + \rho_3)(\xi_1 + \rho_3)}{(\xi_2 + \rho_1)(\xi_1 + \rho_1)} = n. \quad (2.3.17)$$

Равенства (2.3.16), (2.3.17) преобразуются к виду

$$\xi_2 = \frac{\xi_1\rho_2 + \rho_1^2 - \xi_1\rho_1m - \rho_1^2m}{m\xi_1 - \xi_1 + \rho_1m - \rho_1} = \frac{\xi_1\rho_3 + \rho_3^2 - \xi_1\rho_1n - \rho_1^2n}{n\xi_1 - \xi_1 + \rho_1n - \rho_3}. \quad (2.3.18)$$

От выражения (2.3.18) легко перейти к квадратному уравнению относительно неизвестного ξ_1 :

$$A_2\xi_1^2 + B_2\xi_1 + C_2 = 0, \quad (2.3.19)$$

где

$$A_2 = \rho_2n - \rho_3m - \rho_2 + \rho_1m - \rho_1n + \rho_3;$$

$$B_2 = n\rho_2^2 - m\rho_3^2 - \rho_2^2 + \rho_3^2 + \rho_1^2m - \rho_1^2n;$$

$$C_2 = \rho_1\rho_2^2n - \rho_1\rho_3^2m - \rho_2^2\rho_3 + \rho_2\rho_3^2 + \rho_1^2\rho_3m - \rho_1^2\rho_2n,$$

и рассчитать ξ_1 и ξ_2 по формулам:

$$\xi_1 = -\frac{B_2}{2A_2} - \frac{(B_2^2 - 4A_2C_2)^{1/2}}{2A_2}, \quad (2.3.20)$$

$$\xi_2 = -\frac{B_2}{2A_2} - \frac{(B_2^2 - 4A_2C_2)^{1/2}}{2A_2}. \quad (2.3.21)$$

Для определения ξ_1 и ξ_2 можно также использовать аналогию метода характерных точек, например для аномалий U_{xz}'' [Андреев, Клушин, 1962]. Перебором значений U_{xz}'' определяются $(U_{xz}''(\rho))_{\max}$ и $0,5(U_{xz}''(\rho))_{\max}$ и абсцисса $x_{0,5}$ точки, в которой $U_{xz}''(\rho)$ равна половине максимального значения. Так как $\xi_2\xi_1 = x_{0,5}^2$, то справедливы и следующие выражения:

$$(\xi_1 + \rho_1)(\xi_2 + \rho_1) = x_{0,5}^2(\rho_1), \quad (\xi_1 + \rho_2)(\xi_2 + \rho_2) = x_{0,5}^2(\rho_2). \quad (2.3.22)$$

Из равенств (2.3.22) можно вывести выражения для ξ_1 и приравнять их между собой:

$$\xi_1 = \frac{x_{0,5}^2(\rho_1)}{\xi_2 + \rho_1} - \rho_1 = \frac{x_{0,5}^2(\rho_2)}{\xi_2 + \rho_2} - \rho_2. \quad (2.3.23)$$

Преобразование равенства (2.3.23) приводит к алгебраическому уравне-

нию второй степени относительно ξ_2 , решение которого дается формулами:

$$\xi_1 = \frac{-x_{0,s}^2(\rho_1) + x_{0,s}^2(\rho_2) - \rho_2^2 + \rho_1^2}{2(\rho_2 - \rho_1)} - \left[\left(\frac{x_{0,s}^2(\rho_1) - x_{0,s}^2(\rho_2) + \rho_2^2 - \rho_1^2}{2(\rho_2 - \rho_1)} \right)^2 - \frac{x_{0,s}^2(\rho_1)\rho_2 - x_{0,s}^2(\rho_2)\rho_1 + \rho_1\rho_2^2 - \rho_1^2\rho_2}{(\rho_2 - \rho_1)} \right]^{1/2}, \quad (2.3.24)$$

$$\xi_2 = \frac{-x_{0,s}^2(\rho_1) + x_{0,s}^2(\rho_2) - \rho_2^2 + \rho_1^2}{2(\rho_2 - \rho_1)} + \left[\left(\frac{x_{0,s}^2(\rho_1) - x_{0,s}^2(\rho_2) + \rho_2^2 - \rho_1^2}{2(\rho_2 - \rho_1)} \right)^2 - \frac{x_{0,s}^2(\rho_1)\rho_2 - x_{0,s}^2(\rho_2)\rho_1 + \rho_1\rho_2^2 - \rho_1^2\rho_2}{(\rho_2 - \rho_1)} \right]^{1/2}. \quad (2.3.25)$$

Как и в случае формул (2.3.13), (2.3.14) и (2.3.15) – (2.3.21), первое из слагаемых в равенствах (2.3.24), (2.3.25) представляет собой $(\xi_2 + \xi_1)/2$, второе выражение со знаком плюс – $(\xi_2 - \xi_1)/2$. Как видим, структура формул расчета ξ_1 и ξ_2 для вертикального уступа, включая и способ П.М. Никифорова [Андреев, Клушин, 1962, с. 282], идентична, хотя входящие в нее члены получают разными путями.

Нами разработан и реализован на ЭВМ способ интерпретации аномалий Δg типа гравитационной ступени (см. подразд. 2.4). Этот способ не дает формул прямого расчета ξ_1 , ξ_2 , $\Delta\sigma$. Параметры уступа определяются решением трансцендентного уравнения, которое сводится к алгебраическому степени меньше четвертой. К достоинствам этого способа надо отнести то обстоятельство, что ядро преобразования K имеет простой вид. Это позволяет более целенаправленно использовать его избирательные свойства при подавлении помех и увеличении веса участков кривой силы тяжести, определенных с большой точностью.

Рассмотренные выше выражения можно привлечь и для интерпретации некоторых магнитных аномалий над намагниченными телами в форме вертикального уступа, например для случая, когда векторы ΔI_z и ΔZ_A совпадают, и уравнение Пуассона для уступа записывается в виде

$$\Delta Z_A = \frac{\Delta I_z}{k\Delta\sigma} U''_{zz}, \quad (2.3.26)$$

где ΔI_z – величина аномального вертикального намагничивания. Для решения внешних задач Дирихле и Неймана используются следующие интегралы:

$$\frac{\Delta I_z}{k\Delta\sigma} U'''_{zzz}(x, z) = \frac{d\Delta Z_A(x, z)}{dz} = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta Z_A(x', z') \frac{(z' - z)^2 - (x' - x)^2}{r^4} dx', \quad (2.3.27)$$

$$\frac{\Delta I_z}{k\Delta\sigma} U'''_{zzz}(x, z) = \frac{d\Delta Z_A(x, z)}{dx} = \frac{2}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta Z_A(x', z') \frac{(x' - x)(z' - z)}{r^4} dx'. \quad (2.3.28)$$

Расчет ξ_1 , ξ_2 , а затем и ΔI_z осуществляется по формулам (2.3.20), (2.3.21).

Выше рассмотрен случай, когда вектор ΔI совпадает с вектором ΔI_z . При произвольном направлении вектора намагничивания обратная задача для тела в форме вертикальной ступени решается следующим образом. Равенство Пуассона в случае логарифмического потенциала и его произ-

водных позволяет связать горизонтальные и вертикальные производные силы тяжести с вертикальной составляющей магнитного поля следующим образом:

$$\Delta Z_A = \frac{\Delta I_x}{k \Delta \sigma} U''_{xz} + \frac{\Delta I_z}{k \Delta \sigma} U''_{zz}. \quad (2.3.29)$$

В случае вертикальной ступени выбраны следующие два интегральных оператора свертки S_1 и S_2 .

$$\begin{aligned} S_1(\Delta Z_A) &= \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta Z_A(x', z') \frac{(z' - z)^2 - (x' - x)^2}{r^4} dx' = \\ &= \frac{1}{\pi k \Delta \sigma} \int_{-\infty}^{+\infty} (\Delta I_z U''_{zz}(x', z') + \Delta I_x U''_{xz}(x', z')) \frac{(z' - z)^2 - (x' - x)^2}{r^4} dx' = \\ &= \frac{\Delta I_z}{k \Delta \sigma} U'''_{zzz}(x, z) + \frac{\Delta I_x}{k \Delta \sigma} U'''_{xzz}(x, z), \end{aligned} \quad (2.3.30)$$

$$\begin{aligned} S_2(\Delta Z_A) &= \frac{2}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta Z_A(x', z') \frac{(x' - x)(z' - z)}{r^4} dx' = \\ &= \frac{\Delta I_z}{k \Delta \sigma} U'''_{xzz}(x, z) - \frac{\Delta I_x}{k \Delta \sigma} U'''_{zzz}(x, z). \end{aligned} \quad (2.3.31)$$

Начало координат выберем над краем вертикального уступа. Тогда в точке $x = 0$ производная $U'''_{zzz}(0) = 0$ и выражения (2.3.30) и (2.3.31) принимают более простой вид:

$$S_1(\Delta Z_A) = \frac{\Delta I_x}{k \Delta \sigma} U'''_{xzz}(0, z = z' - \rho), \quad (2.3.32)$$

$$S_2(\Delta Z_A) = -\frac{\Delta I_z}{k \Delta \sigma} U'''_{xzz}(0, z = z' - \rho). \quad (2.3.33)$$

Параметры намагниченного уступа $\xi_1, \xi_2, \Delta I_x, \Delta I_z$ вычисляются аналогично параметрам плотностного уступа по формулам (2.3.20) и (2.3.21).

Таким образом, формулы расчета значений ξ_1 и ξ_2 для вертикального намагниченного и плотностного уступа имеют одну и ту же структуру выражений с радикалами, решающих квадратное уравнение.

Прямоугольная призма бесконечного простираания. Чем сложнее форма тела, которым моделируется источник возмущения, тем сложнее аналитическое выражение, реализующее решение обратной задачи магнитометрии и гравиметрии. Эта очевидная истина подтверждается уже примером прямоугольной призмы бесконечного простираания из класса задач с блоковой моделью источника возмущения. Вертикальная ступень может рассматриваться как частный случай прямоугольной бесконечной призмы, у которой одна из вертикальных граней удалена в бесконечность. Условимся считать, что чем меньше параметров, характеризующих положение тела-модели в пространстве, тем оно более "простое". Вертикальная призма характеризуется числом параметров на один больше, чем ступень, — шириной $2a$; она более сложное тело. Формула расчета параметров ξ_1 и ξ_2 ступени (2.3.13), (2.3.14), (2.3.20), (2.3.21), (2.3.23) — (2.3.25) зависит только от значений $\rho = z' - z$ и величины третьей производной

потенциала, получаемой численным интегрированием. Как будет показано ниже, формулы расчета ξ_1 и ξ_2 прямоугольной бесконечной призмы содержат еще одно, но обычно легко определяемое неизвестное a — половину ширины призмы. Кроме того, самые простые формулы определения ξ_1 или ξ_2 представляют собой более сложные по структуре выражения типа корней кубического уравнения в радикалах, в которые в качестве константы входит неизвестное ξ_2 или ξ_1 , или величины ξ_1 и ξ_2 связаны друг с другом через формулу, в которой они находятся под знаком радикала.

Опять, как и в случае вертикальной ступени, наиболее простые аналитические выражения для прямоугольной призмы бесконечного простираения получаются в случае преобразования S исходной аномалии магнитного или гравитационного поля к производной $U'''_{zzz}(x, z)$:

$$U'''_{zzz}(x, z) = 2k\sigma \left[\frac{a+x}{(a+x)^2 + \xi_1^2} - \frac{a+x}{(a+x)^2 + \xi_2^2} + \frac{a-x}{(a-x)^2 + \xi_1^2} - \frac{a-x}{(a-x)^2 + \xi_2^2} \right]. \quad (2.3.34)$$

Для максимального упрощения расчетных формул при одном и том же ρ значения U'''_{zzz} вычисляются в точках $x=0$ и $x=a$ и полученные выражения делят одно на другое. В результате этой операции дробь не содержит уже значение $\Delta\sigma = \text{const}$ и сокращаются некоторые общие множители в числителе и знаменателе, что снижает степень алгебраического уравнения:

$$\frac{U'''_{zzz}(a, \rho)}{U'''_{zzz}(0, \rho)} = \frac{4k\Delta\sigma a(\xi_2 - \xi_1)(\xi_2 + \xi_1 + 2\rho)}{[4a^2 + (\xi_2 + \rho)^2][4a^2 + (\xi_1 + \rho)^2]} \times \\ \times \frac{[a^2 + (\xi_1 + \rho)^2][a^2 + (\xi_2 + \rho)^2]}{4k\Delta\sigma a(\xi_2 - \xi_1)(\xi_2 + \xi_1 + 2\rho)} = \frac{[a^2 + (\xi_1 + \rho)^2][a^2 + (\xi_2 + \rho)^2]}{[4a^2 + (\xi_1 + \rho)^2][4a^2 + (\xi_2 + \rho)^2]}. \quad (2.3.35)$$

Отсюда выводятся идентичные формулы для расчета ξ_1 и ξ_2 :

$$\xi_1 = a \left(\frac{[a^2 + (\xi_2 + \rho)^2] U'''_{zzz}(0, \rho) - 4[4a^2 + (\xi_2 + \rho)^2] U'''_{zzz}(a, \rho)}{[4a^2 + (\xi_2 + \rho)^2] U'''_{zzz}(a, \rho) - [a^2 + (\xi_2 + \rho)^2] U'''_{zzz}(0, \rho)} \right)^{1/2} - \rho, \quad (2.3.36)$$

$$\xi_2 = a \left(\frac{[a^2 + (\xi_1 + \rho)^2] U'''_{zzz}(0, \rho) - 4[4a^2 + (\xi_1 + \rho)^2] U'''_{zzz}(a, \rho)}{[4a^2 + (\xi_1 + \rho)^2] U'''_{zzz}(a, \rho) - [a^2 + (\xi_1 + \rho)^2] U'''_{zzz}(0, \rho)} \right)^{1/2} - \rho. \quad (2.3.37)$$

Значения ξ_1 и ξ_2 вычисляются решением системы уравнений (2.3.36), (2.3.37) для разных значений ρ_1 и ρ_2 . Удобнее использовать формулу (2.3.37), так как в этом случае естественнее выбор первого приближения $(\xi_1)' = 0$. При известных ξ_1 и ξ_2 величина аномальной плотности $\Delta\sigma$, как и в случае вертикальной ступени, вычисляется тривиально, например преобразованием формулы (2.3.37).

Более сложно решение обратной задачи интерпретации магнитных аномалий ΔZ_A при произвольном направлении вектора намагничивания ΔI . Как и для вертикальной ступени, здесь используются уравнение Пуассона (2.3.29) и интегральные преобразования S типа (2.3.3), (2.3.4):

$$S_3(\Delta Z_A) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta Z_A \frac{(z' - z)^2 - (x' - x)^2}{r^4} dx' =$$

$$\begin{aligned}
 &= \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \left(\frac{\Delta I_x}{k \Delta \sigma} U''_{xz} + \frac{\Delta I_z}{k \Delta \sigma} U''_{zz} \right) \frac{(z' - z)^2 - (x' - x)^2}{r^4} dx' = \\
 &= \left(\frac{\Delta I_x}{k \Delta \sigma} U'''_{zzz}(x, \rho) + \frac{\Delta I_z}{k \Delta \sigma} U'''_{zzz}(x, \rho) \right), \quad (2.3.38)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 S_4(\Delta Z_A) &= \frac{2}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta Z_A \frac{(x' - x)(z' - z)}{r^4} dx' = \\
 &= \frac{2}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \left(\frac{\Delta I_x}{k \Delta \sigma} U''_{xz} + \frac{\Delta I_z}{k \Delta \sigma} U''_{zz} \right) \frac{(x' - x)(z' - z)}{r^4} dx' = \\
 &= \left(-\frac{\Delta I_x}{k \Delta \sigma} U'''_{zzz}(x, \rho) + \frac{\Delta I_z}{k \Delta \sigma} U'''_{xzz}(x, \rho) \right). \quad (2.3.39)
 \end{aligned}$$

Начало координат расположим над центром призмы, тогда для $x = 0$

$$S_3(\Delta Z_A) = \frac{\Delta I_z}{k \Delta \sigma} U'''_{zzz}(0, \rho), \quad (2.3.40)$$

$$S_4(\Delta Z_A) = -\frac{\Delta I_x}{k \Delta \sigma} U'''_{zzz}(0, \rho). \quad (2.3.41)$$

Рассмотрим отношение

$$\frac{U'''_{zzz}(0, \rho_1)}{U'''_{zzz}(0, \rho_2)} = \frac{(\xi_2 + \xi_1 + 2\rho_1)[a^2 + (\xi_1 + \rho_2)^2][a^2 + (\xi_2 + \rho_2)^2]}{(\xi_2 + \xi_1 + 2\rho_2)[a^2 + (\xi_1 + \rho_1)^2][a^2 + (\xi_2 + \rho_1)^2]} = l. \quad (2.3.42)$$

Оно позволяет перейти к кубическому уравнению

$$\begin{aligned}
 &\xi_2^3 [a^2(1 - l_1) + (\xi_1 + \rho_2)^2 - l_1(\xi_1 + \rho_1)^2] + \xi_2^2 \{ [a^2 + (\xi_1 + \rho_2)^2][2(\rho_2 + \\
 &+ \rho_1) + \xi_1] - l[a^2 + (\xi_1 + \rho_1)^2][2(\rho_1 + \rho_2) + \xi_1] \} + \xi_2 \{ [a^2 + (\xi_1 + \\
 &+ \rho_2)^2][a^2 + \rho_2^2 + 2\rho_2\xi_1 + 4\rho_1\rho_2] - l[a^2 + (\xi_1 + \rho_1)^2][a^2 + \rho_1^2 + 2\rho_1\xi_1 + \\
 &+ 4\rho_1\rho_2] \} + (\xi_1 + 2\rho_1)[a^2 + (\xi_1 + \rho_2)^2][a^2 + \rho_2^2] - l(\xi_1 + 2\rho_2)[a^2 + (\xi_1 + \\
 &+ \rho_1)^2][a^2 + \rho_1^2] = A_3\xi_2^3 + B_3\xi_2^2 + C_3\xi_2 + D_3 = 0. \quad (2.3.43)
 \end{aligned}$$

Введем новые обозначения, а именно:

$$Q = \frac{B_3^3}{27A_3^3} - \frac{B_3C_3}{6A_3^3} + \frac{D_3}{2A_3}, \quad R = \frac{3A_3C_3 - B_3^2}{9A_3^3}. \quad (2.3.44)$$

Число действительных корней уравнения (2.3.43) и способ их определения зависят от знака дискриминанта $D = Q^2 + R^3$. Так, при $D \leq 0$, $R < 0$ уравнение имеет три действительных значения, и одно из них можно вычислить по формуле

$$\xi_2 = 2\sqrt{|R|} \cos \left(\pi + \arccos \frac{Q}{|R|^{3/2}} \right) / 3 - \frac{B_3}{3A_3}. \quad (2.3.45)$$

Правая часть равенства является функцией от ξ_1 , и расчет параметров осуществляется методом перебора разных значений ρ . Определив параметры прямоугольной призмы ξ_1 и ξ_2 , легко вычислить величины интенсивности намагничивания ΔI_x и ΔI_z . Конечно, некоторой проблемой явля-

ется необходимость предварительного определения горизонтальной мощности призмы $2a$. Но в принципе величину a можно представить как функцию от аргументов ξ_1 и ξ_2 и далее минимизировать значения a , ξ_1 , ξ_2 , например, с помощью метода деформируемого многогранника.

Из методов, использующих свертку функции Грина и функцию источника, практически реализован способ интерпретации аномалий Δg над вертикальной ступенью [Ващилов, 1967а; Ващилов и др., 1975].

2.4. ИНТЕГРАЛЬНЫЙ МЕТОД РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ ВОЗМУЩАЮЩЕГО ТЕЛА В ФОРМЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТУПЕНИ

В качестве примера приложения теории, изложенной в предыдущем разделе, к практике интерпретации рассматривается случай интерпретации аномалий силы тяжести над блоком в форме вертикальной ступени. Существует большое число методов количественной интерпретации аномалий силы тяжести, создаваемых телами в форме вертикальных ступеней. Самые распространенные из них приведены в книге Б.А. Андреева и И.Г. Клушина [1962]. Наиболее ценными из этих методов являются те, с помощью которых можно определить параметры вертикального уступа, глубину верхней ξ_1 и нижней ξ_2 граней и аномальную плотность $\Delta\sigma$ по одной лишь интерпретируемой кривой Δg . В этом случае постулируются форма тела и постоянство аномальной плотности, а каких-либо предположений о параметрах тела не делается. Число таких методов невелико. К ним относится, например, известный способ П.М. Никифорова, который, однако, предназначен для интерпретации аномалий горизонтального градиента поля силы тяжести, способы Б.А. Андреева и Г.Д. Манагадзе, в которых используется "вариационная" аномалия, способ Стенли и Грина [Stanley, Green, 1976], позволяющий по аномалиям U_{xz}'' и U_{zz}'' , которые получены пересчетом поля силы тяжести, определить угол падения и все параметры наклонного уступа, и некоторые другие. Но для подавляющего большинства методов интерпретации аномалий над вертикальным уступом характерно использование априорной информации о параметрах уступа, причем чаще всего делаются предположения о величине аномальной плотности. Так, метод интегральной трансформации И.Г. Клушина позволяет вычислить только глубину верхнего ограничения уступа ξ_1 в предположении, что $\xi_1 \ll \xi_2$; способ Гелдарта, Гилла и Шарма [Geldart et al., 1966] — угол падения и глубинные параметры наклонного уступа в случае известной аномальной плотности и вертикальной амплитуды смещения.

В 1967 г. автором был предложен и реализован на практических и модельных примерах интегральный способ интерпретации аномалий Δg , который позволяет определить все параметры вертикального уступа и его аномальную плотность [Ващилов, 1967а]. Достоинствами этого подхода являются сочетание в нем преимуществ методов характерных точек, надежно работающих в случае отсутствия помех и погрешностей в этих точках, и интегральных, использующих всю заложенную в кривые Δg информацию, включая и помехи. В отличие от многих интегральных методов здесь предложен и реализован способ введения поправки за конечность интервала интегрирования.

В дальнейшем совместными усилиями коллектива исследователей — Ю.Я. Ващилов, М.Г. Попов, О.В. Шуринова и др. — была разработана вычислительная схема этого метода, которая реализована на ЭВМ. Результаты применения методов изложены в работе [Ващилов и др., 1975].

Рассмотрим интеграл $I(\rho)$ типа свертки (2.2.14) функции Грина и функции, описывающей притяжение вертикальной ступени постоянной плотности:

$$\begin{aligned}
 I(\rho, \xi_1, \xi_2, \Delta\sigma) &= \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x', z') K(x' - x, \rho) dx' = \\
 &= \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x', z') \frac{(x' - x)}{[(x' - x)^2 + \rho^2]^2} dx' = \quad (2.4.1) \\
 &= -\frac{\pi}{2\rho} \frac{\partial}{\partial \rho} \left[\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{x' \Delta g(x', 0)}{(x')^2 + \rho^2} dx' \right] = +\frac{\pi}{2\rho} \frac{\partial}{\partial z} U'_x(0, \rho) = \\
 &= \frac{\pi}{2\rho} U''_{xz} = \frac{k \Delta \sigma \pi}{\rho} \ln \frac{\xi_2 + \rho}{\xi_1 + \rho} = S(\Delta g).
 \end{aligned}$$

Выражение (2.4.1) получено в результате подстановки аналитического значения Δg для вертикальной ступени, согласно Б.А. Андрееву, И.Г. Клушину [1962], Л.В. Сорокину [1953], при $x = 0, z' = 0$. Левая часть выражения (2.4.1) представляет собой аналитическое выражение горизонтального градиента силы тяжести для вертикального уступа с глубинами $\xi_2 + \rho$ до нижней грани и $\xi_1 + \rho$ до верхней грани, умноженное на $\pi/2\rho$; начало координат выбрано над верхней кромкой уступа.

Ядро свертки

$$K|x, \rho| = x' / [(x')^2 + \rho^2]^2 \quad (2.4.2)$$

равно нулю при $x = 0$ и $x \rightarrow \infty$, $K(x, \rho)$ имеет максимум в точке $x_{\max} = \pm \rho / \sqrt{3}$. При больших значениях ρ максимум $K(x, \rho)$ имеет расплывшуюся форму, при малых ρ — форму острого асимметричного импульса, абсолютная величина которого стремится к бесконечно большой величине при $\rho \rightarrow 0$. Варьируя ρ , интерпретатор вводит с большим весом разные участки интерпретируемой кривой. В нелинейном уравнении (2.4.1) имеются три неизвестные: $\xi_1, \xi_2, \Delta\sigma$. Для их определения решается система из n нелинейных уравнений, где n не должно быть меньше числа точек наблюдения, по которым построена кривая силы тяжести $\Delta g(x)$ и которые были использованы при вычислении интеграла (2.4.1). Фактически на отдельных этапах решения обратной задачи решалась система из трех уравнений:

$$\begin{aligned}
 I(\rho_1) &= \frac{k \Delta \sigma \pi}{\rho_1} \ln \frac{\xi_2 + \rho_1}{\xi_1 + \rho_1}, \\
 I(\rho_2) &= \frac{k \Delta \sigma \pi}{\rho_2} \ln \frac{\xi_2 + \rho_2}{\xi_1 + \rho_2}, \quad (2.4.3) \\
 \Delta g_{\max} &= 2\pi k \Delta \sigma (\xi_2 - \xi_1)
 \end{aligned}$$

(Δg_{\max} — амплитуда кривой Δg), которая делением первого и второго на третье приводится к системе двух уравнений:

$$\begin{aligned}
 \frac{2\rho_1 I(\rho_1)}{\Delta g_{\max}} &= \frac{\ln(\xi_2 + \rho_1) - \ln(\xi_1 + \rho_1)}{\xi_2 - \xi_1}, \\
 \frac{2\rho_2 I(\rho_2)}{\Delta g_{\max}} &= \frac{\ln(\xi_2 + \rho_2) - \ln(\xi_1 + \rho_2)}{\xi_2 - \xi_1}. \quad (2.4.4)
 \end{aligned}$$

Общее число решений равно числу сочетаний из n по два C_n^2 , и для каждого $\xi_1, \xi_2, \Delta g$ определяется тем или иным способом среднее.

Решение системы уравнений (2.4.4) осуществляется методом последовательного исключения неизвестных и сведения ее решения к решению одного уравнения с одним неизвестным. Система уравнений (2.4.4) допускает такие преобразования, в результате которых мы приходим к одному уравнению, в котором в качестве неизвестного будет разность $(\xi_2 - \xi_1)$.

Примем для определенности, что $\rho_2 > \rho_1$. При этом условии справедливо неравенство

$$\rho_2 / (\rho_2) < \rho_1 / (\rho_1). \quad (2.4.5)$$

Обращаясь к системе уравнений (2.4.4), проведем следующие очевидные преобразования:

$$\frac{\xi_2 + \rho_1}{\xi_1 + \rho_1} = 1 + \frac{\xi_2 - \xi_1}{\xi_1 + \rho_1} = \exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_1 / (\rho_1)}{\Delta g_{\max}}, \quad (2.4.6)$$

$$\frac{\xi_2 + \rho_2}{\xi_1 + \rho_2} = 1 + \frac{\xi_2 - \xi_1}{\xi_1 + \rho_2} = \exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_2 / (\rho_2)}{\Delta g_{\max}}.$$

Отсюда

$$\xi_1 + \rho_1 = (\xi_2 - \xi_1) \left[\exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_1 / (\rho_1)}{\Delta g_{\max}} - 1 \right]^{-1}, \quad (2.4.7)$$

$$\xi_1 + \rho_2 = (\xi_2 - \xi_1) \left[\exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_2 / (\rho_2)}{\Delta g_{\max}} - 1 \right]^{-1},$$

и переходим к уравнению, в котором неизвестным является $(\xi_2 - \xi_1)$:

$$\begin{aligned} (\xi_2 - \xi_1) \left[\exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_1 / (\rho_1)}{\Delta g_{\max}} - 1 \right]^{-1} &= (\xi_2 - \xi_1) \\ \left[\exp \times \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_2 / (\rho_2)}{\Delta g_{\max}} - 1 \right]^{-1} &+ \rho_2 - \rho_1. \end{aligned} \quad (2.4.8)$$

Сделаем некоторые очевидные преобразования уравнения (2.4.8):

$$\begin{aligned} \frac{\rho_2 - \rho_1}{\xi_2 - \xi_1} &= \left[-\exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_2 / (\rho_2)}{\Delta g_{\max}} + \exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_1 / (\rho_1)}{\Delta g_{\max}} \right] \times \\ &\times \left[\left(\exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_2 / (\rho_2)}{\Delta g_{\max}} - 1 \right) \right]^{-1} \left[\exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_1 / (\rho_1)}{\Delta g_{\max}} - 1 \right]^{-1} = \\ &= \left[\exp \frac{(\xi_2 - \xi_1) (\rho_1 / (\rho_1) - \rho_2 / (\rho_2))}{\Delta g_{\max}} - \right. \\ &\left. - \exp \frac{(\xi_2 - \xi_1) (\rho_2 / (\rho_2) - \rho_1 / (\rho_1))}{\Delta g_{\max}} \right] \left\{ \left[\exp \frac{2(\xi_2 - \xi_1) \rho_2 / (\rho_2)}{\Delta g_{\max}} - \right. \right. \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & - \exp \left(- \frac{2 (\xi_2 - \xi_1) \rho_2 I(\rho_2)}{\Delta g_{\max}} \right) \Big]^{-1} \left[\exp \frac{2 (\xi_2 - \xi_1) \rho_1 I(\rho_1)}{\Delta g_{\max}} - \right. \\
 & \left. - \exp \left(- \frac{2 (\xi_2 - \xi_1) \rho_2 I(\rho_2)}{\Delta g_{\max}} \right) \right]^{-1}. \quad (2.4.9)
 \end{aligned}$$

Окончательно приходим к следующему нелинейному тригонометрическому уравнению, выраженному в гиперболических синусах и косинусах:

$$\begin{aligned}
 & \frac{\xi_2 - \xi_1}{\rho_2 - \rho_1} \operatorname{sh} \left(\frac{\xi_2 - \xi_1}{\Delta g_{\max}} (\rho_1 I(\rho_1) - \rho_2 I(\rho_2)) \right) - \\
 & - 2 \operatorname{sh} \left(\frac{\xi_2 - \xi_1}{\Delta g_{\max}} \rho_1 I(\rho_1) \right) \operatorname{sh} \left(\frac{\xi_2 - \xi_1}{\Delta g_{\max}} \rho_2 I(\rho_2) \right) = \frac{\xi_2 - \xi_1}{\rho_2 - \rho_1} \times \\
 & \times \operatorname{sh} \frac{(\xi_2 - \xi_1) (\rho_1 I(\rho_1) - \rho_2 I(\rho_2))}{\Delta g_{\max}} + \\
 & + \operatorname{ch} \frac{(\xi_2 - \xi_1) (\rho_1 I(\rho_1) - \rho_2 I(\rho_2))}{\Delta g_{\max}} - \operatorname{ch} \frac{(\xi_2 - \xi_1) (\rho_1 I(\rho_1) + \rho_2 I(\rho_2))}{\Delta g_{\max}} = 0. \quad (2.4.10)
 \end{aligned}$$

Решение уравнения (2.4.10) позволяет определить величину $(\xi_2 - \xi_1)$ и после этого рассчитать параметры вертикального уступа:

$$\begin{aligned}
 \xi_1 &= (\xi_2 - \xi_1) \left(\exp \frac{2 (\xi_2 - \xi_1) \rho_1 I(\rho_1)}{\Delta g_{\max}} - 1 \right)^{-1} - \rho_1, \\
 \xi_2 &= (\xi_2 - \xi_1) - \xi_1, \quad \Delta \sigma = \frac{\Delta g_{\max}}{2 \pi k (\xi_2 - \xi_1)}. \quad (2.4.11)
 \end{aligned}$$

Численное решение уравнения (2.4.10) реализуется следующим образом. Прежде всего рассмотрим вопрос о существовании решения уравнения (2.4.10). Очевидно, что имеется тривиальное решение при $\xi_2 - \xi_1 = 0$. При рассмотрении вопроса о нетривиальных решениях для упрощения записи введем некоторые новые обозначения, а именно:

$$\begin{aligned}
 \alpha &= \frac{I(\rho_1) \rho_1 - I(\rho_2) \rho_2}{\Delta g_{\max}}, \\
 \beta &= \frac{I(\rho_1) \rho_1 + I(\rho_2) \rho_2}{\Delta g_{\max}}, \quad \Delta \xi = \xi_2 - \xi_1. \quad (2.4.12)
 \end{aligned}$$

Тогда уравнение (2.4.10) примет вид

$$\frac{\Delta \xi}{\rho_2 - \rho_1} \operatorname{sh} \alpha \Delta \xi + \operatorname{ch} \alpha \Delta \xi - \operatorname{ch} \beta \Delta \xi = 0. \quad (2.4.13)$$

Будем считать, что выражение в левой части равенства (2.4.13) описывает поведение функции $\psi(\Delta \xi)$, принимающей нулевые значения при некоторых параметрах и неизвестных. Выполним разложение в ряд по

степеням $\Delta\zeta$ функций $\text{sh } \alpha \Delta\zeta$, $\text{ch } \alpha \Delta\zeta$, $\text{ch } \beta \Delta\zeta$ в уравнении (2.4.13). Ввиду абсолютной сходимости рядов можно объединить члены при одинаковых степенях $\Delta\zeta$:

$$\begin{aligned} \psi(\Delta\zeta) &= \Delta\zeta \text{sh } \alpha \Delta\zeta + \text{ch } \alpha \Delta\zeta - \text{ch } \beta \Delta\zeta = \Delta\zeta \left(\alpha \Delta\zeta + \frac{\alpha^2 \Delta\zeta^2}{3!} + \frac{\alpha^2 \Delta\zeta^2}{5!} \right) + \\ &+ \left(1 + \frac{\alpha^2 \Delta\zeta^2}{2!} + \frac{\alpha^4 \Delta\zeta^4}{4!} + \dots \right) - \left(1 + \frac{\beta^2 \Delta\zeta^2}{2!} + \frac{\beta^4 \Delta\zeta^4}{4!} + \dots \right) = \\ &= \frac{\Delta\zeta^2}{2!} (2\alpha + \alpha^2 - \beta^2) + \frac{\Delta\zeta^4}{4!} (4\alpha^3 + \alpha^4 - \beta^4) + \frac{\Delta\zeta^6}{6!} \times \\ &\times (6\alpha^5 + \alpha^6 - \beta^6) + \dots + \frac{\Delta\zeta^{2n}}{(2n)!} (2n\alpha^{2n-1} + \alpha^{2n} - \beta^{2n}) + \dots \end{aligned} \quad (2.4.14)$$

Последний член выражения (2.4.14), который является общим членом ряда, обозначим через C_n . Так как $\Delta\zeta > 0$, то уравнение (2.4.14) имеет только тривиальное решение, если все $C_n < 0$, и нетривиальное, если несколько первых членов ряда положительны или равны нулю, а остальные отрицательны. Действительно, исследуем коэффициент при $\Delta\zeta^{2n}/(2n)!$ в разложении (2.4.14), приравняв его нулю:

$$2n/a = (\beta/a)^{2n} - 1. \quad (2.4.15)$$

Левая и правая части выражения (2.4.15) являются соответственно уравнениями прямой и показательной функции аргумента n . Если в начале координат прямая проходит ниже касательной к показательной функции, то все коэффициенты разложения будут отрицательны и уравнение (2.4.13) будет иметь только одно тривиальное решение. Если же первый из коэффициентов положителен

$$2\alpha + \alpha^2 - \beta^2 > 0, \quad (2.4.16)$$

так как

$$\Delta g_{\max} > \frac{2I(\rho_1)I(\rho_2)\rho_1\rho_2(\rho_2 - \rho_1)}{I(\rho_1)\rho_1 - I(\rho_2)\rho_2}, \quad (2.4.17)$$

то при некоторых n прямая и показательная функция обязательно пересекутся, и, начиная с этого n , коэффициенты станут отрицательными. Следовательно, условие (2.4.16) является необходимым и достаточным для существования нетривиального решения уравнения (2.4.13). При этом указанное решение является единственным.

Действительно, представим разложение в ряд функции $\psi(\Delta\zeta)$ в виде суммы конечного $\psi(\Delta\zeta)$ числа k членов с положительными коэффициентами, которую обозначим как $\Delta\zeta^{2k} B_1(\Delta\zeta)$, и бесконечного ряда с отрицательными коэффициентами $\Delta\zeta^{2k+2} B_2(\Delta\zeta)$;

$$\psi(\Delta\zeta) = \Delta\zeta^{2k} B_1(\Delta\zeta) + \Delta\zeta^{2k+2} B_2(\Delta\zeta) = \Delta\zeta^{2k} (B_1 + \Delta\zeta^2 B_2). \quad (2.4.18)$$

Обозначим через $\Delta\zeta_1$ наименьшее нетривиальное решение уравнения. Тогда

$$B_1(\Delta\zeta_1) = \Delta\zeta_1^2 B_2(\Delta\zeta_1). \quad (2.4.19)$$

Для всех других корней уравнения $\Delta \xi > \Delta \xi_1$ справедливы следующие неравенства:

$$B_1(\Delta \xi_1) > B_1(\Delta \xi), \quad B_2(\Delta \xi_1) < B_2(\Delta \xi), \quad (2.4.20)$$

$$B_1(\Delta \xi) - \Delta \xi^2 B_2(\Delta \xi) < B_1(\Delta \xi_1) - \Delta \xi_1^2 B_2(\Delta \xi_1), \quad (2.4.21)$$

Следовательно, $\psi(\Delta \xi) < 0$, и других корней не существует.

Точность численного интегрирования несобственного интеграла (2.4.1) оказывает существенное влияние на точность определения параметров уступов. Вопросы, связанные с имеющим место в геофизической практике сужением \bar{S} оператора свертки S и функций f из $L_2(-\infty, \infty)$ в $L_2(-l_1, l_2)$ в интегральных выражениях типа (2.3.5) – (2.3.7), рассмотрены в книге В.И. Старостенко [1978], в которой дан также и обзор работ, касающихся указанной проблемы. Наш подход к этому вопросу был впервые сформулирован и реализован в 1967 г. [Вашилов, 1967а, б] и представляется следующим образом. Обнаруживаются значительные различия между свертками φ и $\bar{\varphi}$ операторов S и его сужения \bar{S} ($\varphi = Sf, \bar{\varphi} = \bar{S}f$). Для того чтобы решить “обратную” задачу, т.е. найти расширение S оператора \bar{S} из $L_2(-l_1, l_2)$ в $L_2(-\infty, \infty)$, введем оператор S_Δ , такой, что

$$f_n = \bar{S}\varphi + S_\Delta y_{n-1}, \quad (2.4.22)$$

где n – приближение.

Значение $S_\Delta y_{n-1}$ получают следующим образом. Воздействуем на систему уравнений (2.4.22) оператором A , с помощью которого определяется r -мерный вектор $y = (y_1, \dots, y_r)$, где r – число параметров аномально-го тела в форме блока; $r=3$ для вертикального уступа, причем $y_1 = \xi_1$, $y_2 = \xi_2$, $y_3 = \Delta\sigma$:

$$y_n = A f_n; \quad (2.4.23)$$

S_Δ – некоммутативный оператор, осуществляющий расширение оператора \bar{S} на $L_2(-\infty, l_1)$ и $L_2(l_2, \infty)$, так что

$$S = \bar{S} + S_\Delta. \quad (2.4.24)$$

Подставим (2.4.23) в (2.4.22):

$$y_n = A \bar{S}\varphi + A S_\Delta y_{n-1}. \quad (2.4.25)$$

В выражении (2.4.25) для последовательных приближений первый член $A \bar{S}\varphi$ остается постоянным. Вместо нулевого приближения y_0 задается нулевое приближение $\delta_0 I$. Конструирование φ_0 будет сделано ниже. Существование неподвижной точки $y = \lim_{n \rightarrow \infty} y_n$ сжатия, задаваемого (2.4.25), во многих практических задачах априорно недоказуемо и определяется в процессе интерпретации. Численное интегрирование с целью получения значений оператора свертки $I = \bar{S}\varphi$ осуществляется в конечных пределах на отрезке $[l_1, l_2]$ для произведения значений силы тяжести, заданных в дискретных точках наблюдения, и функции Грина, значения которой известны в любой точке.

Рассмотрим интерполяционный аспект вычисления интегрального функционала I :

$$I(\rho, \xi_1, \xi_2, \Delta\sigma) = \int_{l_1}^{l_2} \Delta g(x', z') \frac{x' - x}{[(x' - x)^2 + \rho^2]^2} dx'. \quad (2.4.26)$$

Подынтегральная функция аппроксимируется кусочно-гладкой кривой

$\varphi(x)$ с возможным разрывом производных от первого порядка и выше в узлах, где заданы значения силы тяжести $\Delta g_i(x)$. Таким образом, данный функционал не определен на сплайн-функции, поскольку пространство сплайн-функции $H^q(l_1, l_2)$ является гильбертовым пространством вещественных функций, имеющих непрерывные производные до $(q-1)$ -й включительно и суммируемую в квадрате q -ю производную

$$\begin{aligned} & \int_{l_1}^{l_2} (D_x^q \Delta g(x', z') K(x' - x, \rho))^2 dx' = \\ & = \int_{l_1}^{l_2} (D_x^q \varphi(x'))^2 dx' < \infty \end{aligned} \quad (2.4.27)$$

со скалярным произведением

$$(\varphi, h)_q = \sum_{i=0}^q \int_{l_1}^{l_2} D_x^i \varphi(x') D_x^i h(x') dx' \quad (2.4.28)$$

и нормой [Лоран, 1975]

$$\|\varphi\|_q = [(\varphi, \varphi)_q]^{1/2} \quad (2.4.29)$$

Этот функционал также не является аппроксимирующим в том смысле, в котором он понимается в учении о сплайн-функциях, поскольку он не совпадает в точности с $\varphi(x')$, когда $\varphi(x')$ представляет собой полином $(q-1)$ -й степени ($q \leq n$, n — число узлов, в которых заданы значения $\Delta g(x')$).

В принципе аппроксимирующий функционал, который определен на пространстве сплайн-функций, является наиболее оптимальным интерполирующим функционалом. Однако значения $\Delta g(x')$ в узлах x'_i , $i=0, 1, 2, \dots, n$, заданы с определенной погрешностью. На этот случай существуют рекомендации [Лоран, 1975] искать компромисс между сглаживанием и аппроксимацией путем минимизации функционала $\lg(\varphi) + \rho \epsilon(\varphi)$, определенного на множестве функций $\varphi \in H^q$, где гладкость определяется интегралом

$$\lg(\varphi) = \int_{l_1}^{l_2} (\varphi^{(q)}(x'))^2 dx', \quad (2.4.30)$$

$$\epsilon(\varphi) = \sum_{i=1}^n (\varphi(x'_i) - \varphi_d(x'_i))^2, \quad (2.4.31)$$

$\varphi_d(x'_i)$ — "сглаживаемые" значения функции в точках x_i ; $n \geq q$; $\rho > 0$ — весовой коэффициент, реализующий компромисс между сглаживанием и аппроксимацией. Выбор этого коэффициента представляет собой в значительной мере субъективную операцию. Поэтому при решении задачи численного интегрирования этот подход не был реализован.

Подынтегральная кусочно-гладкая функция $\varphi(x')$ в нашей задаче представляет собой, как мы видим из выражения (2.4.26), произведение $\varphi(x') = \Delta g(x') K(x' - x)$, причем значения $\Delta g(x')$ заданы дискретно. В качестве функции, интерполирующей значения $\Delta g(x')$ в интервале между двумя соседними точками x_i и x_{i+1} (штрих у x для удобства дальнейшего

изложения опускаем), взято полиномиальное выражение вида

$$\Delta \bar{g}(x) = \sum_{j=0}^m c_j x^j, \quad (2.4.32)$$

где m — степень полинома. Исследования на модельных примерах показали, что кубическая парабола ($m=3$) дает наилучшее приближение по сравнению с линейной интерполяцией ($m=1$) и особенно с параболической ($m=2$). Коэффициенты c_j находятся из условия полного совпадения полинома с $\Delta g(x)$ в точках $x_{i-1}, x_i, x_{i+1}, x_{i+2}$, при этом интерполяция выполняется лишь в интервале (x_i, x_{i+1}) . На конечном $(x_{n-1}, l_2]$ и начальном $[l_1, x_2)$ отрезках коэффициенты c_j определяются по значениям $\Delta g(x)$ в точках $x_{n-3}, x_{n-2}, x_{n-1}, l_2$ и l_1, x_2, x_3, x_4 соответственно. Интегрирование на отрезке $[x_i, x_{i+1}]$ интерполирующего функционала $\varphi(x) = \Delta g(x) K(x)$ приводит к выражению

$$\begin{aligned} G_{i+1}(\varphi) &= \int_{x_i}^{x_{i+1}} \varphi(x) dx = \int_{x_i}^{x_{i+1}} \frac{\Delta g(x) x}{(x^2 + p^2)^2} dx = \\ &= \int_{x_i}^{x_{i+1}} \frac{(c_0 + c_1 x + c_2 x^2 + c_3 x^3) x dx}{(x^2 + p^2)^2} = \\ &= \left[-\frac{c_0}{2} \frac{1}{x^2 + p^2} + \frac{c_1}{2p} \arctg \frac{x}{p} - \frac{c_1}{2} \frac{x}{x^2 + p^2} - \frac{c_2}{2} \frac{x^2}{x^2 + p^2} + \right. \\ &\left. + \frac{c_2}{2} \ln(x^2 + p^2) - \frac{c_3}{2} \frac{x^3}{x^2 + p^2} + \frac{c_3}{2} 3x - \frac{c_3}{2} p \arctg \frac{x}{p} \right] \Big|_{x_i}^{x_{i+1}}. \quad (2.4.33) \end{aligned}$$

Сумма T_{Σ} на отрезке $[l_1, l_2]$

$$T_{\Sigma}(G) = \sum_{i=0}^{n-1} G_{i+1} \approx I \quad (2.4.34)$$

аппроксимирует непрерывный линейный функционал (2.4.26).

Таким образом, аппроксимирующие функции $\varphi(x)$ образуют пространство непрерывных вещественных функций $H[l_1, l_2]$, определенных на отрезке $[l_1, l_2]$, которые в узлах $l_1 = x_1, x_2, \dots, x_{n-1}, x_n = l_2$ отрезка $[l_1, l_2]$ могут иметь разрыв производных (от первой до более высокого порядка), являются суммируемыми, в том числе суммируемыми в квадрате, т.е. $\int_{l_1}^{l_2} (\varphi(x))^2 dx < +\infty$. Кроме того, для указанной функции можно

вести скалярное произведение

$$(\varphi_1, \varphi_2) = \int_{l_1}^{l_2} \varphi_1(x) \varphi_2(x) dx \quad (2.4.35)$$

и норму

$$\|\varphi\| = (\varphi, \varphi)^{1/2}. \quad (2.4.36)$$

Пространство $H[l_1, l_2]$ функций $\varphi(x)$ является гильбертовым. Линейный интегральный оператор (2.4.36) также действует в пространство, в котором можно ввести структуру гильбертова пространства.

Для вычисления нулевого приближения $\delta_0 I_1$ — поправки за бесконечность интервала интегрирования — был реализован подход, развитый в подразд. 2.2, где даны общие приемы учета поправок за конечность интегрирования с использованием свойства регулярности потенциальных функций на бесконечности. В случае вертикальной ступени оказалось возможным достаточно точно определить поправки за конечность интегрирования на основе свойства вертикальной ступени и материальной полуплоскости, впервые подмеченного и рассмотренного К.В. Гладких [1957].

Оказывается, что гравитационные эффекты, создаваемые вертикальной ступенью и материальной полуплоскостью с поверхностной плотностью $\mu = \Delta\sigma(\xi_2 - \xi_1)$ и расположенной на глубине $h = \frac{1}{2}(\xi_2 - \xi_1)$, очень

близки между собой. Максимальные расхождения для крайнего случая материальной полуплоскости и вертикального уступа $\xi_1 = 0$ достигают лишь 7% в точке $x = 0,25h$. В удаленных от начала координат точках эти различия достигают десятых долей процента. Это своеобразный принцип эквивалентности кривых силы тяжести над вертикальными ступенями и материальной полуплоскостью.

Для нахождения удовлетворительного выражения подсчета поправки за конечность интервала интегрирования необходимо прежде всего методом характерных точек определить величину $h = |x_{1/4}| = |x_{3/4}|$, где $(x_{1/4})$ и $(x_{3/4})$ — абсциссы точек кривой Δg , для которых $\Delta g = \frac{1}{4}\Delta g_{\max}$ и $\Delta g = \frac{3}{4}\Delta g_{\max}$.

Притяжение материальной полуплоскости вычисляется по формуле

$$\Delta g(x) = 2k\mu \left(\frac{\pi}{2} + \operatorname{arctg} \frac{x}{h} \right). \quad (2.4.37)$$

Величина μ определяется из выражения

$$\mu = \Delta g_{\max} / 2\pi k. \quad (2.4.38)$$

Следовательно,

$$\Delta g(x) = \frac{\Delta g_{\max}}{\pi} \left(\frac{\pi}{2} + \operatorname{arctg} \frac{x}{h} \right). \quad (2.4.39)$$

Подставляя это выражение в формулу (2.4.1) и интегрируя в пределах от $-\infty$ до l_1 и от l_2 до $+\infty$, получаем величину поправки за бесконечность интервала интегрирования:

$$\begin{aligned} \delta_0 I = & \frac{\Delta g_{\max}}{2\rho(h+\rho)} + \Delta g_{\max} \left[\frac{1}{4(l_2^2 + \rho^2)} - \right. \\ & \left. - \frac{1}{2(h^2 - \rho^2)} \left(\frac{h}{\pi\rho} \operatorname{arctg} \frac{l_2}{\rho} - \frac{l_2^2 + h^2}{l_2^2 + \rho^2} \operatorname{arctg} \frac{l_2}{h} \right) \right] - \\ & - \Delta g_{\max} \left[\frac{1}{4(l_1^2 + \rho^2)} - \frac{1}{2(h^2 - \rho^2)} \left(\frac{h}{\pi\rho} \operatorname{arctg} \frac{l_1}{\rho} - \right. \right. \\ & \left. \left. - \frac{l_1^2 + h^2}{l_1^2 + \rho^2} \operatorname{arctg} \frac{l_1}{h} \right) \right]. \end{aligned} \quad (2.4.40)$$

Оценим погрешность относительной меры δI_{OT} вычисления поправки за бесконечность интервала интегрирования, возникающую вследствие замены вертикальной ступени материальной полуплоскостью. Обозначим через δI_y значение интеграла (2.4.1) в интервале (l_2, ∞) , а через δI_{II} — аналогичную величину для материальной полуплоскости

$$\delta I_{OT} = (\delta I_y - \delta I_{II}) / \delta I_y. \quad (2.4.41)$$

Соответственно через $\Delta g_y(x)$ и $\Delta g_{II}(x)$ обозначим гравитационные аномалии от уступа и полуплоскости и примем

$$\epsilon(x) = \frac{\Delta g_y(x) - \Delta g_{II}(x)}{\Delta g_y(x)} > 0, \quad x \in [l_2, \infty). \quad (2.4.42)$$

Справедливость указанного неравенства доказана К.В. Гладким [1957], Б.А. Андреевым и И.Г. Клушиным [1962]. Притяжение материальной полуплоскости систематически меньше притяжения вертикальной ступени с соответствующими параметрами $\mu = \sigma(\xi_2 - \xi_1)$ на восходящей ветви кривой Δg , т.е. при $x \in (0, +\infty)$, и систематически больше на интервале $x \in (0, -\infty)$. Следовательно, имеем

$$\begin{aligned} \delta I_{OT} &= \frac{1}{\delta I_y} \int_{l_2}^{+\infty} [\Delta g_y(x) - \Delta g_{II}(x)] K(x) dx = \\ &= \frac{1}{\delta I_y} \int_{l_2}^{+\infty} \epsilon(x) \Delta g_y(x) K(x) dx < \\ &< \frac{\epsilon_{\max}}{\delta I_y} \int_{l_2}^{+\infty} \Delta g_y(x) K(x) dx = \epsilon_{\max}, \end{aligned} \quad (2.4.43)$$

где ϵ_{\max} — величина максимального расхождения между притяжением материальной полуплоскости и ступенью в интервале $[l_2, +\infty)$, которая при больших расстояниях очень мала и достигает всего лишь десятых долей процента, но величина $\epsilon_{\max} < 7\%$ [Гладкий, 1957; Андреев, Клушин, 1962]. Поэтому нулевое приближение $\delta_0 I$ поправки на бесконечность интервала интегрирования вычисляется с достаточно большой точностью. Учитывая тот факт, что величина поправки сама составляет все-таки значительно меньшую часть всего интеграла (2.4.1), то в большинстве практических случаев можно нулевым приближением $\delta_0 I$ ограничиться. Так построена программа "Уступ".

Для уточнения величины δI строится схема последовательных приближений (2.4.25), где первое после нулевого и последующее приближения поправки за конечность интегрирования вычисляются по формуле

$$\begin{aligned} \delta_{n-1} I &= S_{\Delta} y_{n-1} = \int_{-\infty}^{l_1} \Delta g(y_{n-1}) K(x' - x, z' - z) dx' + \\ &+ \int_{l_2}^{+\infty} \Delta g(y_{n-1}) K(x' - x, y' - y) dx', \end{aligned} \quad (2.4.44)$$

где для вертикального уступа интеграл представили в первообразных функциях.

Описанная теория легла в основу программы "Уступ", которая реализована на языке Алгол-60 для транслятора ТА-1М. Программа организована следующим образом. Сначала определяется глубина до середины уступа

$$h = (\xi_1 + \xi_2) / 2 \quad (2.4.45)$$

по формуле

$$h = |x_{3/4} - x_{1/4}| / 2. \quad (2.4.46)$$

Полагаем $p_i = |x_i| \sqrt{3}$, за исключением точки $x = 0$. Тем самым определяется общее число значений p_i . Кроме того, при таком задании величин p_i ядро $|x/(p^2 + x^2)|^2$ будет иметь максимум в точках x_i , для которых известны $\Delta g(x_i)$. Этим достигается тот эффект, что именно значения $\Delta g(x_i)$, по которым построена кривая Δg , а не интерполируемые значения Δg вводятся в интегральное преобразование с максимальным весом. Опыт показывает, что задание $p_i = x_i \sqrt{3}$ значительно расширяет круг интерпретируемых наблюдений кривых Δg . В противном случае в результате интегрального преобразования подчеркивается ошибка интерполяции и число кривых Δg , для которых возможна интерпретация, резко уменьшается. Кроме этого, две точки x_1 выбираются в интервале (x_0, x_1) , если $x_1 < |x_{-1}|$, $p'_0 = 0,3 \sqrt{3} x$, $p''_0 = 0,7 \sqrt{3} x$. Если $x_1 > |x_{-1}|$, то $p'_0 = 0,3 \sqrt{3} |x_{-1}|$ и $p''_0 = 0,7 \sqrt{3} |x_{-1}|$. Если вся аномальная кривая $\Delta g(x)$ не интерпретируется, то программа переходит на интерпретацию отдельных ее ветвей, заданных только на положительных $\Delta g(+x)$ и только на отрицательных $\Delta g(-x)$ значениях x . При этом недостающая половина кривой симметрично достраивается. Например, для ветви кривой, заданной на положительных значениях x , ветвь отрицательных значений x строится следующим образом: $|x_{-1}| = x_{+1}$, $|x_{-2}| = x_{+2}$, ..., $|x_{-N}| = x_{+N}$ ($-1, -2, \dots, -N$ — индексы при отрицательных значениях x) и для каждого x

$$\Delta g(-x) = \Delta g_{\max} - \Delta g(+x).$$

Если интерпретируются обе ветви кривой, то выдаются обе группы результатов и группа среднеарифметических их значений. Если одна из ветвей интерпретируемой кривой Δg типа ступени осложнена погрешностями или имеет "неправильный" вид, то, пользуясь способом симметрической достройки, можно эту достройку осуществить до ввода массива значений Δg в ЭВМ. Если ни для одной пары значений p не существует решения обратной задачи, то печатается фраза "задача не разрешена" и программа переходит к обработке следующего профиля. Если имеется Q вариантов ($Q \leq \delta$), для которых задача имеет решение, то ξ_1 и ξ_2 рассчитываются как среднее арифметическое по Q вариантам.

Если $Q > \delta$, δ — заданное целое число, то для ξ_1 и ξ_2 строятся гистограммы распределений, причем интервал гистограммы рассчитывается по формулам:

$$d_1 = \left(\sum_{i=1}^Q (\xi_{1,i} - \bar{\xi}_1)^2 \right)^{1/2} / Q, \quad (2.4.47)$$

$$d_2 = \left(\sum_{i=1}^Q (\xi_{2,i} - \bar{\xi}_2)^2 \right)^{1/2} / Q, \quad (2.4.48)$$

где $\xi_{1,i}$ — величины верхних ограничений уступа, полученные в различных

Таблица 7

Погрешность определения параметров вертикального уступа для различных сочетаний пар ρ_1 и ρ_2

ρ_1	ρ_2	$\delta \xi_1, \%$	$\delta \xi_2, \%$	ρ_1	ρ_2	$\delta \xi_1, \%$	$\delta \xi_2, \%$
0,347	3,0	+1,8	-3,3	0,05	0,2	-30	+19,2
0,347	0,05	-22	+16	0,05	0,5	-19	+11
0,347	0,1	-16	+10	0,05	0,8	-15	+8,0
0,347	0,2	-11	+6,0	0,05	1,6	-11	+14,3
0,347	0,5	-4,4	+2,4	0,1	0,2	-21	+13
0,347	0,8	-1,1	+0,3	0,1	0,5	-13	+7,6
0,347	1,6	+2,5	-1,7	0,1	0,8	-10	+5,1
3,0	0,05	-7,0	+1,6	0,1	1,6	-5,8	+2,0
3,0	0,1	-2,3	+0,2	0,2	0,5	-8,4	+4,5
3,0	0,2	+1,6	-1,7	0,2	0,8	-5,2	+1,4
3,0	0,5	+8,0	-4,3	0,2	1,6	-1,4	0
3,0	0,8	+11	-5,5	0,5	0,8	+1,2	-0,1
3,0	1,6	+17	-6,8	0,5	1,6	+5,0	-2,7
0,05	0,1	-33	127,4	0,8	1,6	+8,0	-4,0

вариантах; $\bar{\xi}_1$ — среднее арифметическое величин $\xi_{1,i}$; $\bar{\xi}_{2,i}$ — величины нижних ограничений, полученные в различных вариантах; $\bar{\xi}_2$ — среднее арифметическое величин $\xi_{2,i}$; Q — число вариантов; d_1 — интервал гистограммы для $\xi_{1,i}$; d_2 — интервал гистограммы для $\xi_{2,i}$.

За глубины верхнего и нижнего ограничений принимаются максимальные моды соответствующих гистограмм. Плотность вычисляется по формуле

$$\sigma = \Delta g_{\max} / 41,9 (\xi_2 - \xi_1). \quad (2.4.49)$$

Затем рассчитывается и печатается гравитационный эффект от ступени с полученными в результате работы программы величинами ξ_1 , ξ_2 , σ в точках x_i и определяется среднеквадратичное отклонение полученной кривой от наблюдаемой

$$\epsilon = \left\{ \sum_{i=1}^n [\Delta g_i - \Delta \bar{g}(x_i)]^2 / n \right\}^{1/2}. \quad (2.4.50)$$

Точность метода оценивалась с помощью решения обратной задачи по теоретическим кривым от различных моделей и сравнения результатов интерпретации наблюдаемых кривых $\Delta g(x)$ с данными исследований другими методами — сейсмическими, геологическими и т.д. (табл. 7—9).

Прежде всего была рассмотрена зависимость результатов от различных ρ_i . Была взята теоретическая кривая от уступа и проинтерпретирована данным методом при различных значениях параметров ρ_i . Результаты представлены в табл. 7. Видно, что при малых значениях параметров ρ_1 и ρ_2 относительные ошибки расчета ξ_1 и ξ_2 резко возрастают. Возрастают ошибки также и при очень больших значениях параметров ρ_i .

В табл. 8 приведены результаты исследования зависимости точности выходных данных ξ_1 , ξ_2 , $\Delta\sigma$ от соотношения глубин ξ_2/ξ_1 для вертикальной ступени и от угла наклона боковой грани α от 90 до 45°. Величины ξ_1 , ξ_2 , $\Delta\sigma$ вычислялись по гистограмме как статистическое среднее. Анализ таблицы показывает, что точность определения параметров уступа падает с уменьшением величины ξ_2/ξ_1 . Наклон боковой грани уступа на 60°

Таблица 8

Оценка точности метода при различных параметрах моделей уступа

Изменяющийся параметр	$\delta\xi_1, \%$	$\delta\xi_2, \%$	$\delta\Delta\sigma, \%$
$\xi_2/\xi_1 = 9,0$	2,5	1,2	1,7
$\xi_2/\xi_1 = 3,0$	4,5	3,0	6,0
$\xi_2/\xi_1 = 1,2$	12,0	13,0	57,0
$\alpha = 60^\circ$	28,0	7,5	35,0
$\alpha = 45^\circ$	Отказ 100%		

Таблица 9

Результаты интерпретации аномалий Δg

Профиль	$\xi_1, \text{ км}$	$\xi_2, \text{ км}$	$\Delta\sigma, \text{ г/см}^3$	Район работ
1 п	1,7	40	0,07	Азовское море
3 п	2,2	18	0,09	" "
3 п	2,3	16,5	0,09	" "
54 а	2,6	7,8	0,1	Дно-Медведицкие дислокации
15	0,3	3,3	0,1	То же
85 п	2,0	12,2	0,05	Северо-запад Черного моря
85 п	2,05	12,5	0,056	То же

приводит к смещению вниз верхней кромки на 28%, уменьшению глубины нижней кромки на 8% и увеличению аномальной плотности на 35%. При наклоне 45° для всех сочетаний параметров ρ_i система уравнений решения не имеет. Таким образом, данный метод обеспечивает точность до 20%, если соотношение $\xi_2/\xi_1 = 1,5$ и угол наклона боковой грани больше 70° .

При нарушении этих условий резко возрастает число вариантов пар ρ_i , при которых система уравнений не имеет решения. Это, в частности, может служить признаком того, что данная гравитационная аномалия не является аномалией от вертикального уступа.

Некоторые результаты интерпретации реальных аномалий приведены в табл. 9. Сравнение с результатами интерпретации билогарифмическими палетками и с сейсмическими исследованиями показывает, что интерпретация предлагаемым методом достаточно надежна. На Азовском море, по данным ГСЗ, на глубинах около 40 и 18 км располагаются соответственно границы Мохоровичича и Конрада. На северо-западе акватории Черного моря на глубинах 2,0 и 12,3 км проходят границы, которые по сейсмическим данным можно отождествить с кровлей фундамента (1,2 км) и границей внутри "гранитного" слоя (около 11 км).

2.5. ЛОГАРИФИМИРОВАНИЕ ЧИСЛОВЫХ ПОЛЕЙ ИНТЕРПРЕТИРУЕМЫХ ДАННЫХ ПРИ РЕШЕНИИ НЕЛИНЕЙНЫХ УРАВНЕНИЙ В ОБРАТНЫХ ЗАДАЧАХ ГРАВИМЕТРИИ (ТРЕХМЕРНЫЙ ВАРИАНТ)

“Прямым” способом решения обратной задачи гравиметрии и магнитометрии является решение систем нелинейных уравнений типа

$$\{W_r(t)\} = \{B_r\}, t = (t_1, t_2, \dots, t_n), n \leq r = 1, 2, \dots \quad (2.5.1)$$

где t — n -мерный вектор неизвестных параметров и физических характеристик аномального тела или системы тел и некоторых параметров, характеризующих саму аномалию или их систему: r — число нелинейных уравнений; B_r — свободный член — величина аномалии W_r .

Недостаток прямых способов решения обратных задач — это большие затраты машинного времени. Некоторое его сокращение достигается использованием определенных методов, часто различных для магнитометрии и гравиметрии. Эти различия нередко связаны со специфичностью аномалий магнитного и гравитационного полей, получаемых в результате наблюдений. Одно из главных отличий аномалий силы тяжести, создаваемых изолированным возмущающим телом, например блоком в форме прямоугольной призмы, от аналогичной аномалии магнитного поля ΔZ_A или ΔT_A заключается в том, что аномалии Δg_A имеют один экстремум и характеризуются значениями поля одного знака (плюсовыми или минусовыми) в противоположность магнитным, у которых число экстремумов колеблется от трех до пяти, и положительными и отрицательными значениями магнитного поля одновременно.

Вследствие того что у изолированных теоретических аномалий значений поля силы тяжести, равных нулю, быть не может, для них весьма эффективным приемом увеличения производительности интерпретации представляет собой логарифмирование числовых (алгебраических) полей интерпретируемых данных. Ограничительным условием широкого использования логарифмического нормирования при интерпретации аномалий силы тяжести является условие примерного постоянства аномальной (избыточной или дефективной) плотности изучаемого объекта.

Логарифмирование числовых полей, в которых заданы значения интерпретируемых аномалий, достигается введением логарифмической нормы $\|\cdot\|$ [Курош, 1973]. Логарифмическая норма $\|\cdot\|$ представляет собой неархимедову норму, в группоиде значений G которой упорядоченность заменена на инверсную (т.е. такую, когда взаимно однозначное соответствие ψ изменяет порядок элементов на обратный и осуществлен переход от мультипликативной к аддитивной форме записи). Норма $\|\cdot\|$ определяет гомоморфное отображение мультипликативной группы поля Δg (понимаемого как алгебраическое поле) на линейно-упорядоченную абелеву группу значений нормы G , пополненную символом ∞ . Значения логарифмической нормы в аддитивной группе G должны отвечать следующим условиям:

- 1) $\|0\| = \infty, \|a\| < \infty$ при $a \neq 0$,
- 2) $\|ab\| = \|a\| + \|b\|$,
- 3) $\|a + b\| \geq \min \|a\| \cdot \|b\|$.

Тривиальное логарифмическое нормирование осуществляется таким образом, что каждому числу поля a ставится в соответствие число $-\lg a$, и при интерпретации гравиметрических данных имеют дело с изоморфно-логарифмически преобразованными значениями в аддитивном группоиде

$G(\Delta g \varphi) = -\lg \Delta g(\varphi)$ — преобразование). Однако на практике вводится логарифмическое нормирование поля P и в аддитивном группоиде G , но без введения инверсного изоморфизма, т.е. с сохранением первоначальной упорядоченности

$$\|a\| = a\varphi = \lg a. \quad (2.5.3)$$

Такое нормирование приводит к изменению условий 1 и 3 логарифмической нормы (2.5.2), которые можно записать следующим образом:

$$\begin{aligned} 1) \quad & \|0\| = \infty, \|a\| > -\infty, a \neq 0, \\ 2) \quad & \|ab\| = \|a\| + \|b\|, \\ 3) \quad & \|a-b\| \leq \max(\|a\|, \|b\|). \end{aligned} \quad (2.5.4)$$

При переходе к архимедову нормированию условие 3 из выражения (2.5.4) заменяется более слабым условием архимедова нормирования

$$\|a+b\| \leq \|a\| + \|b\|. \quad (2.5.5)$$

Из выражений (2.5.2)–(2.5.4) вытекает еще одно важное свойство логарифмического нормирования с инверсией или без инверсии упорядоченности:

$$\|a\| = \|-a\|. \quad (2.5.6)$$

Притяжение аномального тела в форме блока, ограниченного сверху и снизу горизонтальными (с глубинами соответственно ξ_1 и ξ_2) и (или) слабонаклоненными плоскостями и их системами, в общем виде может быть охарактеризовано выражением

$$\Delta g = \Delta \sigma t_k \Phi(t/t_k), \quad k = \overline{1, n}, \quad (2.5.7)$$

где $\Delta \sigma$ — постоянный множитель аномальной плотности; $\Phi(t)$ — функционал притяжения, зависящий от соотношения пространственных параметров t и свободный от влияния плотности. Функционал $\Phi(t)$ является однородным, поскольку имеется соотношение

$$t_k \Phi(t/t_k) = \Phi(t), \quad t \neq 0. \quad (2.5.8)$$

При количественной интерпретации изолированной аномалии силы тяжести возникает необходимость отдельного исследования в (2.5.7) постоянного для каждой конкретной аномалии произведения $\Delta \sigma t_k = \text{const}$ и функционала $\Phi(t/t_k)$, который определяет форму аномальной кривой или поверхности. Выделить функционал $\Phi(t/t_k)$, построенный в единицах параметра t_k , фиксирующий взаимоотношение параметров t в блоке и тип аномальной кривой или поверхности при этом взаимоотношении, нельзя. Однако можно построить другой функционал $\Phi'(t/t_k)$, который свободен от влияния плотности и характеризует блок при фиксированном соотношении пространственных параметров. Для этого $\Phi(t)$ выражают в относительных единицах, разделив, например, на максимальное для конкретного функционала значение. Пространственные параметры также выражаются в единицах какого-либо параметра ввиду однородности функционала

$$\Phi\left(\frac{t}{t_k}\right) = \frac{\Phi(t/t_k) t \Delta \sigma}{\Phi_{\max}(t/t_k) t \Delta \sigma} = \frac{\Phi(t/t_k)}{\Phi_{\max}(t/t_k)}. \quad (2.5.9)$$

Подобные преобразования применяются при исследовании магнитных аномалий, принимающих значение нуль в отдельных точках x или кривых плоскости OXY и для сложных знакопеременных аномалий поля силы

тяжести. Однако преобразования с мультипликативными выражениями типа (2.5.7) более сложны и требуют большого времени счета, чем с выражениями аддитивного характера. Мультипликативная группа поля $|\Delta g|$, порождаемая функционалом (2.5.7), изоморфно отображается в аддитивную группу вещественных чисел применением операции логарифмирования φ :

$$\lg(\Delta \sigma t_k \Phi(t/t_k)) = \lg \Delta \sigma t_k + \lg \Phi(t/t_k), \quad (2.5.10)$$

которая эквивалентна выполнению условия 2 в выражениях (2.5.2) и (2.5.4). Наиболее удобно билогарифмирование, т.е. логарифмирование не только значений исследуемого функционала, но и его аргументов x (или x и y), которые представимы в виде $\lg(x/t_k)$.

Проиллюстрируем все высказанные выше соображения о применении логарифмического нормирования при интерпретировании изолированных аномалий силы тяжести на примере решения обратной задачи для возмущающего тела в форме прямоугольного параллелепипеда. Интерпретация была реализована в палеточном варианте, где расчетный профиль, для которого вычислялись палетки, проходил перпендикулярно длинной стороне параллелепипеда через проекцию его центра на плоскость наблюдения.

Обзор методов интерпретации гравитационных и магнитных аномалий логарифмическими палетками имеется в "Справочнике геофизика", т. V [1968]. Следует лишь добавить, что одним из первых применил логарифмические палетки для интерпретации гравитационных аномалий А.А. Непомнящий [1952, 1964], а за рубежом — французские геофизики [Naudy, 1962]. Автор начал работать в этом направлении в конце 50-х годов, результаты обобщены в монографии [Вашилов, 1973а]. В ней рассматриваются методы количественной интерпретации аномалий Δg над блоками в форме прямоугольных параллелепипедов и призм и содержится ряд усовершенствований, позволяющих применять их с успехом на практике.

Выберем в качестве параметра t_k глубину ξ_2 нижнего основания параллелепипеда и вынесем его за знак функционала Φ , описывающего притяжение прямоугольного параллелепипеда:

$$\Delta g = \Delta \sigma \xi_2 \Phi\left(\frac{a}{\xi_2}, \frac{b}{\xi_2}, \frac{\xi_1}{\xi_2}, \frac{\xi_2}{\xi_2} = 1, \lg \frac{x}{\xi_2}\right), \quad (2.5.11)$$

где аналитическое выражение для Δg и Φ на оси Ox можно найти в работах Б.А. Андреева, И.Г. Клушина [1962], Ю.Я. Вашилова [1973а], в справочнике "Гравиразведка" [1981].

Опуская все промежуточные выкладки, которые содержатся в указанных выше работах автора, перейдем сразу к фундаментальным в теории билогарифмических палеток равенствам:

$$\lg \Delta \sigma_{ii} \xi_{2ii} = \lg \Delta g_{ii} - \lg \Delta g_{ii}, \quad \lg \xi_{2ii} = \lg x_{ii} - \lg x_{ii}. \quad (2.5.12)$$

Индексы "и" относятся к интерпретируемым величинам, "п" — к палеточным. Величины $\lg \Delta \sigma_{ii} \xi_{2ii}$ и $\lg \xi_{2ii}$ отсекаются единичными осями палеток. Зная $\lg \xi_{2ii}$ и, следовательно, ξ_{2ii} , делением $\Delta \sigma_{ii} \xi_{2ii} / \xi_{2ii}$ получают величину $\Delta \sigma_{ii}$.

Однако практика интерпретации имеет дело с аномалиями, осложненными погрешностями наблюдения и систематическими погрешностями, возникающими из-за несоответствия модели носителя заряда N_6 действительному объекту, которую обозначим через δ . Тогда условие совпадения теоретической Δg_{ii} и интерпретируемой Δg_{ii} аномалий можно выразить

через метрику и введенную ранее тривиальную логарифмическую норму следующим образом:

$$\rho_{\Delta g} = \| \Delta g_{\Pi} (\| x \|) \Delta g_{\Pi}^{-1} (\| x \|) \| = \min \delta (\Delta g), \quad (2.5.13)$$

$$\rho_x = \| x_{\Pi} (\| \Delta g \|) x_{\Pi}^{-1} (\| \Delta g \|) \| = \min \delta (x).$$

Или, если записать метрику ρ иначе:

$$\rho_{\Delta g} = \left(\sum_{i=1}^n [\lg \Delta g_{\Pi} (\lg x_i) - \lg \Delta g_{\Pi} (\lg x_i)]^2 \right)^{1/2} = \min \delta (\Delta g), \quad (2.5.14)$$

$$\rho_x = \left(\sum_{i=1}^n [\lg x_{\Pi} (\lg \Delta g_i) - \lg x_{\Pi} (\lg \Delta g_i)]^2 \right)^{1/2} = \min \delta (x),$$

где n — число точек, в которых заданы значения $\Delta g(x_i)$, $i = \overline{1, n}$, т.е. фактически число нелинейных уравнений, характеризующих данную аномалию. Следовательно, интерпретацию можно представить как решение системы нелинейных уравнений с неизвестными $t_{\epsilon} = (t_1, t_2, \dots, t_k)$, число которых $k \leq n$.

Таким образом, интерпретация с помощью логарифмических палеток сводится к поиску палеточных кривых $\lg \Phi_{\Pi}$, эквивалентных интерпретируемой. Бесконечное множество взаимно однозначных отображений $\psi: \lg \Phi_{\Pi} \rightarrow \lg \Delta \sigma \zeta_2 \Phi_{\Pi}$, $\psi^{-1}: \lg \Delta \sigma \zeta_2 \Phi_{\Pi} \rightarrow \lg \Phi_{\Pi}$ образует изоморфизм. Перебором палеточных кривых осуществляется операция отождествления по образу аномалии Δg_{Π} ее теоретического прообраза Δg_{Π} .

Технические вопросы построения и работы с билогарифмическими палетками описаны в работе автора [Вашилов, 1973а].

2.6. ИТЕРАЦИОННОЕ РАЗЛОЖЕНИЕ ХАНА КАК МЕТОД РЕШЕНИЯ ОДНОЙ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ МАГНИТОМЕТРИИ ДЛЯ АНОМАЛИЙ ΔZ_A

В основу рассматриваемого метода интерпретации положена идея итерационного разложения носителя заряда N_{δ} в смысле Хана и разложения соответствующих заряду функций W , в данном случае — вертикальной составляющей магнитного поля $\Delta Z_A(x)$. Математические аспекты проблемы подробно рассмотрены в разделах функционального анализа, посвященных вопросам пространства с лебеговыми мерами [Канторович, Акилов, 1977; Колмогоров, Фомин, 1976].

Рассматривается пространство функций теоретической аномалии $\Delta Z_A^{(T)} \in R^n$, где R^n — n -мерное евклидово пространство значений вертикальной составляющей магнитного поля, которое некоторыми исследователями относится к конечномерному гильбертову пространству. Пространство функций $\Delta Z_A^{(T)}$ определено на оси OX над множеством носителей зарядов $N_{\delta 2}$ прямоугольных призм бесконечного простираения вектором параметров $t(t_1 = \zeta_1, t_2 = \zeta_2, t_3 = a)$, где ζ_1 и ζ_2 — глубины верхнего и нижнего оснований призмы; a — ее горизонтальная полумощность. Носитель зарядов $N_{\delta 2}$ по теореме о разложении в смысле Хана представляется так:

$$N_{\delta 2} = N_{\delta 8}^+ \cup N_{\delta 8}^-, \quad (2.6.1)$$

где $N_{\delta 8}^+$ — положительный относительно заряда носитель (прямоугольная бесконечная призма с нижней гранью ζ_2 , стремящейся в бесконечность, 76

и верхней гранью ξ_1); N_{68}^- — отрицательный носитель, но с верхней гранью на глубине ξ_2 . На основе разложения Хана (2.6.1) имеет место разложение Жордана заряда Φ носителя N_{62} :

$$\Phi(N_{62}) = \Phi^+ - \Phi^-, \quad (2.6.2)$$

где Φ^+ и Φ^- — верхняя и нижняя вариации заряда Φ . Заряд Φ определяется выражением (2.1.1). В подразд. 2.1 даются определения некоторых понятий. Так как носитель N может быть представлен как объединение непересекающихся множеств N_k :

$$N = \bigcup_k N_k, \quad (2.6.3)$$

то справедливо равенство

$$\Phi(N) = \sum_k \Phi(N_k). \quad (2.6.4)$$

Выражения (2.6.2), (2.6.3) показывают, что заряд $\Phi(N)$ наделен некоторыми свойствами σ -аддитивной меры и одновременно обобщает это понятие, поскольку является знакопеременной мерой — зарядом. Носитель заряда N определяется следующим образом:

$$\forall (N \subset X) \exists \Phi(X) ((X \setminus N) \supset \Phi(X) = 0). \quad (2.6.5)$$

Очевидно, что верхняя Φ^+ и нижняя Φ^- вариации заряда Φ носителя типа N_{68} бесконечны, но их разность (2.6.2) имеет конечное выражение. В.Н. Страховым ранее введено совпадающее по смыслу понятие "носитель источника" [Страхов, Лалина, 1976]. В рассматриваемом случае, учитывая верхние и нижние вариации заряда и характер носителей, определены значения вертикальной составляющей магнитного поля $\Delta Z_A(x)$, значения которой заданы на $x \in X$, причем X является множеством бесконечной числовой прямой OX . Положительному и отрицательному носителям заряда, верхней и нижней вариациям заряда соответствуют отрицательные и положительные значения вертикальной составляющей магнитного поля:

$$\Delta Z_A(t_\Sigma) = \Delta Z_A(t_\Sigma \setminus \xi_2) + \Delta Z_A(t_\Sigma \setminus \xi_1), \quad (2.6.6)$$

где $(t_\Sigma \setminus \xi_2)$, $(t_\Sigma \setminus \xi_1)$ обозначают набор параметров и величин физических характеристик без параметров ξ_2 и ξ_1 .

Положительная составляющая

$$\Delta Z_A(t_\Sigma \setminus \xi_2) = 2\Delta I_z \left(\arctg \frac{x+a}{\xi_1} - \arctg \frac{x-a}{\xi_1} \right) \quad (2.6.7)$$

описывает на оси OX магнитное поле ΔZ_A прямоугольной призмы бесконечного простираения и распространения на глубину. Отрицательная

$$\Delta Z_A(t_\Sigma \setminus \xi_1) = -2\Delta I_z \left(\arctg \frac{x+a}{\xi_2} - \arctg \frac{x-a}{\xi_2} \right) \quad (2.6.8)$$

аналогична первой, но с верхней гранью на глубине ξ_2 и с противоположным направлением относительного вертикального намагничивания — ΔI_z . Ввиду того что начало координат находится над центром призмы, имеют место неравенства

$$|\Delta Z_A(t_\Sigma \setminus \xi_2)| > |\Delta Z_A(t_\Sigma \setminus \xi_1)|, \Delta Z_A(t_\Sigma) > 0$$

примерно в пределах призмы $2a$ на оси OX и $\Delta Z_A(t_\Sigma) < 0$ за пределами призмы.

Будем рассматривать ΔZ_{t_Σ} как оператор решения прямой задачи магниторазведки для носителя источника N_{62} . Для каждой компоненты суммы (2.6.6) в отдельности существует обратный оператор $\Delta Z_{t_\Sigma/\xi_1}^{-1}$, позволяющий определить вектор параметров носителя типа N_{63} , например, для положительной составляющей:

$$\Delta Z_{t_\Sigma/\xi_2}^{-1} (\Delta Z_A(t_\Sigma \setminus \xi_2)) = (t_\Sigma \setminus \xi_1) = (\xi_1, a, \Delta I_z). \quad (3.6.9)$$

Предлагается следующий метод последовательных приближений определения параметров (t_Σ) , который в принципе является интуитивным. Для реализации первого шага итераций вводится оператор F со следующими свойствами. Оператор F преобразует аномалию $\Delta Z_A(x, t_\Sigma)$, $t_\Sigma = (t, \Delta I_z)$ в функционал $\Delta Z_A^F(x, t_\Sigma)$:

$$F(\Delta Z_A(x, t_\Sigma)) = \Delta Z_A^F(x, t_\Sigma), \quad (3.6.10)$$

такой, что выполняются следующие условия:

$$\begin{aligned} \Delta Z_A^F(x, t_\Sigma) - \Delta Z_A(x, t_\Sigma) &= \text{const} > 0, \quad |x| \leq |x_{\min}|, \\ \max \Delta Z_A^F(x, t_\Sigma) &= \Delta Z_A(x_{\max}, t_\Sigma) - \Delta Z_A(x_{\min}, t_\Sigma), \\ x \in \text{Ker } F &\text{ при } |x| > |x_{\min}|. \end{aligned} \quad (3.6.11)$$

Здесь x_{\min} — абсцисса минимума симметричной кривой $\Delta Z_A(x, t_\Sigma)$; $\text{Ker } F$ — ядро линейного оператора F , т. е. такое множество, что имеет место формула

$$\forall x \in \text{Ker } F \exists x (\text{Ker } F = x) \wedge (F(\Delta Z_A(x, t_\Sigma)) = 0),$$

где \wedge — символ конъюнкции. Это выражение означает, что функция $\Delta Z_A^F(x, t_\Sigma)$ является финитной, т. е. обращается в нуль вне интервала $(x_{\min, л}, x_{\min, п})$, $x_{\min, л}$ и $x_{\min, п}$ — абсциссы левого и правого минимумов.

С помощью оператора ΔZ_A^{-1} определяется вектор параметров первого приближения $(t_\Sigma \setminus \xi_2)$. Все сказанное относится к аномалиям ΔZ_A , которые имеют один максимум ("одногорбая" кривая). Если же у кривой ΔZ_A два максимума ("двугорбая" кривая), то в дополнение к сказанному $\Delta Z_A(x, t_\Sigma)$ будет финитной функцией в интервале между абсциссами левого $x_{\max, л}$ и правого $x_{\max, п}$ максимумов $\Delta Z_A(t_\Sigma)$, а последнее из выражений (2.6.11) записывается так:

$$x \in \text{Ker } F \text{ при } |x| > |x_{\min}| \wedge |x_{\max, л}| < x < |x_{\max, п}|. \quad (2.6.12)$$

Вычисления ξ_2 первого приближения при известных величинах $\Delta I_z^{(1)}$, $\xi_1^{(1)}$, $a^{(1)}$ выполняются по формуле

$$\xi_2(x_i) = \Delta Z_{\xi_2}^{-1} (\Delta Z_A(x_i, t_\Sigma)) = \frac{a}{\text{tg } \lambda} \pm \left(\frac{a^2}{\text{tg}^2 \lambda} - x_i^2 + a^2 \right)^{1/2}, \quad (2.6.13)$$

$$\text{tg } \lambda = \text{tg} \left(-\frac{\Delta Z_A(x_i)}{2 \Delta I_z} + \text{arctg} \frac{x_i + a}{\xi_1} - \text{arctg} \frac{x_i - a}{\xi_1} \right).$$

Выражение (2.6.13) выводится из (2.6.6) – (2.6.8). Запишем

$$\begin{aligned} \Delta Z_A(x, t_\Sigma) &= 2 \Delta I_z \left(\operatorname{arctg} \frac{x+a}{\xi_1} - \operatorname{arctg} \frac{x-a}{\xi_1} - \right. \\ &\left. - \operatorname{arctg} \frac{x+a}{\xi_2} + \operatorname{arctg} \frac{x-a}{\xi_2} \right) = 2 \Delta I_z \times \\ &\times \left[\operatorname{arctg} \frac{x+a}{\xi_1} - \operatorname{arctg} \frac{2a\xi_2}{\xi_2^2 + (x^2 - a^2)} \right]. \end{aligned} \quad (2.6.14)$$

Простейшие преобразования (2.6.14) с обозначениями, принятыми в (2.6.13), позволяют составить квадратное уравнение относительно формулы (2.6.12). Величина $\xi_2(x_i)$ определяется на конечном множестве $x_i \in X$, $i = \overline{1, n}$. Для определенности число точек при интерпретации аномалий принято равным $n = 19$. Исследования ковариационной матрицы показывают, что по отдельным участкам интерпретируемой кривой ΔZ_A параметры t_Σ отделяются с разной точностью [Калинина, 1976]. В связи с этим $\xi_2(x_i)$ вычисляется только в тех точках, где получаются значения определяемого параметра с меньшей погрешностью.

Из-за неточности первого приближения уравнение (2.6.13) может и не иметь решения ввиду появления отрицательных значений в последней скобке. На этот случай предполагается запасной вариант подсчета по формулам для удаленных точек.

Таким образом, нами определен в первом приближении вектор параметров $t_\Sigma^{(1)}$. Применяя к нему оператор вычисления вертикальной составляющей магнитного поля ΔZ_A , можно сравнить аномалии при заданных параметрах с интерпретируемой аномалией. Составим для функций $\Delta Z_A \times X(x, t_\Sigma)$ и $\Delta Z_A(x, t_\Sigma^{(k)})$ систему разностных уравнений

$$(\Delta Z_A(x_i, t_\Sigma) - \Delta Z_A(x_i, t_\Sigma^{(k)}))^2 = \delta_i^2, \quad i = \overline{1, n}, \quad (2.6.15)$$

где k – номер приближения. Введем метрику в n -мерном пространстве R^n :

$$\begin{aligned} \rho &= \|\Delta Z_A(x, t_\Sigma) - \Delta Z_A(x, t_\Sigma^{(k)})\| = \\ &= \left[\sum_{i=1}^n (\Delta Z_A(x_i, t_\Sigma) - \Delta Z_A(x_i, t_\Sigma^{(k)}))^2 \right]^{1/2}. \end{aligned} \quad (2.6.16)$$

Она характеризует сходимость теоретической и интерпретируемой кривых на данном этапе итерирования. Эта внешняя оценка может быть использована, чтобы ускорить решение задачи методом итерации.

Далее решается прямая задача расчета магнитного поля, связанного с нижним ограничением $\xi_2^{(1)}$ (первое приближение) по формуле (2.6.8). Вертикальная составляющая магнитного поля, связанная с отрицательным полюсом источника источника типа N_{68} , т. е. с нижним ограничением ξ_2 , вычитается из интерпретируемой аномалии и получается рафинированное в первом приближении магнитное поле $\Delta Z_A(x, t_\Sigma^{(1)} \setminus \xi_2)$ верхнего ограничения ξ_1 :

$$\Delta Z_A(x, t_\Sigma^{(1)} \setminus \xi_2) = \Delta Z_A(x, t_\Sigma) - \Delta Z_A(x, t_\Sigma^{(1)} \setminus \xi_1). \quad (2.6.17)$$

Затем определяются x_{\max} , $x_{\min, л}$, $x_{\min, п}$ функции $\Delta Z(x, t_{\Sigma}^{(1)} \setminus \xi_2)$, и программа переключается на второй цикл при условии, что $x_{\min, л}$, $x_{\min, п}$ не совпадают с крайними точками x_n интерпретируемой аномалии. Если это условие не выполняется, то F -преобразование разностной аномалии (2.6.17) не выполняется.

Таким образом, цикл k -го приближения в операторной форме записывается следующим образом:

$$\begin{aligned} & (Z_{\xi_2}^{-1} \Delta Z_A + I) (\Delta Z_{t_{\Sigma} \setminus \xi_2}^{-1} F(\Delta Z_A(x, t_{\Sigma}^{(k-1)}))) = \\ & = (t_{\Sigma}^{(k)} \setminus \xi_2) + (\xi_2^{(k)}) = (t_{\Sigma}^{(k)}), \end{aligned} \quad (2.6.18)$$

где I — единичный оператор.

Обозначим произведение операторов $(\Delta Z_{\xi_2}^{-1} \Delta Z_A + I) \Delta Z_{t_{\Sigma} \setminus \xi_2}^{-1}$ символом Z , причем $Z \in B$ (B — банахово пространство) и запишем (2.6.18) в виде $(t_{\Sigma}^{(k)}) = Z(\Delta Z_A(x, t_{\Sigma}^{(k-1)}))$.

Сходимость процесса последовательных приближений определяется сходимостью ряда

$$I + Z + Z^2 + \dots + Z^n + \dots, \quad (2.6.20)$$

для чего необходимо, чтобы выполнялось условие [Канторович, Акилов, 1977]

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \sqrt[n]{\|Z^n\|} < 1. \quad (2.6.21)$$

Метрика ρ , вычисленная по формуле (2.6.16), используется также в качестве критерия останова, который можно сформулировать, например, в виде такого условия:

$$\rho^2 \leq n \delta_n^2. \quad (2.6.22)$$

Здесь δ_n — среднеквадратичная погрешность наблюдения аномалии; n — число точек x кривой ΔZ_A .

Некоторые реализации метода на модельных прямых показывают, что могут быть случаи, когда величина ξ_2 определяется довольно нестабильно и с большой незатухающей амплитудой колеблется около теоретического значения или даже около величины, смещенной на некоторую постоянную от теоретического значения.

В качестве критерия согласия теоретической и интерпретируемой кривых была опробована и относительная метрика:

$$\rho_{от} = \left\| 1 - \frac{\Delta Z_A(x, t_{\Sigma}^{(k)})}{\Delta Z_A(x, t_{\Sigma})} \right\| = \left[\sum_{i=1}^n \left(1 - \frac{\Delta Z_A(x_i, t_{\Sigma}^{(k)})}{\Delta Z_A(x_i, t_{\Sigma})} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2.6.23)$$

Общим недостатком метрик (2.6.16) и (2.6.23), используемых в качестве критерия совпадения кривых, является их "безразличие" к расхождению кривых систематического и случайного характера. Для исключения систематических расхождений используются дополнительные статистические непараметрические критерии типа критериев знаков и серий [Кендалл, Стьюарт, 1973].

Возможность интерпретации наблюдаемых аномалий указанным мето-

дом ограничена случаями аномалий ΔZ_A и ΔT_A в районах вблизи магнитных полей Земли с близкой к вертикальной ориентировкой вектора намагничивания $\underline{\Delta I}$ и аномалиями, вытянутыми вдоль магнитных меридианов. В последнем случае величина ΔI намагничивания определяется с занижением, но может быть уточнена по известному углу наклона. Кроме того, аномалия должна быть достаточно изолирована от соседних, что также существенно снижает область практического использования метода. Именно поэтому из-за их малочисленности изолированные аномалии должны рассматриваться как реперные, эталонные. Результаты их интерпретации (геометрические параметры носителей, интенсивность намагничивания) могут быть использованы для интерпретации аномалий менее изолированных осложненных погрешностями и влиянием более мелких аномалий.

Изолированные или "хорошо" определенные аномалии являются исходными при интерпретации сложных магнитных полей $W^{(ст)}$, характеризующихся системой взаимно наложенных аномалий разного порядка (хорошо определенными аномалиями $W^{(од)}$ условимся называть аномалии, не осложненные осцилляциями поля более высокого порядка $W^{(в)}$). Дальнейшая интерпретация предполагает использование итерационного оператора P решения обратной задачи, применение которого позволяет реализовать полную интерпретацию для системы наложенных аномалий. На разных этапах итераций определяется вектор параметров (t) заранее заданной модели тела и характеристик (A) самой аномалии, а также уточняются и детализируются сами модели и класс характеризующих их параметров (t) , т. е. на определенных этапах (но не обязательно на каждой итерации) осуществляется построение параметризаций по В.Н. Страхову [1978]. Некоторые аномалии W оказываются столь высокочастотными, т. е. немасштабными, что интерпретация осуществляется лишь в рамках представлений об особых точках. На этих этапах возможно использование методов, алгоритмов и программ типа, предложенных Г.М. Воскобойниковым и Н.И. Начапкиным [1969, 1977, 1980], которые позволяют определять лишь положение, порядок и "мощность" полюсов, причем, как правило, без определения влияния нижних ограничений.

Если итерационная интерпретация не сопровождается пересмотром класса параметризаций, то задача упрощается и решается в рамках определенных моделей. Примеры подобного подхода к интерпретации гравитационных аномалий в классе блоковых моделей источников возмущения приводятся в работах автора [Ващилов, 1973а], а для магнитных аномалий в классе носителей зарядов N_6 с нижней гранью, удаленной в бесконечность, — в работах Т.Б. Калининой, С.Ф. Безрукова [1980].

Расчеты проводились для теоретических кривых, осложненных погрешностью положения нулевого уровня, равной 0,1 ($\Delta Z_{A \max} - \Delta Z_{A \min}$). Положение нулевого уровня определялось по точкам, расположенным на асимптотической ветви кривой по формуле (2.2.75). Погрешность определения положения нулевого уровня составила 0,2%.

В табл. 10 приведены результаты решения обратной задачи на моделях 1—4.

Таблица 10

Решение обратной задачи магнитометрии для аномалий ΔZ_A методом итерационного разложения Хана на моделях 1–4

Номер модели	Вектор неизвестных параметров t_{Σ}	Номер итерации						Номер итерации, на которой достигнуто решение	Расчетные значения t_{Σ}	Точные значения t_{Σ}	Относительная погрешность определения (в %) t_{Σ}	Средне-квадратичная ошибка определения ΔZ_A
		1		5		10						
		t_{Σ}	δt_{Σ}	t_{Σ}	δt_{Σ}	t_{Σ}	δt_{Σ}					
1	ξ_1	0,082	18,00	0,110	10,00	0,121	21,00	2	0,1	0,1	0	0,001
	ξ_2	0,996	0,40	0,908	9,20	0,837	16,30					
	a	0,246	1,60	0,249	0,40	0,248	0,80					
	l	0,085	15,00	0,105	5,00	0,113	1,30					
2	ξ_1	0,318	20,50	0,360	10,00	0,379	5,26	19	0,399	0,4	0,25	0,003
	ξ_2	2,030	69,17	1,632	36,00	1,415	17,92					
	a	0,922	7,80	0,983	1,70	1,008	0,80					
	l	0,050	50,00	0,069	31,00	0,080	20,00					
3	ξ_1	0,119	40,50	0,156	22,00	0,148	26,00	13	0,180	0,2	10	0,024
	ξ_2	1,579	57,90	1,409	40,90	1,226	22,60					
	a	0,966	3,40	0,958	4,20	0,990	1,00					
	l	0,278	44,40	0,354	29,20	0,389	22,20					
4	ξ_1	0,566	49,4	0,706	29,40	0,705	22,50	69	0,711	1,0	28,9	0,037
	ξ_2	8,887	77,74	6,700	34,00	6,710	34,20					
	a	9,928	0,72	9,995	0,05	9,950	0,50					
	l	0,281	43,80	0,350	30,00	0,350	30,00					

Обозначение. δt_{Σ} — относительная погрешность определения параметров возмущающего объекта.

представляющий собой модуль приращения полного вектора магнитного поля для носителя N_{61} с постоянной величиной $\Delta I = \text{const}$. Вектор (t_{Σ}) , которому соответствует \min выражения (2.7.3), будет решением [Иванов, 1962, 1963] системы уравнений (2.7.2).

При практической реализации решения системы нелинейных уравнений (2.7.2) были использованы некоторые варианты градиентного спуска [Булах, Маркова, 1971], например программа вычислительного центра МГУ им. М.В. Ломоносова [Скоков, Орлова, 1971]. В этой программе минимизируется целевая функция с ограничениями на вектор параметров (t_{Σ}) общего вида:

$$(a) \leq (t_{\Sigma}) \leq (b), \quad (2.7.4)$$

причем предполагается, что целевая функция и дополнительно вводимые функции $g_i(t_{\Sigma})$ дифференцируемы. Выражение $g_i(t_{\Sigma})$ представляет собой функционал, связывающий между собой некоторые или все параметры (t_{Σ}) , $i = \overline{1, m}$, m — общее число таких функционалов. При ограничениях типа (2.7.4) решение обеспечивается сочетанием метода сопряженных градиентов и штрафных функций. Если целевая функция, определенная в многограннике (2.7.4), имеет несколько локальных минимумов, то решение сходится к одному из них.

Попытка использования указанной программы для решения поставленной в данном подразделе задачи (программа составлена О.В. Шуриновой) показала, что на модельном примере решение получается лишь при незначительных отклонениях начального приближения от параметров (t) носителя N_{61} и ΔI . В остальных случаях многочасовая работа ЭВМ существенно не приблизила вектор параметров к (t_{Σ}) . Одной из причин небольшой скорости счета является необходимость численного дифференцирования целевой функции.

Чтобы обойти встреченные трудности, была выбрана методика деформируемого многогранника, предложенная Нельдером и Мидом и являющаяся дальнейшим развитием метода регулярного симплекса [Химмельблау, 1975].

На ЭВМ БЭСМ-4М реализованы две программы, связанные с интерпретацией аномалий ΔT_A и написанные на языке Алгол-60 для транслятора ТА-1М: МАГАНОМ и ДЕФОМНОГ (О.В. Шуринова). Программа МАГАНОМ составлена для решения прямой задачи магнитометрии, в которой по системе трехмерных тел — носителей блокового типа N_{61} (параллелепипедов) — определяется аномальное поле ΔT_A в любой точке "внешнего" пространства. При вычислениях используются формулы (2.2.44), (2.7.1).

Программа ДЕФОМНОГ реализует метод деформируемого многогранника для решения обратной задачи магнитометрии по аномалиям ΔT_A над изолированными аномальными телами в форме прямоугольных параллелепипедов. При интерпретации определяются пространственные и физические характеристики тела: горизонтальные размеры тела $(2a \times 2b)$, глубины до нижней и верхней граней ζ_1 и ζ_2 , средняя интенсивность намагничивания I , положение тела по отношению к аномалии (или, что то же самое, положение какой-то характерной точки аномалии относительно самого параллелепипеда). Чем больше число неизвестных рассчитывается и чем сильнее отличается первое приближение от истинного значения параметров, тем продолжительнее счет. Это тривиальное положение иллюстрируется опытом интерпретации по программе ДЕФОМНОГ на модельных примерах (табл. 11). Многое определяется и величиной коэффициентов отражения α , растяжения β и сжатия γ . Ав-

Таблица 11

Результаты счета по программе ДЕФОМНОГ для модельного примера (сост. О.В. Шуринова)

α	γ	β	Начальное приближение	Решение	Количество этапов и время счета
1	2	0,4	(0,2; 0,85; 0,1; 1,35) (0,1; 1,5; 0,2; 0,8) (0,05; 1,1; 0,5; 1,2)	(0,0917; 0,996; 0,384; 1,3)	31 этап 1 ч 45 мин
		0,43	(0,09; 0,85; 0,4; 1,5) (0,2; 0,5; 0,5; 1,4)	(0,095; 1,0; 0,395; 1,27)	32 этапа 1 ч 20 мин
		0,44		Через 2 ч отклонение	
		0,45		(0,095; 1,0; 0,37; 1,18)	37 этапов 1 ч 20 мин
		0,5		(0,09; 1,0; 0,36; 1,23)	42 этапа 1 ч 30 мин
		0,5	(0,5; 0,81; 0,1; 1,35) (0,1; 1,5; 0,2; 0,8) (0,05; 1,1; 0,3; 1,2) (0,09; 0,85; 0,4; 1,5) (0,2; 0,5; 0,5; 1,4)	(0,079; 0,995; 0,34; 1,44)	3 ч
	2,2	0,5		Решения нет	
	2,9	0,5		" "	

торы метода деформируемого многогранника Нелдер и Мид рекомендуют выбирать следующие значения коэффициентов: $\beta = 0,5$, $\alpha = 1$, $\gamma = 2$. Однако наш опыт математического экспериментирования при решении обратной задачи показал, что этим рекомендациям не всегда надо следовать буквально (см. табл. 11). Максимальную быстроту счета при удовлетворительном совпадении получаемых параметров с модельными обеспечивают значения коэффициента $\beta = 0,43$ или $0,45$ при $\alpha = 1$, $\gamma = 2$.

В табл. 11 приведены результаты решения обратной задачи для модели в форме параллелепипеда с параметрами $l = 0,1$; $a = b = 1,0$; $\xi_1 = 0,4$; $\xi_2 = 1,2$. Положение начала координат предполагалось известным, хотя определить его достаточно точно по характерным особенностям аномалий не всегда представляется возможным. Естественно, что программа требует значительно меньшего времени, а само решение более устойчиво, если ряд параметров известен заранее, например a и b , или если на их изменения наложены определенные ограничения (например, на ξ_1 и ξ_2).

Для определения всего спектра неизвестных параметров (Z_{Σ}) программу ДЕФОМНОГ предполагается применять лишь на некоторых опорных аномалиях, причем на первом шаге использовать параметры, полученные приближенными методами.

В качестве критерия останова служит соответствующим образом выбранное значение метрики ρ , связанное тем или иным образом с величиной среднеквадратичной погрешности наблюдения аномалии ΔT_A :

$$\rho_{\min} = \|\Delta T_A(x, y) - \Delta T_{Aи}(x, y)\| = \left[\sum_{l=1}^n (\Delta T_A(x_l, y_l) - \Delta T_{Aи}(x_l, y_l))^2 \right]^{1/2} \quad (2.7.5)$$

2.8. ПРИНЦИПЫ И РЕАЛИЗАЦИЯ ТОТАЛЬНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ В КЛАССЕ БЛОКОВЫХ МОДЕЛЕЙ ИСТОЧНИКОВ ВОЗМУЩЕНИЯ

Большинство методов решения обратной задачи магнитометрии и гравиметрии, предложенных в предыдущих подразделах (за исключением асимптотических), позволяет определить все параметры и физические характеристики блоков, вектор которых в предыдущем подразделе обозначен через (t_{Σ}) , нулевой уровень и положение начала координат относительно возмущающего тела. В данном подразделе будет рассмотрена еще одна операция: разделение равномасштабных аномалий и "региональных" — "локальных" аномалий в процессе интерпретации.

Количественная интерпретация, при которой одновременно определяются все параметры и физические характеристики возмущающего тела (носителя заряда), положение нулевого уровня и начала координат и происходит разделение аномалий разного масштаба, называется тотальной.

В наиболее общем случае при тотальной интерпретации решается система нелинейных уравнений, описывающая магнитное и гравитационное поля W_{Σ} , создаваемые системой блокочных носителей $N_{\bar{b}}$:

$$\{W(x_j, y_j, \bigcup_{i=1}^n t_{\Sigma,i}) + \delta(x_j, y_j) = W(x_j, y_j, t_{\Sigma,1}) + W(x_j, y_j, t_{\Sigma,2}) + \dots \\ \dots + W(x_j, y_j, t_{\Sigma,n}) + \delta(x_j, y_j) = a_j\}, j = \overline{1, r}. \quad (2.8.1)$$

Здесь x_j, y_j — координаты точки на плоскости XOY , для которой составлено уравнение; r — общее число точек и уравнений; a_j — свободный член;

$W(x, y, \bigcup_{i=1}^n t_{\Sigma,i})$ — суммарная кривая аномалий силы тяжести или магнитного поля; $W(x, y, t_{\Sigma,i}), i = \overline{1, n}$; n — число носителей заряда блокочного типа $N_{\bar{b}}$; $t_{\Sigma,i}$ — параметры и физические характеристики i -го носителя, включающие параметр, определяющий положение какого-то параметра

i -го носителя относительно начала координат; $\bigcup_{i=1}^n t_{\Sigma,i} = m$ — все неизвестные пространственные параметры и физические характеристики всех носителей заряда, число которых $m \leq r$.

Вычисление $\delta(x, y)$ не требует, как все прочие неизвестные параметры и характеристики, удержания дополнительного уравнения в системе (2.8.1). Определение положения нулевого уровня системы аномалий, или, что то же самое, определение величины поправки $\delta(x, y)$ к первоначально эмпирически выбранному нулевому уровню, осуществляется подбором соответствующей асимптотической ветви $O(1/x^k), k = 1, 2, \dots, n, \dots$ (см. подразд. 2.2) и "средней" части кривой магнитного поля и поля силы тяжести. У изолированных аномалий примерное положение нулевого уровня можно определить, используя результаты, приведенные в п. 2.2.3, где значение поправки $\delta(x, y)$ или $\delta(x)$ рассчитывалось лишь по закономерному взаимоотношению значений аномалий в асимптотических точках x или x, y . Характер асимптотического затухания зависит от свойства носителя и типа производных потенциала или связанных с ними функций типа поля ΔT_A и может быть классифицирован с помощью логарифмического нормирования следующим образом. Введем логарифмическую неархимедову инверсную норму $\|\cdot\|$ функции $O(1/r^k)$, описывающей это затухание, которая отвечает условиям (2.5.2). В качестве нормы остановимся на следующем выражении:

$$\|O(r^{-k})\| = k, \quad O(r^{-k}) = 0, \quad k \geq 0. \quad (2.8.2)$$

Легко убедиться, что 2 и 3 условия (2.5.2) логарифмической нормы удовлетворяются: условие 2

$$\|O(1/r^k)O(1/r^l)\| = \|O(1/r^k)\| + \|O(1/r^l)\| = k + l, \quad (2.8.3)$$

условие 3

$$\begin{aligned} \|O(1/r^k) + O(1/r^l)\| &= \|O(1/r^k) - O(1/r^l)\| = \|O(1/r^k)\| \geq \\ &\geq \min(\|O(1/r^k)\| \|O(1/r^l)\|) = \|O(1/r^k)\| = k, k < l. \end{aligned} \quad (2.8.4)$$

Очевидно, что упорядоченность здесь инверсная. Из исследования свойств регулярности потенциальных функций на бесконечности (см. подразд. 2.2) можно сделать вывод о том, что рассмотренное выше логарифмическое нормирование дает целочисленные положительные значения нормы в упорядоченном аддитивном группоиде G . В табл. 4 приведена классификация асимптотических участков аномалий по логарифмической норме в зависимости от типа носителя N_6 (и просто N) и производной потенциала U . Табл. 4 представляет собой основу и для наиболее общей естественной классификации носителя заряда, и для классификации самих аномалий.

Располагая приведенной в табл. 4 классификацией аномалий и их асимптот, можно легко определить нужную степень k в выражении (2.2.75) при расчете поправок δ к эвристически выбранному нулевому уровню.

С другой стороны, любые изменения геометрического параметра из t носителя заряда N_6 приводят к изменениям значений соответствующих носителю производных потенциала U . Если при этом значение физической константы $\Delta\sigma$ или ΔI остается неизменной, то все изменения оказываются связанными с вариациями функций типа Φ в подразд. 2.6 геометрических параметром носителей N_6 . Естественно, что возникают различия даже в значениях Φ на осмотических участках аномалий, хотя указанные аномалии по норме $\|O(x^{-k})\|$ относятся к одному и тому же типу аномалий. Различия тем сильнее, чем ближе аргумент x к центру аномалии. Ни один из функционалов Φ не представляет собой линейной комбинации других. Или, формулируя это свойство несколько по-иному, ни одна из функций

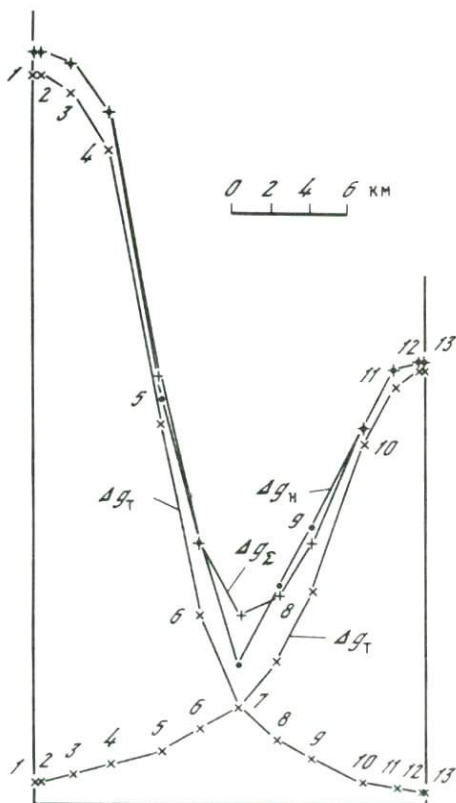
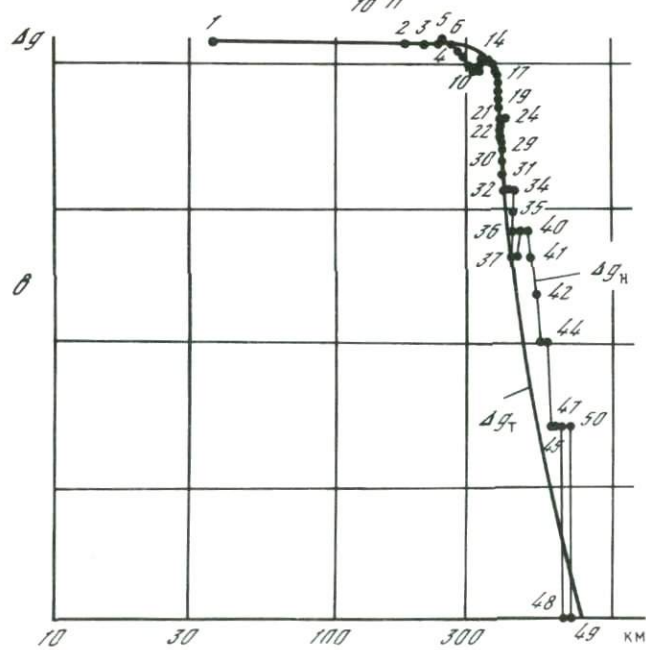
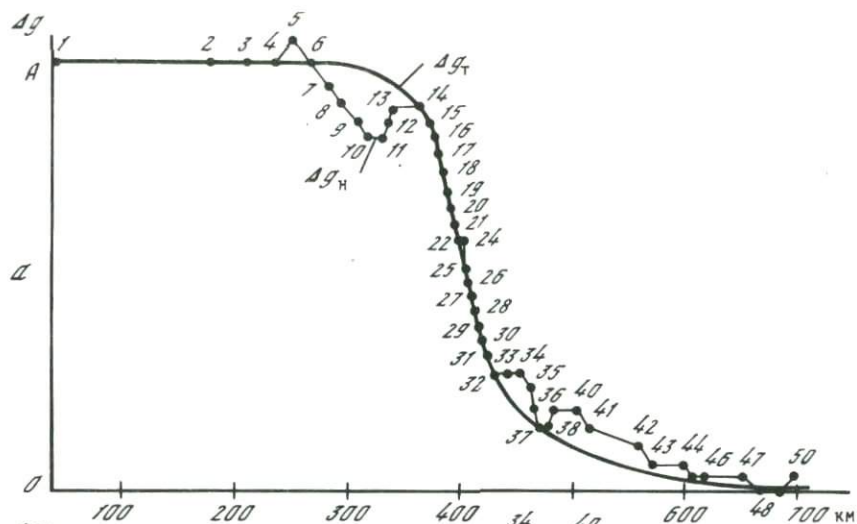


Рис. 10. Пример интерпретации сложных аномалий по профилю р. Колыма—р. Индигирка
Цифры — номера точек наблюдений



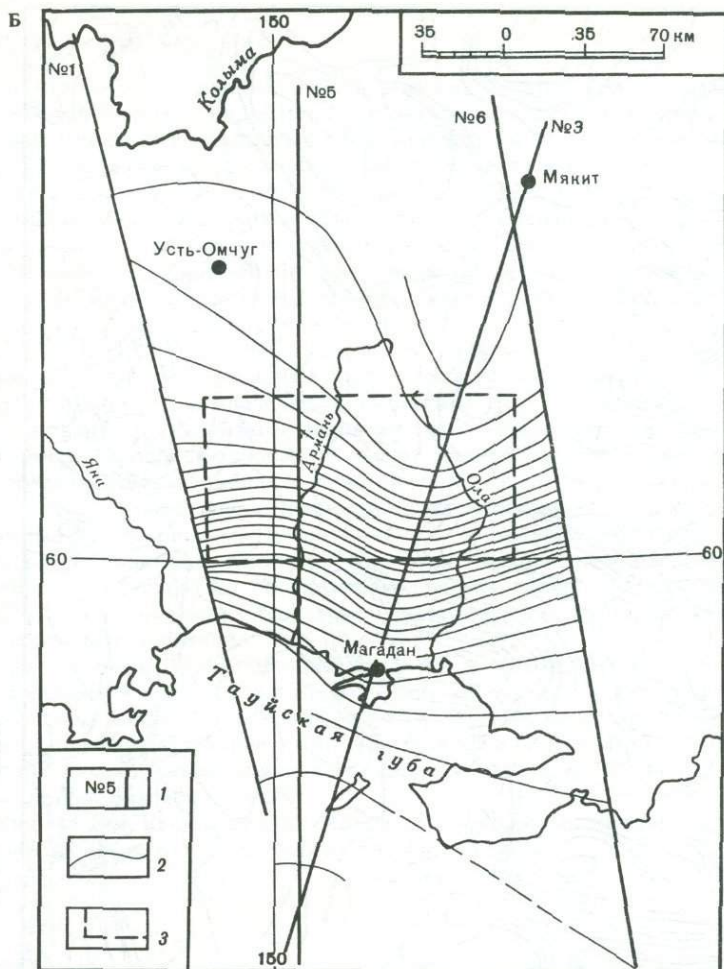


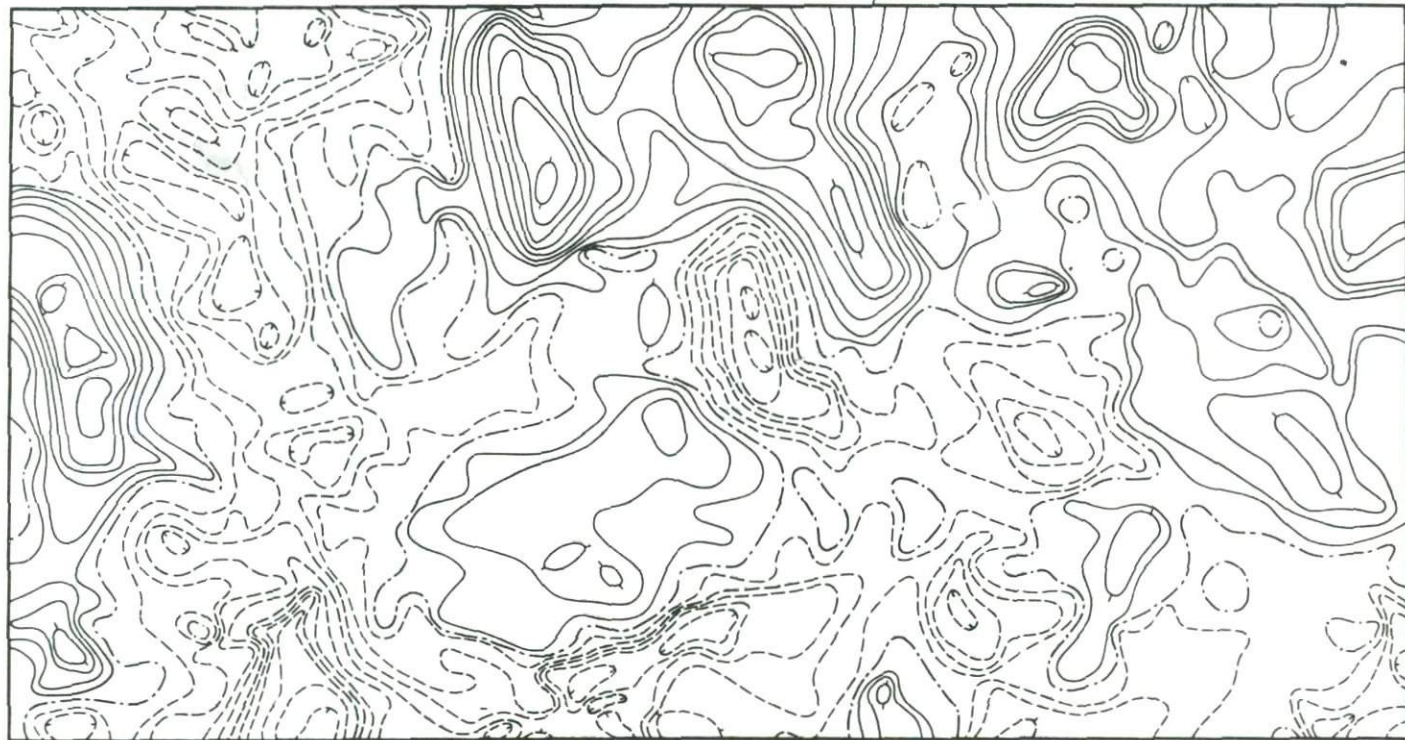
Рис. 11. Построение карт локальных и региональных аномалий силы тяжести, порождаемых объектами блоковой формы

А — кривые Δg региональных аномалий по профилям на рис. 11,Б в нормальном a и билогарифмическом e масштабах и локальная остаточная аномалия б; цифры — номера точек наблюдений; Б — карта расположения интерпретационных профилей, приведенных на рис. 11,А: 1 — интерпретационные профили; 2 — изолинии регионального поля силы тяжести; 3 — район, для которого вычислены карты локальных аномалий силы тяжести; В — карта локальных аномалий силы тяжести. Изолинии отрицательных (1), нулевых (2) и положительных (3) значений локальных аномалий

типа Φ_1 для носителя N_{6m} не является линейным многообразием другой функции Φ_2 того же типа носителя N_{6m} , но с иными параметрами. Указанные параметры входят в функционал Φ не линейно, а через трансцендентные функции и полиномы степени 2 и выше.

Следовательно, определение нулевого уровня изолированной теоретической аномалии возможно с любой наперед заданной точностью, если для аномалии известен тип блокового носителя, т.е. нулевой уровень выбран единственно верно, если для интерпретируемой W_{ii} и теоретиче-

В



Р и с. 11. (окончание)

ской W_T функций имеет место равенство

$$\rho(W_T, W_n) = \|W_T - W_n\| = 0. \quad (2.8.5)$$

Это же утверждение для билогарифмических палеток (см. подразд. 2.6) доказывается простым перебором и сравнением палеточных кривых между собой. Среди них не оказывается ни одной в точности совпадающих между собой даже в удаленных точках асимптотических ветвей. Если же теоретическая модель носителя лишь в общих чертах соответствует действительному аномальному объекту и распределение "заряда" по носителю лишь условно можно считать равномерным, если, наконец, сами значения аномалий получены с некоторой погрешностью, как это и наблюдается на практике, то вместо (2.8.5) будет справедливо равенство

$$\|W_T(t_\Sigma) - W_n(t_\Sigma)\|^2 = \min, \quad (2.8.6)$$

которое и является критерием правильности нахождения суммарного вектора параметров и физических констант (t_Σ). Именно вследствие идеализированного характера теоретической модели источника аномалий и погрешностей наблюдения имеют место явление эквивалентности интерпретируемых кривых и неустойчивость решения обратной задачи.

Из постулируемой единственности представления трансцендентными функциями и полиномами аналитического выражения производных потенциала для блокового носителя N_{6m} при равномерном распределении физического свойства $\Delta\sigma$ по носителю следует единственность разложения (2.8.1) их суммы на слагаемые, описывающие производные потенциала отдельного носителя.

Метод тотальной интерпретации сводится к операциям последовательных приближений, в результате которых на каждом шаге уточняются вектор параметров и физических свойств (t_Σ) носителя, положение нулевого уровня и разделение выполняется таким образом, чтобы на каждом этапе сумма изолированных интерпретируемых аномалий была ближе к интерпретируемой кривой.

В операторной форме вся процедура тотальной интерпретации для двух аномалий записывается следующим образом:

$$\begin{aligned} 1) & A^{-1} W_1(t_{\Sigma,1}) = (t_{\Sigma,1}^{(1)}), \\ 2) & A(t_{\Sigma}^{(1)}) = W_1^{(1)}(t_{\Sigma}), \\ 3) & W_2^{(1)} = W - W_1^{(1)}, \\ 4) & A_2^{-1} W_2^{(1)}(t_{\Sigma,2}) = t_{\Sigma,2}^{(1)}, \\ 5) & A_2(t_{\Sigma,2}) = W_2^{(1)}(t_{\Sigma,2}^{(1)}), \\ 6) & (\delta_1 + I)W = \delta_1 W + W = W^{(1)}, \\ 6a) & (\delta_1 + I)W_1^{(1)} = W_{1,\delta_1}^{(1)}, \quad (\delta_1 + I)W_2^{(1)} = W_{2,\delta_1}^{(1)}, \end{aligned} \quad (2.8.7)$$

7) оператор останова ноль.

Здесь A и A^{-1} — прямой и обратный операторы в рассмотренном выше смысле; δ_k — оператор k -й итерации, определяющий поправку к первоначальному эвристически выбранному положению нулевого уровня.

Если критерий останова не срабатывает, то происходит переход к первой операции цикла алгоритма (2.8.7), т.е. ко второй итерации. По такой схеме (от которой возможны некоторые отступления) осуществляется интерпретация аномалий силы тяжести с носителями заряда типа N_{68} (прямоугольные параллелепипеды) с помощью билогарифми-

ческих палеток [Вашилов, 1973а]. В указанной работе подробно описаны методы тотальной интерпретации равномасштабных аномалий одного и разного знаков.

На практике методы тотальной интерпретации гравиметрических данных применялись неоднократно. На рис. 5 и 10 приведены результаты интерпретации гравиметрических аномалий в акватории Баренцева и Норвежского морей и в районе Алазейского плоскогорья. Сходный метод применялся для разделения локальных и региональных полей блоковой природы с одновременной количественной интерпретацией обеих аномалий (рис. 11). Надо отметить, что разделение малых ("локальных") $\Delta g_{\text{л}}$ и больших ("региональных") $\Delta g_{\text{р}}$ аномалий в случае блоковой их природы не составляет труда и достаточно полно решает вопрос в целом. Так, интерпретация региональных аномалий блоковой природы позволяет составить карты этих аномалий $\Delta g_{\text{р}}$ и разностных ("локальных") аномалий $\Delta g_{\text{л}}$, получаемых как разность

$$\Delta g_{\text{л}} = \Delta g_{\text{н}} - \Delta g_{\text{р}}, \quad (2.8.8)$$

где $\Delta g_{\text{н}}$ — карта наблюдаемые значения силы тяжести.

Такие карты построены и количественно проинтерпретированы в приагаданском звене Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и акватории Охотского моря (рис. 11, Б). Отличие таких карт $\Delta g_{\text{р}}$ и $\Delta g_{\text{л}}$ от карт, построенных другими способами, заключается в том, что в основе их разделения лежат представления о природе порождающих их объектов, что позволит проводить их количественную интерпретацию. Карты $\Delta g_{\text{р}}$ и $\Delta g_{\text{л}}$, полученные сглаживанием, теряют информацию и искажают как региональные, так и локальные аномалии, и их количественная интерпретация невозможна.

В практике интерпретации широко использовалось и выделение локальных аномалий диапировой или слоистой природы на фоне региональных блоковых, например при поисках предположительно нефтегазоносных структур Марковской впадины на Северо-Востоке СССР.

2.9. ПРЯМАЯ ЗАДАЧА ГРАВИМЕТРИИ В КЛАССЕ БЛОКОВЫХ МОДЕЛЕЙ ИСТОЧНИКОВ ВОЗМУЩЕНИЯ (ТРЕУГОЛЬНАЯ ВЕРТИКАЛЬНАЯ ПРИЗМА)

Некоторые из рассмотренных выше обратных задач гравиметрии включали в себя блок решения прямой задачи. При выборе варианта решения прямой задачи руководствуются требованиями высокой производительности расчета при заданной точности аппроксимирующего поля. Трехмерная среда, а именно такой класс задач является предметом нашего исследования, обычно аппроксимируется системой прямоугольных параллелепипедов N_{61} [Литвиненко и др., 1973], вертикальных цилиндрических тел [Talvani, Ewing, 1960], набором многогранников с треугольными гранями [Barnett, 1976] и некоторыми другими модификациями [Кудря, 1979; Страхов, 1979].

Одним из оптимальных представляется такой метод вычисления аномалий силы тяжести от объектов известной формы блоково-слоистой природы, в котором в качестве элементарного тела принята треугольная вертикальная призма с наклонными верхним и нижним основанием N_{64} (см. подразд. 2.1). В данной работе использована такая его модификация, в которой сечение призмы горизонтальной плоскостью представляет собой прямоугольный треугольник с катетами, параллельными осям ортогональной системы координат. Выбор вертикальной треугольной призмы в

качестве элементарной ячейки обусловлен следующими соображениями.

1. Любой многоугольник может быть в точности составлен системой прямоугольных треугольников со строго ориентированными параллельно осям координат катетами. Близкую к таким многоугольникам форму в плане имеют многие блоки ячейки сети разломов. Неправильные, например округлые или дугообразные, ограничения блоков тоже лучше подбираются сочетанием гипотенуз треугольника, чем, например, системой прямоугольников. Для аппроксимации вертикальных блоков при заданной точности вычисления поля силы тяжести, особенно вблизи ограниченных блоков на поверхности наблюдений, требуется значительно меньшее число элементарных треугольных призм (иногда в несколько десятков раз), чем прямоугольных параллелепипедов. Это значительно уменьшает время счета и увеличивает доверие к полученным результатам в специальных случаях расположения "расчетных" точек непосредственно вблизи от граней угловых особенностей возмущающего объекта.

2. Использование треугольных призм особенно целесообразно ввиду доказываемого в данной работе явления закономерного тяготения нижних и верхних ограничений блоков к квазигоризонтальным поверхностям раздела в земной коре и верхней мантии, рельеф которых достаточно сложен. Из всех плоских фигур только треугольными верхними и нижними гранями можно аппроксимировать такую поверхность, так как через три точки пространства всегда можно провести плоскость.

3. Выбирая соответствующим образом наклон верхних или нижних граней треугольных вертикальных призм, их можно использовать для наиболее экономного подбора блоков с наклонными боковыми ограничениями и даже с боковыми ограничениями с изменяющимся наклоном и вообще произвольной формы. Более того, треугольные призмы можно привлекать для аппроксимации диапироподобных [Вашилов, 1973а], или инъецирующих [Косыгин, 1974], или "рудных" [Страхов, 1979] тел.

Таким образом, вертикальная треугольная призма, имеющая сечение в форме прямоугольного треугольника с катетами, параллельными осям координат, представляет собой универсальный, экономный и простой ("алгоритмированный") при аппроксимации структур тип элементарного тела—ячейки.

Формула, описывающая притяжение вертикальной прямоугольной призмы указанного типа, имеет вид

$$\Delta g = k \Delta \sigma \int_{\xi_1}^{\xi_2} \int_{\eta_1}^{\eta_2} \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{(\zeta - z) d\xi d\eta d\zeta}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} =$$

$$= k \Delta \sigma (I_1 - I_2 - I_3 + I_4), \quad (2.9.1)$$

где

$$\eta_1 = d_1 \xi + d_2; \quad \eta_2 = c_1 \xi + c_2; \quad \zeta_1 = b_1 \xi + b_2 \eta + b_3; \quad \zeta_2 = a_1 \xi + a_2 \eta + a_3;$$

I_1, I_2, I_3, I_4 — выражения вида

$$I = \frac{\sqrt{qs - t^2}}{Ms} \left\{ \operatorname{tg} \varphi \ln \frac{1}{s} [\sqrt{qs - t^2} (p \operatorname{tg} \varphi + \sqrt{s} \sec \varphi) + rs - pt] - \right.$$

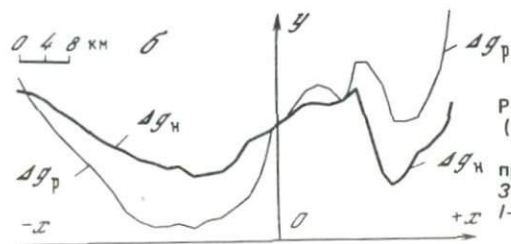
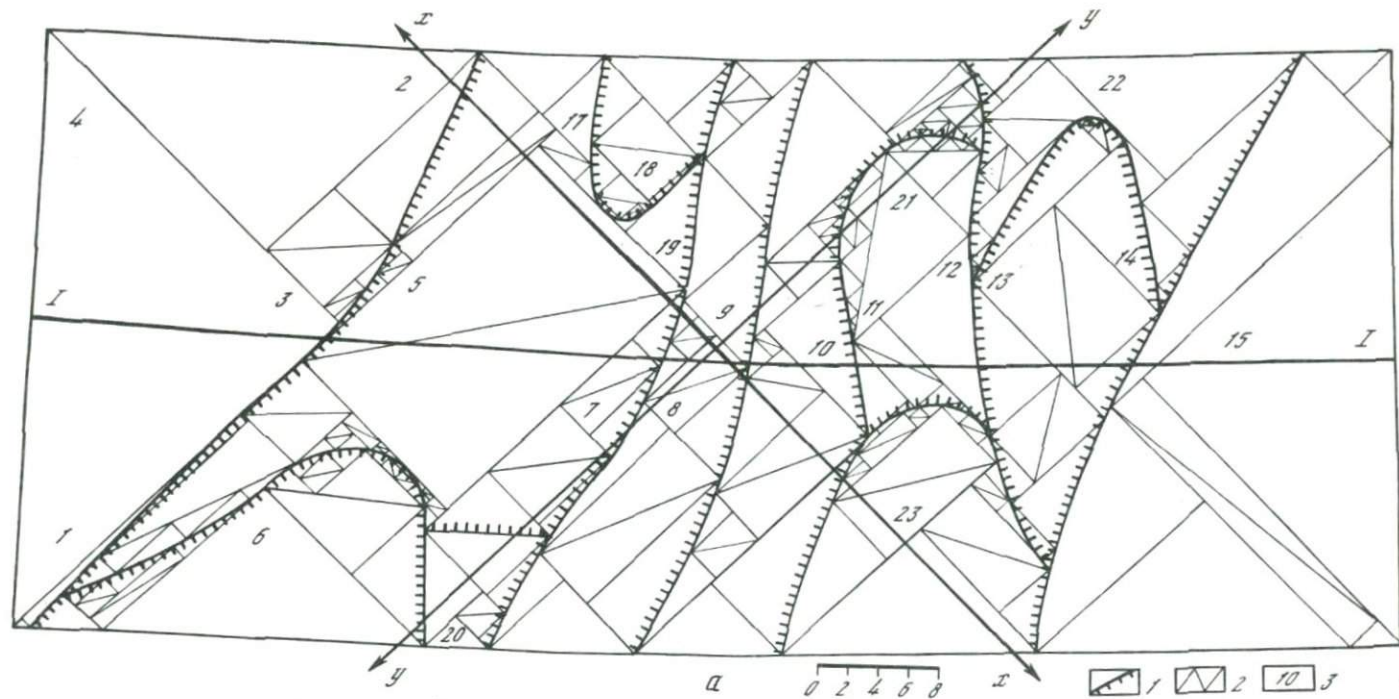


Рис. 12. Решение прямой задачи гравиметрии для Марковской впадины и ее обрамления (трехмерный вариант)

а: 1 — вертикальные ограничения плотностных неоднородностей в форме блоков; 2 — проекции на плоскость треугольных вертикальных призм, сумма которых образует блоки; 3 — номера плотностных разрезов внутри блоков; б — кривые силы тяжести по профилю 1-1, наблюдаемая ($\Delta g_{н}$) и расчетные ($\Delta g_{р}$)

$$\begin{aligned}
& - \frac{rs - pt}{\sqrt{gs - t^2} (\sqrt{s} + p)} \ln(1 - h) + \frac{rs - pt}{\sqrt{qs - t^2} (\sqrt{s} - p)} \ln(1 + h) - \\
& - \frac{2h}{1 - h^2} - \frac{p(rs - pt)}{\sqrt{qs - t^2} (s - p^2)} \ln \frac{1}{s} [\sqrt{qs - t^2} (\sqrt{s} (h^2 + 1) + 2hp) + \\
& + (rs - pt)(1 - h^2)] + \frac{2\sqrt{s} [(qs - t^2)(s - p^2) - (rs - pt)^2]^{1/2}}{\sqrt{qs - t^2} (s - p^2)} \times \\
& \times \arctg \frac{\sqrt{qs - t^2} (h\sqrt{s} + p) - h(rs - pt)}{[(qs - t^2)(s - p^2) - (rs - pt)^2]^{1/2}} \left. \vphantom{\frac{1}{s}} \right\} \begin{matrix} \xi_2 \\ \xi_1 \end{matrix}. \quad (2.9.2)
\end{aligned}$$

Здесь приняты следующие обозначения:

$$\begin{aligned}
M &= 1/\sqrt{1 + b_2^2} \text{ для } I_1 \text{ и } I_2; \quad M = 1/\sqrt{1 + a_2^2} \text{ для } I_3 \text{ и } I_4; \\
p_1 &= c_1(1 + b_2^2) + b_1 b_2; \\
q_1 &= (1 + b_2^2)(b_2 c_2 + b_3)^2 + c_2^2 - 2y c_2 - 2b_2 c_2 z + x^2 + y^2 - 2b_3 z + z^2; \\
r_1 &= b_2 b_3 + c_2(1 + b_2^2) - y - b_2 z; \\
s_1 &= (1 + b_2^2)(1 + c_1^2 + (b_1 + c_1 b_2)^2); \\
t_1 &= (1 + b_2^2)(c_1 c_2 + b_2 c_2 + b_3); \\
p_2 &= d_1(1 + b_2^2) + b_1 b_2; \\
q_2 &= (1 + b_2^2)((b_2 d_2 + b_3)^2 + d_2^2 - 2y d_2 - 2d_2 b_2 z + x^2 + y^2 - 2b_3 z + z^2); \\
r_2 &= b_2 b_3 + d_2(1 + b_2^2) - y - b_2 z; \\
s_2 &= (1 + b_2^2)(1 + d_1^2 + (b_1 + d_1 b_2)^2); \\
t_2 &= (1 + b_2^2)(d_1 d_2 + (b_2 d_2 + b_3)(b_1 + b_2 d_1) - y d_1 - p b_2 z - x - b_1 z)
\end{aligned} \quad (2.9.3)$$

(аналогичны равенства для коэффициентов p, q, z, s, t с индексами 3 и 4, в которых заменяются соответствующие параметры b на a); x, y, z — координаты точки, в которой вычисляется величина Δg ; $\operatorname{tg} \varphi = (s\xi + \delta)/\sqrt{sq - t^2}$; $h = \arctg(\varphi/2)$. Значения $a_i, b_i, i = 1, 2, 3$, легко определяются через координаты углов точек верхней и нижней грани призмы:

$$\xi_1 = b_1 \xi + b_2 \eta + b_3, \quad \xi_2 = a_1 \xi + a_2 \eta + a_3, \quad (2.9.4)$$

записываемых в матричной форме

$$AX = B, \quad (2.9.5)$$

где

$$A = \begin{vmatrix} \xi_1 & \eta_1 & 1 \\ \xi_2 & \eta_2 & 1 \\ \xi_3 & \eta_3 & 1 \end{vmatrix}; \quad X = \begin{vmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{vmatrix} \text{ или } \begin{vmatrix} b_1 \\ b_2 \\ b_3 \end{vmatrix}; \quad B = \begin{vmatrix} \xi_1^{(1)} \\ \xi_2^{(1)} \\ \xi_3^{(1)} \end{vmatrix} \text{ или } \begin{vmatrix} \xi_1^{(2)} \\ \xi_2^{(2)} \\ \xi_3^{(2)} \end{vmatrix};$$

детерминант $|A| \neq 0$, и описываются с помощью следующего выражения:

$$X = A^{-1} B. \quad (2.9.6)$$

Еще более просто определяются параметры c и d . Здесь предусматривается четыре вида расположения проекций верхней и нижней граней относительно оси координат, для каждого из которых рассчитывается своя система коэффициентов c и d . Система коэффициентов (2.9.3) значительно упрощается, если верхние и нижние грани горизонтальны. Тогда $a_1 = a_2 = b_1 = b_2 = 0$, $d_3 = \zeta^{(2)}$, $b_3 = \zeta^{(1)}$, $p_1 = p_3 = 0$ или $p_2 = p_3 = 0$ (в зависимости от типа расположения верхней и нижней граней относительно оси координат). При равенстве нулю какой-то пары коэффициентов в соответствующих выражениях для I предпоследнее слагаемое в (2.9.2) обращается в нуль. Кроме того, в последнем слагаемом выражения (2.9.2) множитель $[(sq - t^2)(s - p^2) - (rs - pt)^2]^{1/2}$ при $p = 0$ и $s = 1$ и подстановке значений входящих в него величин из (2.9.3) будет равен b_3 и a_3 , причем при $\zeta^{(1)} = 0$ обращается в нуль.

Решение прямой задачи, описанное в данном подразделе, реализуется в виде программы, составленной О.В. Сахно для ЭВМ ЕС-1033 на языке Фортран по приведенным выше формулам. При выводе этих формул для целей данной работы автор и О.В. Сахно использовали некоторые выражения из работы Д. Вудварда [Woodward, 1975]. Пример решения прямой задачи гравиметрии для блоково-слоистой модели среды района Усть-Бельского массива ультраосновных пород и Марковской впадины на Чукотке, построенной на основе результатов массовой интерпретации аномалий силы тяжести, приведен на рис. 12.

2.10. НЕКОТОРЫЕ ПОСТУЛАТЫ И ВЫВОДЫ

Все методы решения обратных задач магнитометрии и гравиметрии в классе блоковых моделей источников возмущения в подразд. 2.2–2.8 разработаны на основе двух обязательных постулатов (аксиом), которые обозначим P_1 и P_2 : P_1 – аномальные объекты, аппроксимирующие блоки, – это правильные геометрические тела типа носителей заряда N_{6m} , $m = \overline{1,10}$ (см. подразд. 2.1); P_2 – “заряд”, т. е. аномальная плотность или намагнитченность, распространен по носителю N_{6m} равномерно, т. е. $\Delta\sigma = \text{const}$ и $\Delta l = \text{const}$.

Аксиомы P_1 и P_2 , постулирующие формулу тела и постоянство “заряда”, являясь необходимыми и достаточными для интерпретации аномалий, связанных с носителями типа прямоугольных параллелепипедов N_{61} , вертикальных ступеней N_{63} , прямоугольных призм N_{62} методами, которые изложены в подразд. 2.3.–2.8. Всю необходимую для реализации методов информацию (сведения об амплитуде Δg_{max} аномалии для ступени, о ширине тел, аппроксимируемых прямоугольными призмами N_{62} , о соотношениях параметров проекции носителя на плоскости наблюдения для трехмерных тел, о положении начала координат относительно носителя) получают в процессе интерпретации. При определении глубины ζ_2 по формулам в подразд. 2.2 необходимо знать все остальные параметры искомого тела, т. е., кроме аксиом P_1 , P_2 , должны выполняться условия следующих постулатов: P_3 – “известна глубина до верхней грани ζ_1 ”, P_4 – “известна величина аномальной плотности $\Delta\sigma$ или намагнитченности Δl ”, P_5 – “известны ширина a и длина b ”; иногда вводит аксиома P_6 – “положение нулевого уровня аномалии известно”, если он не определяется в процессе интерпретации, а также ряд других гипотез.

Ранее (см. подразд. 2.1) уже говорилось о некорректности решения

обратных задач гравиметрии и магнитометрии и о трех факторах, определяющих некорректность: 1) отсутствие решения, 2) множественность решения, 3) неустойчивость решения. Практическая интерпретация позволяет выделить класс задач, для которых решений нет. Отсутствие решений связывается со значительными различиями теоретическими моделями аномальных тел и реальными телами, вызывающими аномалию, с погрешностями определения аномалий, с наложением влияния локальных, равномасштабных и региональных аномалий.

Чтобы еще до интерпретации сузить класс заведомо нерешаемых задач, используется набор признаков отбраковки кривых. Так, интерпретируемые кривые должны отвечать требованию гладкости, точнее, они должны быть кусочно-гладкими, не осложнены локальными "осцилляциями" поля и т. д. Чтобы до интерпретации отличить аномалии, связанные с телами блоковой формы, от аномалий, вызываемых телами диапироподобного типа и неразрывными дислокациями слоистой структуры, изучаются особенности рисовки аномалий в плане, пространственные и амплитудные взаимоотношения характерных точек аномалий (экстремумов, зон максимальных градиентов и др.), выполняются сопоставления с типичными кривыми для данной модели и т. д., т. е. интерпретатором решается задача распознавания образа аномалий, связанной с телом блоковой формы. Предварительная отбраковка интерпретируемых кривых по существу является операцией по выявлению не имеющих решения в классе блоковых моделей обратных задач. При массовых расчетах отбраковка значительно сокращает время интерпретации.

У большого числа задач из области практической интерпретации решение существует, но вследствие неустойчивости рассчитанные параметры меняются в очень широких пределах. Значения параметров, вычисленных независимо для одной и той же аномалии, могут отличаться между собой в несколько раз. Понятно, что такое решение теряет смысл, и его результаты также отбраковываются в процессе интерпретации. Признаком неустойчивости обратной задачи является неограниченность обратного оператора при решении уравнений типа

$$At = d \quad (2.10.1)$$

(t — искомые параметры; d — наблюдаемые значения аномалии; A — линейный оператор) или существование множества значений $\{t_i\}_{i=1, r}$ удовлетворяющих неравенству

$$\|Bt\|^2 \leq \delta, \quad (2.10.2)$$

причем t является обобщенным выражением для решения системы нелинейных уравнений с погрешностью δ :

$$Bt = 0, \quad (2.10.3)$$

где B — оператор.

В практику интерпретации конкретных аномалий можно ввести понятие условной устойчивости решения обратной задачи. Например, за условно устойчивый можно принять результат такой интерпретации, когда расхождение между определяемыми параметрами не превышает величины δ , %. Если значения поля задаются дискретно, то число параметров t , полученных из интерпретации, будет конечным. Тогда для расчета величины условной устойчивости можно рассматривать отклонение δ , % от среднестатистического t_{cp} . Иногда расчеты параметров $\{t_i\}$, $i = \overline{1, r}$, выполняются по значениям поля на интервале аномалии, заранее выработанном и с "хорошими" свойствами (гладкость, точность и др.).

Проблема устойчивости решения обратной задачи рассмотрена в монографии в той мере, в какой это было необходимо для целей практической интерпретации. Понятие устойчивости конкретно относительно интерпретируемой аномалии. Для одного и того же аномального объекта решение обратной задачи может быть устойчивым или неустойчивым в зависимости от того, например, насколько интерпретируемая аномалия осложнена всевозможными погрешностями.

Наиболее характерным практическим признаком некорректности решения обратной задачи является его множественность. Если расхождение превышает величину δ , %, то свойство множественности решений перерастает в неустойчивость решения. При интерпретации гравитационных и магнитных аномалий сейчас широко используются методы регуляризации, широкое толкование которых позволяет относить к ним, кроме классического метода регуляризации А.Н. Тихонова [Тихонов, Арсенин, 1974], еще достаточно большое число способов сглаживания интерпретируемых аномалий и стабилизации получаемых результатов. Так, в качестве *регуляризаторов* можно рассматривать теоретические кривые в методах подбора (см. подразд. 2.7 и п. 2.2.8), расхождения которых с интерпретируемыми минимизируются по определенному принципу. Своего рода *стабилизатором* результатов интерпретации является осреднение данных всех шагов итерации, которое используется для получения устойчивого значения параметра при интерпретации магнитных аномалий ΔZ_A на основе разложения Хана (см. подразд. 2.6).

В процессе интерпретации приходится сталкиваться с явлением эквивалентности. Оно заключается в том, что в пределах точности измерения потенциального поля и точности аппроксимации действительного аномального объекта регулярными геометрическими телами можно найти множество решений обратной задачи равного достоинства. Эквивалентность решения является объективной реальностью, и поэтому в пределах класса эквивалентных решений бессмысленно искать лучшее, если не привлекается какая-либо дополнительная информация об аномалии или аномальном объекте. Например, для вертикальной ступени N_{63} и эквивалентной ей материальной полуплоскости (см. подразд. 2.4) такой дополнительной информацией могут служить разумные пределы изменения аномальной плоскости $\Delta\alpha$.

Глава 3

МЕТОДЫ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РЕЗУЛЬТАТОВ МАССОВОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ И МАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Результаты массовой интерпретации магнитных и главным образом гравитационных аномалий методами, рассмотренными в гл. 2, обрабатывались статистически путем построения и анализа полигонов частот, имеющих мультимодальный характер. Такая обработка порождает некоторые проблемы, требующие специального рассмотрения. В настоящей главе будут предложены статистические методы внутренней оценки достоверности анализа полигонов, а также сами методы оценок полигонов в целом и значимости отдельных мод. Кроме того, здесь же будет обоснована моногарифмическая форма полигона распределения как основная при исследовании результатов массовой интерпретации, рассмотрены примеры

выбора оптимального классового полуинтервала полигона и сделана оценка вероятности случайных комбинаторных конфигураций, порождающих мультимодальные распределения с наперед заданными модами.

3.1. ПОЛИГОН ЧАСТОТ КАК МНОЖЕСТВО ЦЕЛОЧИСЛЕННЫХ СТАТИСТИК, НЕКОТОРЫЕ ИХ СВОЙСТВА И ОСОБЕННОСТИ ПРИЛОЖЕНИЯ К СТАТИСТИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ ДАННЫХ

Полигоны частот можно рассматривать как целочисленные статистики [Линник, 1962], характеризующие распределение выборок $X = (x_1, x_2, \dots, x_N)$ объема N изучаемого количественного показателя по его величине.

Выборка объема N является вектором N -мерного евклидова пространства E . Целочисленные статистики такого рода определяются как целочисленные вещественные функции $g(x_1, x_2, \dots, x_N)$ наблюдений (x_1, \dots, x_N) . В данной работе в качестве выборок $X = (x_1, \dots, x_N)$ рассматриваются результаты определений глубин нижних ξ_2 и (или) верхних ξ_1 ограничений блоков, средние величины эффeктивных интенсивности намагничивания ΔI и плотности $\Delta \sigma$, азимуты простираения разломов и некоторые другие экспериментальные данные.

Функцию $g(x_1, x_2, \dots, x_N)$ можно представить как функцию конечных статистик m равных в определенном смысле полуинтервалов [Колчин и др., 1976], на которые разбита область возможных значений выборок X , например линейных $[x_{i-1}, x_i]$ или логарифмических $\delta \lg x_i = [\lg x_{i-1}, \lg x_i]$, т. е. как функцию вида $\lg((x_{i-1}, x_i])$ и $g([\lg x_{i-1}, \lg x_i])$, $i = \overline{1, m}$.

Разбиением на полуинтервалы добиваются дискретизации конкретных реализаций (выборок) непрерывной случайной величины X .

Синонимом термина "полигон частот" является термин "многоугольник частот". Все, что будет сказано ниже о полигонах, относится также и к понятию "гистограмма". Гистограмма представляет собой пример отображения целочисленных статистик $g(x)$ в виде комбинации неубывающей и невозрастающей ступенчатых функций как простейшего вида функции скачка, а полигон (или многоугольник) — в виде кусочно-непрерывных функций. При $N \rightarrow \infty$ и $\delta x \rightarrow 0$ оба вида графиков стремятся к одному типу непрерывных функций $g(x)$.

Класс полуинтервалов принадлежит к более общему классу интервалов открытых (собственно интервалов), полуоткрытых слева или справа (полуинтервалов), замкнутых (отрезков), вырожденных (множество с мерой Лебега L , равной нулю), невырожденных конечных или бесконечных [Крамер, 1975]. Класс линейных интервалов задан в метрическом пространстве R^1 . В более общем плане важна принадлежность класса интервалов к аддитивному множеству, иными словами, важно, чтобы класс интервалов был частью борелевского множества, определенного на минимальной σ -алгебре [Колмогоров, Фомин, 1976]. В прикладном отношении при построении полигонов необходима такая система интервалов (в широком понимании этого термина, как он и будет употребляться в дальнейшем), чтобы: 1) интервалы не имели общих точек; 2) конечная

сумма всех интервалов $\sum_{i=1}^m \delta x_i$ перекрывала всю область возможных

значений случайной величины $X (X \subset \sum_{i=1}^m \delta x_i)$; 3) разбиение на равные в

определенном смысле интервалы предусматривало порядок отнесения значения случайной величины к одному из двух соседних интервалов, если случайная величина X совпала точно с границей интервала (теоретическая вероятность такого события для непрерывной величины X равна нулю, на практике вследствие, например, округления чисел такая ситуация возможна); 4) сумма интервалов должна образовать замкнутое множество числовой прямой и не содержать множества меры нуль, которые не принадлежат сумме интервалов.

Последнее из условий предполагает, что в нашем случае системы равных полуинтервалов $(x_i, x_{i+1}]$ один из них должен быть замкнутым (отрезком). Если число N случайных величин x_j , попадающих в данный полуинтервал, соотносится к объему выборки

$$W_N(i+1) = n/N, \quad (3.1.1)$$

то $W_N(i+1)$ называется *частотой* событий, принадлежащих полуинтервалу $(x_i, x_{i+1}]$. Частоты полигона обладают свойством, которое описывается выражением

$$\sum_{i=0}^m W_N(i+1) = 1. \quad (3.1.2)$$

В данной работе анализируются полигоны другого вида, у которых вместо частот применяются *частоты*, т. е. число случаев n_i , соответствующее каждому интервалу значений исследуемой величины X . Вид используемого полигона не оказывает влияния на конечный результат. На основе общегеофизических представлений изменения исследуемых величин X рассматриваются как суммы стохастической X_c и детерминированной X_d составляющих [Гольцман, 1971]:

$$X = X_c + x_d. \quad (3.1.3)$$

Если речь идет о детерминированной составляющей X_d , связанной с колебаниями глубин горизонтальных границ раздела, к которым тяготеют нижние и верхние ограничения плотностных и магнитных неоднородностей в форме блоков, то на характер мультимодального полигона и каждой его моды оказывают влияние действительные вариации средних глубин до горизонтальных поверхностей раздела для каждого блока или отдельных его частей. При этом детерминированная составляющая X_d поведения горизонтальных границ раздела представляет собой сумму неубывающей и (или) невозрастающей функций скачков в виде ступенчатой функции и непрерывной составляющей. Скачкообразное изменение глубин на полигоне определяется, во-первых, смещением границ по разломам. При этом на полигоне одна и та же граница может отмечаться различными модами. Такая возможность особенно часто реализуется для неглубоких (несколько сотен метров и километры) поверхностей раздела, амплитуды колебания которых сопоставимы с их глубиной. Во-вторых, ступенчатый характер функциональной составляющей объясняется аналогичным характером распространения горизонтальных поверхностей раздела в разрезе земной коры и мантии, средние значения тяготеют к определенным уровням верхних частей Земли, а между этими уровнями границы отсутствуют.

Функциональная составляющая X_d преобладает на полигонах распределения глубин сейсмических границ раздела (рис. 15, 21). Такие полигоны строятся по сейсмическим разрезам. Каждая граница разреза разбивается на равные в горизонтальном направлении интервалы δl_i . Далее определяется средняя глубина $h(\delta l_i)$ для каждого интервала.

Общее число интервалов N , $i = \overline{1, N}$, зависит от их величины и задается интерпретатором. Поскольку полигоны глубин сейсмических границ в данной работе используются в качестве вспомогательного средства для их сравнения с полигонами глубин нижних ξ_2 и верхних ξ_1 ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков, то естественным требованием к величине N должно быть ее примерное соответствие объему выборки глубин ξ_1 и ξ_2 полигона.

Величины полуинтервалов $(x_i, x_{i+1}]$ глубин на оси OX полигонов сейсмических границ выбираются такими же, как на соответствующих полигонах глубин ξ_1 и ξ_2 . Число случаев на полигонах сейсмических границ, соответствующее каждому полуинтервалу $(x_i, x_{i+1}]$, пропорционально суммарной длине L_i сейсмических границ в данном диапазоне глубин ввиду того, что имеет место равенство

$$L_i = n_i \delta l, \quad \delta l = \text{const.} \quad (3.1.4)$$

Стохастическая составляющая X_c изменения глубин сейсмических границ невелика по сравнению с X_d и включает в себя систематические погрешности. Известно, что поверхности раздела, построенные по сейсмическим данным, более сглажены по сравнению с действительными, положение в разрезе и форма их могут быть смещены и искажены вследствие неточного определения скоростей среды и их изменения в пространстве и т. д. Чем больше полуинтервал полигона $(x_i, x_{i+1}]$, тем, очевидно, меньше влияние стохастической составляющей X_c на его конечный вид и тем больше (хотя и в менее детальном виде) он отражает влияние составляющей X_d . При некоторой оптимальной величине полуинтервала можно считать, что полигон является дискретной детерминированной функцией, описывающей распределение сейсмических границ по глубине.

Полигоны частот глубин сейсмических границ, когда по оси OY откладывается какая-то пространственная величина, а не число случаев, можно рассматривать как реализации нестационарных случайных процессов X_N , в которых временной параметр t заменен пространственным h [Вентцель, 1962; Карлин, 1971].

При статистическом анализе экспериментального материала использовались два типа полигонов: с нормальной и логарифмической шкалой значений X . Линейная шкала значений случайной величины применялась, например, при анализе простираций разломов и линейных элементов геофизических полей (см. рис. 20). Анализ простираций линейных элементов структуры и полей удобно выполнять в форме особого рода полигонов распределения — в виде так называемых роз простирааний.

Если же строить полигоны частот величины X типа $\xi_1, \xi_2, \Delta\sigma, \Delta l$ в линейном масштабе, то оказывается, что указанные величины, отличаясь друг от друга на несколько порядков, распределены по линейной шкале значений очень неравномерно — чем больше значения X , тем реже они встречаются. Такое же явление наблюдается при дроблении частиц: частицы больших размеров встречаются реже, меньших — чаще [Разумовский, 1940]. Теоретически логнормальный закон распределения размеров частиц при дроблении показал А.Н. Колмогоров [1941]. Их анализ осуществляют путем построения полиномов с логарифмической шкалой значений, которая сужает область больших величин и расширяет область малых.

Для мод полигона с линейной шкалой значений случайной величины X предполагается нормальный или близкий к нему закон распределения исследуемых величин X , для мод полигона с логарифмической шкалой — логнормальный, когда рассматривается распределение случайной величины $y = \log x$.

Плотность логарифмически нормального распределения описывается следующим выражением [Прохоров, Розанов, 1973]:

$$P(x) = \frac{\log e}{\sqrt{2\pi\mu x}} \exp \left[-\frac{(\log x - a)^2}{2\mu^2} \right], \quad (3.1.5)$$

$$0 < x < \infty.$$

Здесь $a = M \log \xi$; $\mu^2 = D \log \xi$, причем M — это математическое ожидание, D — дисперсия.

Полигон с линейной шкалой значений случайной величины X используется в случае, когда точность оценивается путем вычисления среднеквадратичной погрешности абсолютной величины, с логарифмической — когда оценивается по величине относительной погрешности.

Действительно, в любой части логарифмической шкалы отклонение на величину δx_n от x_n (x_n — исследуемая величина) будет в линейном масштабе постоянным, если $\delta x_n/x_n = \text{const}$. Например, примем за исходную точку на логарифмической шкале x_0 ; последующие точки нанесем через интервалы $\lambda \mu x_n$ ($\lambda = \text{const}$ — коэффициент, определяющий величину интервала; μ — среднеквадратичная относительная погрешность определения x_n ; $\mu = \text{const}$ по условию), т. е. границы интервалов будут иметь такие координаты:

$$x_0; x_1 = x_0 + \lambda \mu x_0; x_2 = x_1 + \lambda \mu x_1; \dots; x_{i+1} = x_i + \lambda \mu x_i; \dots \quad (3.1.6)$$

Разность логарифмов значений x_n в соседних точках

$$\Delta \lg x_n = \lg x_{n+1} - \lg x_n = \lg x_n (1 + \lambda \mu) - \lg x_n = \lg (1 + \lambda \mu) = \text{const} \quad (3.1.7)$$

равна постоянной линейной величине на логарифмической шкале при условии

$$\frac{\delta x_n}{x_n} = \frac{x_{n+1} - x_n}{x_n} = \frac{x_n(1 + \lambda \mu) - x_n}{x_n} = \lambda \mu = \text{const}. \quad (3.1.8)$$

Все значения x в интервале δx_n относятся к точке в середине интервала.

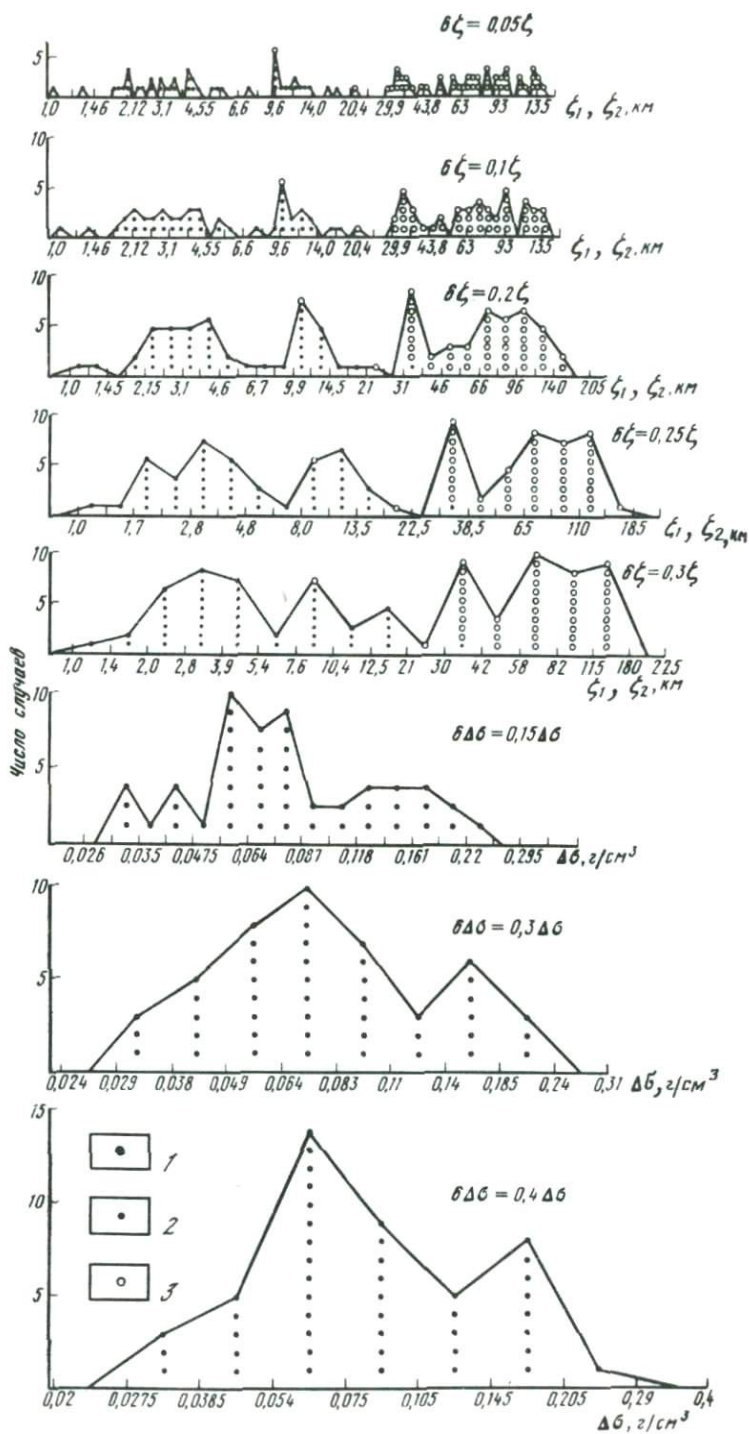
Выбор величины интервала (x_i, x_{i+1}) определяется необходимостью уверенного выделения моды полигона частот, имеющего полимодальный облик. При разбиении полигона на большое число интервалов моды могут не выделяться из-за недостатка информации. Но значительное увеличение ширины интервалов может привести к объединению двух или более мод полигона в одну, т. е. к уменьшению информативности анализируемого материала. Методы выбора величины полуинтервала (x_i, x_{i+1}) будут подробно рассмотрены далее. Можно, например, определить величину полуинтервала по наперед заданной вероятности P попадания в него и известной величине погрешности определения случайной величины $X(\xi_1, \xi_2, \Delta \sigma, \Delta I)$. Так, при среднеквадратичной погрешности расчета $\xi_1, \xi_2, \Delta \sigma$ по результатам интерпретации около 300 аномалий Δg на территории Западно-Сибирской низменности [Вашилов, 1970б, 1971], равной $\mu = 0,15$, и заданной вероятности $P = 0,25$ относительная величина интервала составляет $0,1X$. Близкие значения получаются и в других районах.

3.2. СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОЛИГОНА В ЦЕЛОМ И ВЫБОР ОПТИМАЛЬНОГО ПОЛУИНТЕРВАЛА; КРИТЕРИЙ СЕРИЙ ПО ВЫБОРОЧНОЙ МЕДИАНЕ

Несмотря на широкое использование мультимодальных (полимодальных, многовершинных) полигонов, гистограмм частот для исследования целочисленных статистик $g(x)$ случайных величин (x_1, x_2, \dots, x_N) , в литературе трудно найти четкие критерии оценок для разделения указанных мод на случайные, маловероятные и неслучайные, с одной стороны, и критерии выбора величин классовых интервалов $\delta(x)$ полигонов — с другой.

В данном подразделе реализуются некоторые способы решения указанных задач. Обе задачи решаются одновременно. На основе одной и той же выборки данных объема N составляются системы множеств целочисленных статистик $n = g(x_i, \delta x_j)$, $\delta x_j = (x_j, x_{j+1}]$, $i = \overline{1, N}$; $j = \overline{1, m}$, m — число полуинтервалов, которое определяется размерами области $[x_N - x_1]$ и величиной $\delta x = (x_N - x_1)/m$. Из них выбирается то из множеств статистик $g(x_i, \delta x_j)$ (другими словами, тот полигон частот с полуинтервалом δx_j , $j = \overline{1, m}$, который менее всего отвечает гипотезе случайности). В терминах теорий случайных процессов $g(x_i, \delta x_j)$ как пространственный целочисленный "процесс" (см. подразд. 3.1) должен меньше всех других процессов (реализуемых в виде полигонов) отвечать требованию стационарности. Следовательно, варьируя размеры полуинтервала $(x_j, x_{j+1}]$, выбирают полигон с наименьшими свойствами случайности и тем самым определяют оптимальные размеры полуинтервала. Практическое приложение критериев иллюстрируется на примере полигонов частот глубин нижних ξ_1 и верхних ξ_2 ограничений плотностных неоднородностей акватории Средиземного моря и Субарктического региона [Вашилов, 1973]. Полигоны распределения $\xi_1, \xi_2, \Delta\sigma$ построены для разных величин относительного классового интервала $\delta(x)/x$ в логарифмическом масштабе (рис. 13).

Полигоны, изображенные на рис. 13, вместе с табл. 12 представляют собой ту фактическую основу, которая будет использована при анализе различных статистических методов оценки полигонов и их отдельных мод. В табл. 12 приведены вариационные ряды частот $n = g(x)$ с минимальным значением n , равным нулю, и максимальным — 11. Вариационные ряды числа случаев $n = g(x)$ в классовых полуинтервалах полигона — это расположенные в порядке возрастания случайные величины n , т.е. фактически они представляют собой множество порядковых статистик n_i , $i = \overline{1, m}$, m — число классовых полуинтервалов полигона, или вектор порядковых статистик размерности m [Гаек, Шидак, 1971]. Ввиду того что $n = g(x)$ принимают целочисленные значения от нуля до N , где N — объем изучаемой выборки случайной величины X (напомним, что конкретные реализации X представляют собой величину $\xi_1, \xi_2, \Delta\sigma$), то некоторые значения n могут совпадать между собой. В вариационных рядах частот n число таких совпадений бывает очень большим. Так, в табл. 12 в первой строке фиксируется 57 значений $n = 0$; 32 — $n = 1$; 16 — $n = 2$ и т.д., причем общее число порядковых статистик n равно числу полуинтервалов $m = 112$. Выписывать все эти статистики было бы неэкономично и утомительно. Поэтому в таблице записано только число статистик с равным значением n . Вопрос, в каком порядке распространены статистики с равными n , интереса не представляет. Аналогичный подход демонстрируется при определении ранга r_i порядковых статистик n_i в случае равенства нескольких $n = g(x)$, хотя ряд исследователей предполагают определять средний ранг r_{cp} группы совпадающих значений или используют



Т а б л и ц а 12

Вариационные ряды частот n полигонов величин ξ_1 и ξ_2 , Средиземноморье*

Относительный размер полуинтервала $\delta\xi/\xi$	Количество классовых интервалов с числом случаев n											Общее число полуинтервалов m	Объем выборки N	
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			11
0,05	57	32	16	6	1	0	0	0	0	0	0	0	112	86
0,10	19	9	10	11	2	2	3	0	0	0	0	0	56	98
0,20	4	8	4	2	0	5	2	2	1	0	1	0	29	91
0,25	3	5	1	2	1	1	3	1	2	2	1	0	22	91
0,30	2	2	2	1	1	1	0	1	2	2	2	1	17	90

*Таблица составлена на основе выборки одного и того же объема N . Разница в значениях N объясняется "техническими потерями" при построении полигонов.

принцип рандомизации членов группы с совпадающими значениями X [Гаек, Шидак, 1971]. Здесь использован способ рандомизации при определении ранга совпадающих статистик.

Вариационные ряды полигонов распределения построены для пяти величин интервала: $0,05X$; $0,10X$; $0,20X$; $0,25X$; $0,30X$.

В работе используются два вида критериев, оценивающих весь полигон в целом: критерий серий и модифицированный критерий Бьенэмэ.

В литературе критерий серий по выборочной медиане имеет различные названия: критерий знаков [Налимов, 1960], критерий серий по выборочной медиане [Браунли, 1977] и т.д. Более точным представляется второе наименование критерия.

Здесь для каждой из ранговых [Гаек, Шидак, 1971] статистик табл. 12, в которых наблюдаются совпадения случайных величин n , определяется медианное значение x_m , вычисляется число серий R для выборки объема m .

Серией называется подпоследовательность элементов одного вида, непосредственно перед которой и после которой стоят элементы другого вида [Кендалл, Стьюарт, 1973]. Например, знаковая последовательность $+ - - - + + - + + +$, состоящая из шести элементов $+$ и пяти $-$, содержит пять серий. В случае функций $n = g(x)$ решетчатого вида (в данном случае целочисленных значений n) отдельные ранговые статистики могут быть равны между собой. Поэтому при определении числа серий R с помощью медианного критерия часть статистик, совпадающих с медианой, будет условно отнесена к одной серии, часть $-$ к другой. Обозначим через ΔR_α теоретический интервал числа серий, попадание в который серий R конкретных ранговых статистик означает принятие гипотезы о случайном распределении анализируемых данных. В этом случае оценивается мультимодальный полигон. Значение ΔR_α вычисляется по формуле

$$\Delta R_\alpha \approx \frac{1}{2} (m + 1 \pm u_\alpha \sqrt{m - 1}), \quad (3.2.1)$$

Р и с. 13. Полигоны частот ξ_1 , ξ_2 , $\Delta\sigma$ для разных интервалов $\delta\xi/\xi$, $\delta\Delta\sigma/\Delta\sigma$ Средиземное море; 1 — $\Delta\sigma$; 2 — ξ_1 ; 3 — ξ_2

где u_α — квантиль соответствующего двустороннего уровня значимости α ; (3.2.1) выводится из выражения

$$P(R_{\min} \leq \Delta R_\alpha \leq R_{\max}) \approx \Phi \frac{2\Delta R_\alpha - m - 1}{\sqrt{m - 1}}; \quad (3.2.2)$$

P — вероятность; Φ — функция распределения стандартного нормального закона.

Выражения (3.2.1) и (3.2.2) получены в результате реализации одного из вариантов нормальной аппроксимации более сложного выражения типа [Браунли, 1977]

$$P\{R = j = 2\nu\} = 2 \binom{l-1}{\nu-1} \binom{m-l-1}{\nu-1} / \binom{m}{l} = f_j / \binom{m}{l} \quad (3.2.3)$$

для четного числа серий R (l — число элементов, в частности знаков одного типа, $n-l$ — другого),

$$P\{R = j = 2\nu + 1\} = \binom{l-1}{\nu} \binom{m-l-1}{\nu-1} + \binom{l-1}{\nu-1} \binom{n-l-1}{\nu} / \binom{m}{l} = f_j / \binom{m}{l} \quad (3.2.4)$$

для нечетного.

Выражения (3.2.3) и (3.2.4) положены в основу вывода более общей формулы [Оуэн, 1973]

$$P\{R \leq j\} = 1 / \binom{m}{l} \sum f_j, \quad (3.2.5)$$

по которой составлены таблицы. По таблицам определяются точные значения P в отличие от результатов, которые получают с помощью расчетов по формуле (3.2.1). Выражение (3.2.1) появилось как результат нормальной аппроксимации выражения (3.2.4). Однако таблицы неудобны тем, что составлены для фиксированного числа уровней значимости α . Различия при оценках по формулам (3.2.1) и (3.2.4) на окончательные выводы не повлияли.

В табл. 13 значения ΔR_α рассчитаны для разных двусторонних уровней значимости α ; 0,01; 0,02; 0,03; 0,05. Идея расчета ΔR_α для нескольких уровней значимости заключается в том, чтобы, варьируя значение α , выбрать из нескольких множество порядковых статистик типа вариационных рядов табл. 12 (а следовательно, и полигон) с "лучшими" свойствами неоднородности, зависимости, "неслучайности". Такой статистикой является статистика полигона частот с относительной величиной классового интервала $\partial\zeta/\zeta = 0,1$.

Интервал $0,1\zeta$ предпочтительнее интервала $0,05\zeta$, потому что число серий $R = 43$ интервала $0,05\zeta$ "ближе" к области значений ΔR , свойственных случайному числу серий.

Рассмотренный выше медианный критерий серий позволяет оценить полигон в целом. Он относится к числу непараметрических критериев (оценок) нулевых гипотез, в которых информация о виде распределения не используется. Однако данные, исследуемые статистическими методами, часто представляют собой не непрерывные, а дискретные, в том числе целочисленные, величины, которые к тому же могут и совпадать. И когда к их изучению привлекаются методы, разработанные для непре-

Таблица 13

Оценка полигона частот ξ_1 и ξ_2 с помощью медианного критерия знаков (серий), Средиземноморье

Относительный размер полуинтервала $\delta\xi/\xi$	m	R	$\alpha = 0,01,$ $u_\alpha = 2,57$		$\alpha = 0,02,$ $u_\alpha = 2,33$		$\alpha = 0,03,$ $u_\alpha = 2,17$		$\alpha = 0,05,$ $u_\alpha = 1,96$	
			ΔR_α	ХР	ΔR_α	ХР	ΔR_α	ХР	ΔR_α	ХР
0,05	112	43	44—69	н/с	44—69	н/с	45—68	н/с	47—66	н/с
0,10	56	15	19—38	н/с	20—37	н/с	20—37	н/с	22—35	н/с
0,20	29	9	8—21	с	9—21	с	9—21	с	10—19	н/с
0,25	22	9	6—17	с	6—17	с	7—16	с	7—16	с
0,30	17	11	4—14	с	4—14	с	5—13	с	5—13	с

Примечание. ХР — характер распределения; с — случайный; н/с — неслучайный; столбцы $\alpha = 0,01$ и $0,05$ взяты из таблиц Д.Б. Оуэна [1973], остальные вычислены по формуле (3.2.2).

равных величин, возникают определенные сложности и появляются некоторые погрешности в оценках, но тем не менее использование таких методов для оценок возможно [Гаек, Шидак, 1971]. Таким образом, критерий серий в изложенной трактовке можно предложить для выявления полигона с оптимальным классовым интервалом.

3.3. МОДИФИЦИРОВАННЫЙ КРИТЕРИЙ БЬЕНЭМЭ

При статистических исследованиях распределения величин ξ_1 , ξ_2 , $\Delta\sigma$, ΔI , основанных на анализе мультимодальных полигонов частот, наиболее широко использовался простой критерий, который предложен автором и назван модифицированным критерием Бьенэмэ. Указание на существование такого критерия для оценки независимости измеряемых случайных величин, заданных в дискретных точках, имеется в работе М.А. Великанова [1962], однако здесь отсутствует его строгое математическое обоснование и нет ссылок на литературные источники. В современной статистической литературе критерий Бьенэмэ не упоминается. Идея доказательства критерия Бьенэмэ на базе современных представлений математической статистики для непрерывно распределенных величин X была высказана автору доктором физико-математических наук В.В. Юринским (Институт математики Сибирского отделения Академии наук СССР), которому автор считает своим приятным долгом выразить искреннюю признательность.

Критерий Бьенэмэ в работе М.А. Великанова [1962] используется для проверки гипотезы независимости наблюдаемого ряда случайных величин $\{x_i\}$, $i = \overline{1, N}$, который можно рассматривать как реализацию пространственного или временного процесса.

Если число экстремумов N_c наблюдаемого ряда величин x_i , $i = \overline{1, N}$, близко к $1/3 N$, или промежуточных значений к $1/3 N$, т.е. если имеют место неравенства

$$x_{i-1} > x_i > x_{i+1} \text{ или } x_{i-1} < x_i < x_{i+1}, \quad (3.3.1)$$

то велика вероятность того, что распределение величин x_i случайно и величины x_i данного ряда независимы между собой.

Наглядное толкование критерию Бьенэмэ дал Бертран. Любой член последовательности $\{x_i\}$, $i = \overline{1, N}$, имеет три равновероятных состояния:

- 1) $x_i > x_{i+1}$, $x_i > x_{i-1}$, т.е. состояние локальных максимумов;
 - 2) $x_i < x_{i+1}$, $x_i < x_{i-1}$,
- (3.3.2)

т.е. состояние локальных минимумов;

- 3) промежуточное состояние x_i , описываемое выражением (3.3.1).

Суммарная вероятность P_{1+2} состояний 1 и 2 асимптотически стремится к $2/3$, а каждого из них — к $1/3$.

Оценки вероятности частот полигонов m_e/m и m_{Π}/m являются состоятельными (m_e — число экстремальных значений x , m_{Π} — промежуточных, m — число полуинтервалов). В то же время при оценивании m_e/m и m_{Π}/m наблюдается смещение, причина которого заключается в том, что первое x_1 и последнее x_m значения наблюдаемой величины X , распределенной по непрерывному закону, всегда формально являются экстремальными, хотя действительный статус их неизвестен.

Положим, что последовательность случайных величин $\{x_i\}$, $i = \overline{1, m}$, имеет равномерную функцию распределения $F(x) = x$, $1 \leq x \leq 0$. Введем в рассмотрение индикаторную функцию θ , такую, что

$$\theta = \begin{cases} 1 & \text{— в случае выполнения первого или второго условия (3.3.2),} \\ 0 & \text{— выполняется третье условие (3.3.2).} \end{cases} \quad (3.3.3)$$

Тогда

$$m_e = 2 + \theta_2 + \theta_3 + \dots + \theta_{m-1}, \quad (3.3.4)$$

где начальная и конечная статистики полигона формально приняты за экстремальные, и среднее значение числа экстремумов без двух, отнесенное к общему числу точек последовательности без двух, эквивалентное математическому ожиданию $E\theta_j$, $j = 2, m-1$, составит

$$E\theta_j = P(\theta_j = 1) = \int_0^1 dP(x_i \leq x) P(x_{i-1} > x_i | x_i \leq x) P(x_{i+1} > x_i | x_i \leq x) + \int_0^1 dP(x_i \leq x) P(x_{i-1} < x_i | x_i \leq x) P(x_{i+1} < x_i | x_i \leq x). \quad (3.3.5)$$

Здесь $P(x_i \leq x) = x$, а выражение типа $P(x_{i+1} < x_i | x_i \leq x)$ — условная вероятность того, что $x_{i+1} < x_i$ при условии $x_i \leq x$.

Имеем также

$$P(x_{i-1} < x_i | x_i \leq x) P(x_{i+1} < x_i | x_i \leq x) = EP[(x_{i-1} < x_i) \wedge (x_{i+1} < x_i) | x_i \leq x] = \int_0^1 P(x_{i-1} < x_i | x_i \leq x) P(x_{i+1} < x_i | x_i \leq x) dx = \int_0^x x^2 dx = \frac{1}{3} x^3, \quad (3.3.6)$$

$$P(x_{i-1} > x_i | x_i \leq x) P(x_{i+1} > x_i | x_i \leq x) = \int_0^x (1-x)^2 dx = x - x^2 + x^3/3. \quad (3.3.7)$$

Подставляя (3.3.6) и (3.3.7) в (3.3.5), получаем

$$E\theta_j = P(\theta_j = 1) = \frac{1}{3} \int_0^1 dx^4 + \int_0^1 dx \left(x - x^2 + \frac{x^3}{3} \right) = \frac{2}{3}. \quad (3.3.8)$$

Этот же результат подтверждается, если индикаторную функцию задать следующим образом:

$$\theta = \begin{cases} 0 & \text{— при выполнении первых двух условий (3.3.2),} \\ 1 & \text{— при выполнении третьего условия (3.3.1).} \end{cases} \quad (3.3.9)$$

Тогда математическое ожидание $E\theta_j$ индикаторной функции будет равно

$$E\theta_j = P(\theta_j = 1) = \int_0^1 dP(x_i \leq x) P(x_{i-1} < x_i | x_i \leq x) P(x_{i+1} > x_i | x_i \leq x) + \\ + \int_0^1 dP(x_i \leq x) P(x_{i-1} > x_i | x_i \leq x) P(x_{i+1} < x_i | x_i \leq x). \quad (3.3.10)$$

Подынтегральные произведения условных вероятностей заменяем их математическим ожиданием для случая $x_i \leq x$:

$$E [P(x_{i-1} > x_i | x_i \leq x) P(x_{i+1} < x_i | x_i \leq x)] = \int_0^x (1-x)x dx = \frac{x^2}{2} - \frac{x^3}{3}, \quad (3.3.11)$$

$$E [P(x_{i-1} < x_i | x_i \leq x) P(x_{i+1} > x_i | x_i \leq x)] = \int_0^x x(1-x) dx = \\ = \frac{x^2}{2} - \frac{x^3}{3}. \quad (3.3.12)$$

Учитывая (3.3.11) и (3.3.12), выражение (3.3.10) можно представить так:

$$E\theta_j = P(\theta_j = 1) \approx 2 \int_0^1 dx \left(\frac{x^2}{2} - \frac{x^3}{3} \right) = 2 \frac{1}{6} = \frac{1}{3}. \quad (3.3.13)$$

Рассмотрим целочисленные статистики, такие, в которых экстремумы могут быть образованы несколькими нулевыми значениями $g_i(x_i)$ подряд, i — номер полуинтервала $\sigma x_i = (x_i, x_{i+1})$, m — число интервалов σx_i , $i = \overline{1, m}$, причем x_i может принимать значения нуля.

При исследовании целочисленных статистик удобнее ввести вместо индикаторной функции (3.3.13) индикаторную функцию, описываемую следующим выражением:

$\theta = 1$ ($s-1$) для каждого x_j с номерами $j = \overline{(i+1), (i+s-1)}$ и таких, что $x_i < x_{i+1} = \dots = x_{i+s-1} > x_{i+s}$;

$\theta = 1$ ($s-1$) для каждого x_j с номерами $j = \overline{(i+1), (i+s-1)}$ и таких, что $x_i > x_{i+1} = \dots = x_{i+s-1} < x_{i+s}$; (3.3.14)

$\theta_n = 0$ для каждого x_j с номерами $j = \overline{(i+1), (i+s-1)}$ и таких, что $x_i < x_{i+1} \leq \dots \leq x_{i+s-1} < x_{i+s}$ или $x_i > x_{i+1} \geq \dots \geq x_{i+s-1} > x_{i+s}$.

Каждый максимум или минимум целочисленной функции $g(x)$ при суммировании θ_i (см. первые два выражения (3.3.14)) дает единицу, а общая сумма индикаторов будет равна числу экстремумов. В первом и втором выражениях $\{x_j\}$ образуют соответственно статистики максимумов и минимумов функции $g(x_i)$, а в третьем выражении — статистики соответственно неубывающую порядковую и инверсную ей невозрастающую [Сачков, 1977]. Поскольку значения индикаторных функций θ_n и θ_e независимы между собой при $|n-l| \geq 2$, то, по В.В. Юринскому (част-

ное сообщение), дисперсия $D(m_e)$ равна величине порядка cm , где c — постоянная, откуда по неравенству Бьенэмэ—Чебышева [Кендалл, Стьюарт, 1966], имея в виду предыдущие результаты, получаем

$$P \left[\left| (m_e - 2) - \frac{2}{3} (m - 2) \right| \geq t (m - 2)^{-1/2} \right] \leq ct^{-2} \quad (3.3.15)$$

или после преобразований в левой части

$$P \left[\left| \frac{m_e - 2}{m - 2} - \frac{2}{3} \right| \geq t (m - 2)^{-1/2} \right] \leq ct^{-2}, \quad (3.3.16)$$

где t — произвольное положительное число.

Гипотеза независимости случайных величин x_1, x_2, \dots, x_m отвергается, если

$$\left| \frac{m_e - 2}{m - 2} - \frac{2}{3} \right| \geq t (m - 2)^{-1/2}. \quad (3.3.17)$$

Если объектом анализировать промежуточные состояния, то аналогом выражения (3.3.17) будет

$$\left(\left| \frac{m_n}{m - 2} - \frac{1}{3} \right| \right) \geq t (m - 2)^{-1/2}. \quad (3.3.18)$$

Исследуем вероятность состояний начальной x_1 и конечной x_m статистик при условии равновероятности любого из трех состояний — максимума, минимума и промежуточного. Полная вероятность $P(X_{1 \vee m, i})$ состояний $i = 1, 2, 3$ (1 соответствует \min , 2 — \max и 3 — состоянию n — промежуточно-му, \vee — знак дизъюнкции) реализации начальной x_1 или конечной x_m статистики множества статистик $\{x_j\}$, $j = \overline{1, m}$, описывается следующим выражением:

$$P(X_{1 \vee m, i}) = \sum_{k=1}^2 P(X_{1 \vee m, i} / H_k) P(H_k), \quad (3.3.19)$$

где $P(X_{1 \vee m, i} / H_k)$ — условная вероятность состояния; $P(H_k)$ — вероятность одной из двух равновероятных гипотез H_k , $k = 1, 2$. Гипотезе H_1 соответствует $(x_1 < x_2) \vee (x_m < x_{m-1})$, гипотезе H_2 — $(x_1 > x_2) \vee (x_m > x_{m-1})$. Чтобы избежать смещения, используются приемы формального отождествления статистик x_1 и x_m с экстремальными или отбрасывания этих двух значений статистик X с неизвестным статусом. Однако простое отбрасывание некоторых результатов наблюдений при относительно малом их числе приводит к потере определенной информации и ухудшает свойства и точность оценки. Несмещенную оценку коэффициента Бьенэмэ с улучшенными свойствами (являющегося по существу частостью, которая характеризует вероятность появления числа минимумов или мод для конкретной реализации случайной величины X), учитывая (3.3.19), можно представить тогда следующим образом:

$$B = [m_{\max} - M_{\max}(H_r, H_s) + P(X_{1, \max} / H_r) + P(X_{m, \max} / H_s)] / m, \\ r = 1 \vee 2, s = 1 \vee 2. \quad (3.3.20)$$

Здесь H_r и H_s — одна из k гипотез в (3.3.14), $k = 1, 2$, которая принимается для членов ряда x_1 и x_m случайной величиной X , а $M_{\max}(H_r, H_s)$ — цело-

численная функция H_r и H_s , такая, что

$$M_{\max}(H_r, H_s) = \begin{cases} 0, & \text{если имеют место гипотезы } H_{r=1} \text{ и } H_{s-1}; \\ 1, & \text{если } H_{r=1} \text{ и } H_{s=2} \text{ или } H_{r=2} \text{ и } H_{s=1}; \\ 2, & \text{если } H_{r=2} \text{ и } H_{s=2}. \end{cases} \quad (3.3.21)$$

Если статистики X независимы, то вероятности P появления максимумов, минимумов, экстремумов, промежуточных состояний целочисленной функции полигона оцениваются итеративным путем, для которого предлагается схема (для определенности рассматривается случай оценки вероятности появления мод, штрихи обозначают число итераций) :

$$1) \frac{m_{\max} - M_{\max}(H_r, H_s)}{m - 2} = B',$$

$$P'(X_{1,\max}/H_1) = P'(X_{m,\max}/H_1) = 0, P'(X_{1,\max}/H_2) = P'(X_{m,\max}/H_2) = B'; \quad (3.3.22)$$

$$2) [m_{\max} - M_{\max}(H_r, H_s) + P'(X_{1,\max}/H_2) + P'(X_{m,\max}/H_s)]/m = B'';$$

$$P''(X_{1,\max}/H_1) = P''(X_{m,\max}/H_1) = 0, P''(X_{1,\max}/H_2) = P''(X_{m,\max}/H_2) = B''; r = 1 \vee 2; s = 1 \vee 2$$

и последующие итерации.

Для каждой реализации X существует такая величина ϵ , что при $\delta x < \epsilon$ (δx — абсолютная или относительная величина классового полуинтервала полигона) целочисленные статистики неотрицательной функции $g(X)$, описывающей полигон частот случайной величины X с числом m классовых полуинтервалов, будет принимать значения, только равные нулю или единице. Назовем такой полигон и соответствующую функцию $g(X)$ вырожденными. Вырожденные статистики характеризуются отсутствием значения $g(X)$ с промежуточным статусом. Если выбрать число ϵ или $m > M$ таким, что все единичные модальные значения окажутся изолированными, т.е. отделяются друг от друга классовыми полуинтервалами с числом случаев нуль, то такой полигон назовем вырожденным первого типа.

Если размеры классового полуинтервала превышают разность конечной x_m и начальной x_1 величин x , то появляется вырожденный полигон распределения второго типа; число случаев, соответствующих модальному значению, равно объему N всей выборки, а два минимума отмечаются числом случаев нуль.

Введем еще одну формулу расчета коэффициента B с учетом поправки за смещение, в которой определенным образом учитывается возможность существования нулевых статистик:

$$B = [m_{\max} - M_{\max}(H_r, H_s) + P^{(k)}(X_{1,\max}/H_r) + P^{(k)}(X_{m,\max}/H_s)] / \sum_{i=1}^m \theta_i, \quad (3.3.23)$$

причем $r = 1 \vee 2; s = 1 \vee 2; k$ — число приближений; m — число классовых полуинтервалов, а индикатор θ_i отвечает следующим условиям:

$$\theta_i = 1 (s - 1) \text{ для каждых } x_j = 0 \text{ с номерами } j = \overline{(i + 1)}, \overline{(i + s - 1)} \text{ и таких, что } x_i > x_{i+1} = \dots = x_i = \dots = x_{i+s-1} < x_{i+s}; \quad (3.3.24)$$

$\theta_i = 1$ — во всех остальных случаях.

Если вместо $\sum_{i=1}^m \theta_i$ в знаменателе дроби (3.3.23) писать m , то при неограниченном m коэффициент B в формуле (3.3.23) будет стремиться к нулю. Если же в знаменателе оставить $\sum_{i=1}^m \theta_i$, то выражение будет стремиться к пределу

$$B = 0,5. \quad (3.3.25)$$

Коэффициент B , вычисленный по формуле (3.3.23), равен также 0,5. Отсюда следует важный для приложения вывод: для выбора оптимального полуинтервала δx полигона, при котором полигон будет иметь наибольшее число значимых мод, предлагается минимизация коэффициента $B = f(\delta x)$.

Критерий оценки полигона частот с помощью коэффициента B , в котором используются неравенства Бьенэмэ—Чебышева и с поправкой за смещение, будет таким:

$$\left| \frac{1}{3} - \frac{m_{\max} M_{\max} (H_r, H_s) + P^{(k)}(X_{1, \max}/H_r) + P^{(k)}(X_{N, \max}/H_b)}{\sum_{i=1}^m \theta_i} \right| \geq t \left(\sum_{i=1}^m \theta_i \right)^{-1/2}, \quad (3.3.26)$$

или в более сжатом виде

$$\left| \frac{1}{3} - B \right| \geq t \left(\sum_{i=1}^m \theta_i \right)^{-1/2}. \quad (3.3.27)$$

Коэффициент B и индикатор θ_i оцениваются по формулам (3.3.23) и (3.3.24).

В большинстве случаев начальное x_1 и конечное x_m значения на полигоне равны нулю. Следовательно, имеет место гипотеза H_2 . Это позволяет представить (3.3.26) в еще более простой форме за счет упрощения коэффициента B и более определенной записи знаменателя в (3.3.23):

$$B = m_{\max} / (m - l + n). \quad (3.3.28)$$

Здесь l — число классовых полуинтервалов полигона, в которые не попадает ни одно событие; n — число изолированных мод или групп мод; изолированными называются моды и группы мод, которые отделяются от соседних полуинтервалами с числом событий нуль.

Иногда из рассмотрения исключаются заведомо незначимые моды, для чего дается несколько иное определение параметров формулы (3.3.28) [Вашилов, 1973а]. Такими, например, являются "моды" с числом случаев, равным единице. Тогда оценки коэффициента B по критерию значимости можно выполнить на основе неравенства Бьенэмэ—Чебышева. Учитывая (3.3.26) и (3.3.28) и принимая во внимание, что

$$D\left(B - \frac{1}{3}\right) = P(1 - P) \left(\sum_{j=1}^m \theta_j \right) = P(1 - P) (m - l + n),$$

полагая $c = P(1 - P)$, $t = \lambda (P(1 - P))^{-1/2}$, получаем

$$P\left(\left|\frac{1}{3} - \frac{m_{\max}}{m-l+n}\right| \geq \frac{t}{(m-l+n)^{-1/2}}\right) \leq \frac{c}{t^2} =$$

$$= P\left(\left|\frac{m_{\max}}{m-l+n} - \frac{1}{3}\right| \geq \frac{\lambda [P(1-P)]^{-1/2}}{(m-l+n)^{-1/2}}\right) \leq \frac{1}{\lambda^2}. \quad (3.3.29)$$

Объектом исследования является такой полигон, у которого значения $g(x) = 0$, встречающиеся в нескольких подряд полуинтервалах, заменяются одним нулевым значением. Можно представить такой полигон как бы сжатым по оси случайных величин X за счет нулевых значений.

Ввиду того что $m \geq m-l+n$, справедливо неравенство $\hat{\rho} = m_{\max}/m < B$, где B определяется формулой (3.3.28). Удобство аналогичного изучения именно такого полигона объясняется регулярным поведением коэффициента B как функции размеров полуинтервала δx . Поэтому за оценку вероятности $\hat{\rho}$ (3.3.29) принимается коэффициент B в (3.3.28). Такая оценка соответствует оценке по методу максимального правдоподобия. С учетом этого замечания относительно $\hat{\rho} = B$ по (3.3.28) окончательно преобразуем (3.3.29) к виду

$$P\left(\left|\frac{m_{\max}}{m-l+n} - \frac{1}{3}\right| \geq \frac{\lambda [m_{\max}(m-l+n-m_{\max})]^{1/2}}{(m-l+n)^{3/2}}\right) \leq \frac{1}{\lambda^2}. \quad (3.3.30)$$

Таблица 14

Оценка полигона ξ_1 и ξ_2 с помощью неравенства Бьензмэ—Чебышева (3.3.30), Средиземноморье

$\frac{\sigma \xi}{\xi}$	m_{\max}	m	l	n	B	$m-l+n$	$ B-0,33 $	Оценка при $\lambda_1 = 2, 3, \alpha_1 = 0,19$ (3.3.30)	Вид распределения	Оценка при $\lambda_2 = 2, \alpha_2 = 0,25$ (3.3.30)	Вид распределения	
Первый вариант												
0,05	24	112	57	21	0,31	76	0,02	0,12	нз	0,10	нз	
0,1	16	56	19	11	0,33	48	0,00	0,16	нз	0,14	нз	
0,2	6	29	4	3	0,21	28	0,12	0,19	нз	0,16	нз	
0,25	6	22	3	2	0,29	21	0,04	0,23	нз	0,20	нз	
0,3	6	17	2	1	0,37	16	0,04	0,28	нз	0,27	нз	
Второй вариант												
0,05	12	112	70	12	0,22	54	0,11	0,13	нз	0,11	з	
0,1	7	56	25	6	0,19	37	0,14	0,15	нз	0,13	з	
0,2	4	29	6	2	0,16	26	0,17	<u>0,17</u>	з	<u>0,15</u>	з	
0,25	5	22	3	2	0,24	21	0,09	<u>0,21</u>	нз	<u>0,19</u>	нз	
0,30	5	17	2	1	0,31	16	0,02	0,27	нз	0,23	нз	
Третий вариант												
0,05	24	112			0,21			0,12	0,09*	з	<u>0,08*</u>	з
0,1	16	56			0,29			0,04	0,14*	нз	<u>0,12*</u>	нз
0,2	6	29			0,21			0,12	0,17*	нз	0,15*	нз
0,25	6	22			0,27			0,06	0,22*	нз	0,15*	нз
0,30	6	17			0,35			0,02	0,27*	нз	0,23*	нз

Примечание. нз — независимое распределение, з — зависимое. Подчеркнут предпочтительный случай. Звездочкой отмечены значения, полученные из расчетов по формуле (3.3.31),

Неравенство Бьенэмэ—Чебышева широко используется в важных теоретических заключениях, но как способ практических оценок является довольно грубым.

В табл. 14 приведены три варианта оценки полигонов Средиземноморья с помощью неравенства Бьенэмэ—Чебышева при уровне значимости $\alpha_1 = 1/\lambda^2 = 0,19$ и $\alpha_2 = 0,25$.

Первый вариант — полное соответствие формулам (3.3.28) и (3.3.30), причем в число мод m_{\max} включаются и моды с числом случаев $k = 1$. Гипотеза случайного (независимого) распределения X отвергается, если в (3.3.30)

$$\left| \frac{m_{\max}}{m-l+n} - \frac{1}{3} \right| \geq \frac{\lambda [m_{\max} (m-l+n - m_{\max})]^{1/2}}{(m-l+n)^{3/2}}$$

Второй вариант — число l в (3.3.28) включает в себя, кроме полуинтервалов с числом случаев нуль, все полуинтервалы с модой, равной единице. В число m_{\max} не включаются моды, которые выделяются одним (абсолютно или относительно) событием, в n — моды или группы мод с числом событий в полуинтервале, не превышающем единицу; критерий независимости аналогичен критерию в первом варианте.

Третий вариант — вместо оценки вероятности $m_{\max}/(m-l+n)$ в (3.3.30) используется оценка m_{\max}/m , причем учитываются и моды с модальным значением, равным единице. Тогда выражение, аналогичное (3.3.30), будет иметь вид

$$P \left\{ \left| \frac{m_{\max}}{m} - \frac{1}{3} \right| \geq \frac{\lambda [m_{\max} (m - m_{\max})]^{1/2}}{m^{3/2}} \right\} \leq \frac{1}{\lambda^2}, \quad (3.3.31)$$

а гипотеза независимости отвергается, если в (3.3.29)

$$\left| \frac{m_{\max}}{m} - \frac{1}{3} \right| \geq \frac{\lambda [m_{\max} (m - m_{\max})]^{1/2}}{m^{3/2}}$$

и принимается в обратном случае.

Первый вариант модификаций критерия B дал такие значения статистик критерия, которые определяют распределение $g(x_i, \delta x_i/x_j)$ как случайное при разумном уровне значимости $\alpha = 25\%$. Лишь при 44%-ном уровне значимости распределение $g(x_i, \delta x_i/x_j = 0,2)$ можно считать неслучайным и принять в качестве оптимального полуинтервала $\delta x = 0,2x$. Вторая модификация критерия B , преобразующая полигон к виду, который позволяет интерпретировать преобразованный полигон как пространственный процесс, но уже не пуассоновского типа, позволила выделить как зависимые, неслучайные распределения $g(X)$ полигонов с классовыми полуинтервалами $\delta \xi/\xi = 0,05; 0,1; 0,2$ при $\alpha = 0,25; 0,2$ при $\alpha = 0,19$. По признаку, аналогичному признаку в первом варианте, как наиболее оптимальный выбирается классовой полуинтервал $\delta \xi/\xi = 0,2$, третья модификация указывает на полигон с классовым полуинтервалом $\delta \xi/\xi = 0,05$ как полигон с неслучайным характером распределения. Из всех вариантов модификаций критерия B наиболее предпочтителен второй вариант.

Анализ табл. 14 позволяет сделать вывод, что модифицированный критерий Бьенэмэ может быть использован для статистического анализа путем варьирования величины полуинтервала δx полигонов распределения X с целью выбора полигона с минимальными свойствами случайности. Естественно, что одновременно определяется и величина оптимального полуинтер-

вала. Сама процедура сводится к двум видам оценок: 1) непараметрическому свободному от распределения [Кендалл, Стьюарт, 1973] экспресс-анализу, при котором ищется полигон с минимальным коэффициентом B , рассчитываемым по формуле (3.3.28); 2) несвободному от распределения методу, когда с помощью неравенства Бьенэмэ—Чебышева выбор полигона с оптимальными свойствами осуществляется при заданном уровне значимости. В этой работе наиболее широко использовался экспресс-метод.

3.4. ПОЛИНОМИАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ЗНАЧИМОСТИ МОД

Вопросам оценки значимости мод мультимодальных полигонов частот в статистике уделяется мало внимания, хотя метод полигонов и гистограмм как наиболее простой и наглядный широко используется исследователями. К числу таких редких способов оценки значимости мод относится метод, предложенный М.В. Гольдиным [1968]. Он применялся, например, во многих петрохимических исследованиях [Паланджян, 1981; и др.]. Однако при выводе оценочных выражений Гольдиным были допущены ошибки. Поэтому, сохранив общий подход к оценке значимости мод, предложенный Гольдиным, автор вывел два новых критерия. Две разновидности критерия, названные полиномиальными, рассматриваются в данном подразделе.

Вероятность появления того или иного типа полигона как целочисленной функции $g(X)$ случайной величины X может быть оценена с помощью выражения для полиномиального распределения

$$P[g(X_i) = n_1, \dots, g(X_m) = n_m] = \frac{N!}{n_1! n_2! \dots n_m!} p_1^{n_1} p_2^{n_2} \dots p_m^{n_m}, \quad (3.4.1)$$

$$n_1 + n_2 + \dots + n_m = N; \quad n_i = g(X_i);$$

m — число полуинтервалов полигона; $i = \overline{1, m}$. Формула (3.4.1) дает вероятность P при N испытаниях с m исходами и вероятностью p каждого из m исходов [Феллер, 1967]. При $m = 2$ получается биномиальная схема испытания Бернулли.

Выражение (3.4.1) можно интерпретировать и как распределение выборки объема N в m ячейках полигона, причем n_1, n_2, \dots, n_m — число случаев в ячейке, соответствующих каждому из m классовых интервалов полигона. Могут иметь место случаи, когда некоторому числу классовых интервалов соответствуют величины $n_i = 0$, причем при $N < m$ существование таких интервалов обязательно. Полиномиальным это распределение называется потому, что оно порождается полиномом $(p_1 + p_2 + \dots + p_m)^N$ и выражение (3.4.1) является общим членом разложения полинома [Феллер, 1967]. Математическое ожидание $E(x_i)$ и дисперсия $D(x_i)$ полиномиального распределения оцениваются по формулам [Свешников, 1970, с. 127]

$$E(x_i) = Np_i, \quad D(x_i) = Np_i(1 - p_i). \quad (3.4.2)$$

Первый критерий полиномиального распределения используется для оценки значимости мод целочисленных статистик $g(X)$ (и их графического изображения — полигона), таких, что $n_1 = g(x_1)$ и $n_3 = g(x_3)$ — статистики максимальных значений n и $n_2 = g(x_2)$ — минимальных. Величины n_1 и n_3 значимо отличаются друг от друга, причем для определенности $n_1 < n_3$. Рассматривается схема независимых испытаний с тремя исхода-

ми: попадание значений x_1) либо в интервалах δx_1 с вероятностью p_1 , 2) либо в δx_2 с вероятностью p_2 , 3) либо ни в один из них с вероятностью $1 - p_1 - p_2$. Проверяется нулевая гипотеза $H_0 : p_1 = p_2$ при заданном уровне значимости α , т. е. n_1 не является модальной частотой. Конкурирующая гипотеза: $p_1 > p_2$. Корреляционный момент (ковариация) определяется как

$$\text{cov}(n_1, n_2) = Np_1p_2, \quad (3.4.3)$$

дисперсия

$$D(n_i) = Np_i(1 - p_i). \quad (3.4.4)$$

Отсюда, используя формулы (3.4.2), дисперсия разности $n_1 - n_2$, имеющей нулевое математическое ожидание, определяется следующим образом ($p_1 = p_2 = p$):

$$D(n_1 - n_2) = D(n_1) + D(n_2) - 2\text{cov}(n_1, n_2) = 2Np(1 - p) + 2Np^2 = 2Np. \quad (3.4.5)$$

Из нормального распределения разности $n_1 - n_2$ при заданном уровне значимости α следует соотношение

$$u_\alpha = (n_1 - n_2) / \sqrt{2Np}. \quad (3.4.6)$$

Если n_1 значительно больше n_2 , то критерий оценки при заданном уровне значимости будет следующим:

$$n_1 - n_2 > u_\alpha \sqrt{2Np}, \quad (3.4.7)$$

Оценка \hat{p} вычисляется по формуле максимального правдоподобия

$$\hat{p} = (n_1 + n_2) / 2N \quad (3.4.8)$$

или принимается равной $p = 1/m$.

Второй полиномиальный критерий используется тогда, когда величины n_1 и n_3 отличаются друг от друга незначительно. Рассматривается схема независимых испытаний с тремя исходами: 1) x попадает в объединенный интервал $\delta x_1 \cup \delta x_3$ с вероятностью $p_1 + p_3$; 2) x попадает в интервал δx_2 с вероятностью p_2 ; 3) x не попадает ни в один из интервалов $\delta x_1 \cup \delta x_3$ и δx_2 с вероятностью $1 - p_1 - p_2$. Проверяется нулевая гипотеза $H_0 : p_1 + p_3 = 2p_2$, означающая отсутствие значимых мод в δx_1 и δx_3 . Альтернативная гипотеза $H_1 : p_1 + p_3 > 2p_2$. Она означает существование двух значимых мод: n_1 и n_3 . Для условий существования нулевой гипотезы $p_2 = p$ и $p_1 = 2p$. Оценка вероятности p выполняется или по формуле максимального правдоподобия (3.4.8), или принимается равной $p = 1/m$. Величины $2n_2$ и $n_1 + n_3$, согласно А.А. Свешникову [1970], имеют дисперсии D , равные соответственно:

$$D(2n_2) = 4D(n_2) = 4Np_2(1 - p_3), \quad (3.4.9)$$

$$D(n_1 + n_3) = N(p_1 + p_3)[1 - (p_1 + p_3)].$$

При нулевой гипотезе $H_0 p_2 = p$, $p_1 + p_3 = 2p$ и формулы (3.4.9) и (3.4.10) приобретают вид:

$$D(2n_2) = 4Np(1 - p), \quad D(n_1 + n_3) = 2Np(1 - 2p). \quad (3.4.10)$$

Ковариация

$$\text{cov}(n_1 + n_3, 2n_2) = -N(p_1 + p_3)2p_2 = -4Np^2. \quad (3.4.11)$$

Отсюда дисперсия разности $n_1 + n_3 - 2n_2$, имеющей нулевое математическое ожидание, оценивается так:

$$\begin{aligned} D(n_1 + n_3 - 2n_2) &= D(n_1 + n_3) + D(2n_2) - 2\text{cov}(n_1 + n_3, 2n_2) = \\ &= 4Np(1-p) + 2Np(1-2p) + 8Np^2 = 6Np. \end{aligned} \quad (3.4.12)$$

Отсюда аналогично формуле (3.4.7) имеем критерий

$$n_1 + n_3 - 2n_2 > u_\alpha \sqrt{6Np}. \quad (3.4.13)$$

В данной работе принята такая техника оценки значимости мод и выбора полигона с оптимальными свойствами (табл. 15). Вначале для случаев $n_1 < n_3$ применяется критерий первого типа, использующий разность $n_1 - n_2$. Если разность $n_1 - n_2$ незначима, то делается оценка значимости разности $n_3 - n_2$. Если и разность $n_3 - n_2$ незначима, то используются критерии второго типа, в которых рассматриваются статистики вида $n_1 + n_3 - 2n_2$.

Следует отметить, что анализ мультимодальных полигонов выполняется путем последовательной попарной оценки соседних максимумов и разделяющего их минимума статистик g . Объем выборки принимается равным N . Анализ табл. 15, где $X = \xi$, позволяет определить наиболее оптимальный интервал $(\delta\xi/\xi)_{\text{опт}}$ или $(\delta\xi)_{\text{опт}}$ полигона, основываясь на принципе максимальной информативности полигона: из всех полигонов выбирается тот, у которого при заданном уровне значимости α и $\delta(\xi)_{\text{опт}}$ число значимых мод m_{md} наибольшее. Существование максимума числа значимых мод m_{md} как функции от величины интервала $\delta\xi$ (или $\delta\xi/\xi$) и уровня значимости α доказывается на основе представлений, развитых в подразд. 3.3. При равенстве числа целочисленных мод m_{md} предпочтение отдается полигону с меньшим интервалом, поскольку анализ таких полигонов дает более детальную характеристику информации.

Следует отметить, что анализ конкретного полигона, целью которого явилось определение числа значимых мод, не полон. По результатам анализа оптимальным является полигон с $\delta\xi/\xi = 0,05$ (см. табл. 15). У него такие же, как и у полигона с $\delta\xi/\xi = 0,1$, семь значимых мод. Но величина этого интервала наименьшая из анализируемых, и можно лишь предполагать, что при дальнейшем уменьшении величины $\delta\xi/\xi$ часть мод, характеризующаяся предельным числом значимых случаев $n_1 - n_2 = 3$, распадается и общее число мод при $\delta\xi/\xi = 0,05$ уменьшается.

Следует отметить и такое свойство полигонов: его характер зависит не только от величины классового интервала, но при равных ее значениях и от сдвига границ интервалов, не превышающего по величине сам интервал. Однако влияние такого сдвига не имеет принципиального значения.

Оценки вероятности по формуле $p = 1/m$ упрощают расчеты, поскольку вычисляются лишь одно значение статистики критерия для каждого полигона (см. табл. 15). Применение критерия с $p = 1/m$ для оценки полигона с $\delta\xi/\xi = 0,05$ позволяет выделить больше значимых мод, чем оценка p по методу максимального правдоподобия; например, при $n_1 = n_3 = 2$, $n_2 = 0$ частоты n_1 и n_3 рассматриваются как модальные. Поскольку принятие гипотезы H_0 означает, что исследуемая мода полигона не является значимой и что по крайней мере на данном участке полигона распределение величины ξ случайно, то для такого случая более обоснованной выглядит оценка вероятности $p = 1/m$, которая является оценкой вероятности равномерного распределения. Поэтому при выделении мод полигона с $\delta\xi/\xi = 0,05$ отдано предпочтение значениям статистик критериев с $p = 1/m$, которые в качестве модальных выделяют, как указывалось, частоты

Таблица 15

Оценка значимости мод полигонов частот ξ_1 и ξ_2 акватории Средиземного моря (уровень значимости $\alpha = 0,05$, квантиль $u_\alpha = 1,64$)

Число случаев в полуинтервале			Первый критерий полиномиального распределения (3.47)	Принимаемая гипотеза $H_0 \vee H_1$ для вероятности		Второй критерий полиномиального распределения (3.4.13)		Принимаемая гипотеза $H_0 \vee H_1$ для вероятности		Значимые моды (mod)	Используемые критерии выделения мод — номера столбцов			
n_1	n_2	n_3		$n_1 - n_2$	$\hat{p} = \frac{n_1 + n_2}{2N}$	$p = \frac{1}{m}$	$n_1 + n_3 - 2n_2$	$\hat{p} = \frac{n_1 + n_3 - 2n_2}{3N}$	$p = \frac{1}{m}$					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
$\delta\xi/\xi = 0,05, N = 86$														
1	0	1	1	1,6	2,03 ³ *	H_0	H_0	2	3,3	3,52	H_0	H_0	—	—
1	0	3	1 (3)**	1,6 (2,8)**		$H_0 (H_1)^4$ *	$H_0 (H_1)$	4	4,6		H_0	H_1	mod	6,7
1 (3)*	0	3 (1)*	1 (3)	1,6 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	4	4,6		H_0	H_1	—	—
1	0	2	1 (2)	1,6 (2,3)		H_0	H_0	3	4,0		H_0	H_0	—	—
2	0	2	2	2,3		H_0	H_0	4	4,6		H_0	H_1	mod	12
2	1	2	1	2,8		H_0	H_0	2	5,2		H_0	H_0	—	—
2	0	3	2 (3)	2,3 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	5	5,2		H_0	H_1	mod	6, 7, 12
1 (3)	0	2 (1)	1 (8)	2,6 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	4	4,6		H_0	H_1	—	—
1	0	1	1	1,6		H_0	H_0	2	3,3		H_0	H_0	—	—
1	0	5	1 (5)	1,6 (3,7)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	6	5,7		H_1	H_1	mod	6,7
2 (5)	1	5 (2)	1 (4)	2,8 (4,0)		H_0	H_0	5	6,6		H_0	H_1	—	—
1 (2)	0	2 (1)	1 (2)	1,6 (2,3)		H_0	H_0	3	4,0		H_0	H_0	—	—
1	0	1	1	1,6		H_0	H_0	2	3,3		H_0	H_0	—	—
1	0	1	1	1,6		H_0	H_0	3	3,3		H_0	H_0	—	—
1	0	3	1 (3)	1,6 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	4	4,6		H_0	H_1	mod	6,7
1 (3)	0	3 (1)	1 (3)	1,6 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	4	4,6		H_0	H_1	—	—
1	0	2	1 (2)	1,6 (2,3)		H_0	H_0	3	4,0		H_0	H_1	—	—
2	0	2	2	2,3		H_0	H_0	4	4,6		H_0	H_1	mod	12
2	1	2	1	2,8		H_0	H_0	2	5,2		H_0	H_0	—	—
2	0	3	2 (3)	2,3 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	5	5,2		H_0	H_1	—	—
3	0	3	3	2,3		H_1	H_1	6	5,7		H_1	H_1	mod	6,7
2 (3)	0	3 (3)	2 (3)	2,3 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	5	5,2		H_0	H_1	—	—
2	0	3	2 (3)	2,3 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	5	5,2		H_0	H_1	mod	—
$\delta\xi/\xi = 0,1, N = 98$														
1	0	1	1	1,6	3,07	H_0	H_0	2	3,3	5,31	H_0	H_0	—	—
1	0	3	1 (3)	1,6 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	4	4,6		H_0	H_0	mod	6,7
3	2	3	1	3,7		H_0	H_0	2	6,6		H_0	H_0	—	—
3	2	3	1	3,7		H_0	H_0	2	6,6		H_0	H_0	—	—
2 (3)	0	3 (2)	2 (3)	2,3 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	5	5,2		H_0	H_0	—	—
1 (2)	0	2 (1)	1 (2)	1,6 (2,3)		H_0	H_0	3	4,0		H_0	H_0	—	—
1	0	6	1 (6)	1,6 (4,0)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	—	—		—	H_0	—	—
3 (6)	2	6 (3)	1 (4)	3,7 (4,6)		H_0	H_0	5	7,7		H_0	H_0	—	—
1 (3)	0	3 (1)	1 (3)	1,6 (2,8)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	4	4,6		H_0	H_0	—	—
1	0	1	1	1,6		H_0	H_0	2	3,3		H_0	H_0	—	—
1	0	5	1 (5)	1,6 (3,7)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	—	—		—	—	mod	6,7
2 (5)	1	5 (2)	1 (4)	2,8 (4,0)		H_0	H_0	5	6,6		H_0	H_0	—	—
2	0	4	2 (4)	2,3 (3,3)		$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	6	5,7		H_1	H_1	mod	6, 7, 11, 12
4	2	5	2 (3)	4,0 (4,3)		H_0	H_0	5	7,7		H_0	H_0	—	—
4 (5)	0	5 (4)	4	3,3		H_1	H_1	9	7,0		H_1	H_1	mod	11, 12
4	0	5	4	3,3		H_1	H_1	9	7,0		H_1	H_1	mod	11, 12
$\delta\xi/\xi = 0,2, N = 91$														
1	0	6	1 (6)	1,6 (4,0)	4,11	$H_0 (H_1)$	$H_0 (H_1)$	—	—	7,11	—	—	mod	6,7
6	1	8	5	4,3		$H_1 (H_1)$	H_1	12	9,0		H_1	H_1	mod	6, 7, 11, 12
8	0	9	8	4,6		H_1	H_1	17	9,7		H_1	H_1	mod	6, 7, 11, 12

Таблица 15 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
7 (9)	2	9 (7)	5	4,9		H_1	H_1	12	9,8		H_1	H_1	mod	11, 12
7	6	7	1	5,9		H_0	H_0	2	10,4		H_0	H_0	—	—
$\delta\xi/\xi = 0,25, N = 91$														
6	4	8	2 (4)	5,2 (5,7)	4,72	H_0	H_0	3	9,8	8,17	H_0	H_0	—	—
7 (8)	1	8 (7)	6	4,6		H_1	H_1	13	9,3		H_1	H_1	mod	11, 12
7	0	10	7	4,3		H_1	H_1	17	9,6		H_1	H_1	mod	6, 7, 11, 12
9 (10)	1	10 (9)	7	5,4		H_1	H_1	15	10,6		H_1	H_1	mod	11, 12
9	8	9	1	6,8		H_0	H_0	2	11,8		H_0	H_0	—	—
$\delta\xi/\xi = 0,30, N = 90$														
8 (9)	2	9 (8)	6	5,2	5,34	H_1	H_1	13	10,1	9,24	H_1	H_1	mod	11, 12
5 (8)	3	8 (5)	2 (5)	4,6 (5,4)		H_0 (H_1)	H_0 (H_1)	7	9,3		H_0	H_0	—	—
5	1	10	4 (9)	4 (5,4)		H_0 (H_1)	H_0 (H_1)	13	9,3		H_1	H_1	mod	6, 7, 16
10	4	11	6 (7)	6,1 (6,3)		H_0	H_1	13	11,6		H_1	H_1	mod	11, 12
11	10	11	1	7, 5		H_0	H_0	2	12,9		H_0	H_0	—	—

* В столбцах 1 и 3 цифры в скобках — частоты n_1 и n_3 полигонов, расположенные по мере возрастания соответствующих частотам случайных величин ξ . Цифры перед скобкой — те же частоты, но расположенные в порядке их увеличения, так что $n_1 < n_3$.

** В столбце 4 в скобках указаны значения анализируемых статистик, соответствующих частотам столбцов 1 и 3, помещенным в скобки, или случаю перестановки частот n_1 и n_3 ; в столбце 5 в скобках приведены соответствующие значения статистик критерия.

³* В столбцах 6 и 11 значения критерия относятся ко всем значениям для данного отношения $\delta\xi/\xi$ и N .

⁴* В скобках — принимаемая гипотеза для статистик, помещенных в скобках столбцов.

$n_1 = n_3 = 2$ при $n_2 = 0$. В практике статистического анализа результатов такие частоты принимались за моды, если число интервалов m было близким к 100, т. е. когда полигон можно рассматривать как реализацию пуассоновского процесса.

Расчеты критериев первого и второго типов выполнялись во всех рассматриваемых в таблице ситуациях, однако каждый критерий использовался для выделения мод лишь в тех условиях, которым они отвечают. Так, при $n_1 = 1, n_2 = 0, n_3 = 3$ или $n_1 = 1, n_2 = 0, n_3 = 5$ предпочтение отдавалось критериям первого типа, а при $n_3 = n_1 = 2, n_2 = 0$ или $n_1 = 2, n_2 = 0, n_3 = 3$ — второго. Выделенные моды указаны в столбце 15.

3.5. О ВЕРОЯТНОСТИ СЛУЧАЙНЫХ КОМБИНАТОРНЫХ КОНФИГУРАЦИЙ, ПОРОЖДАЮЩИХ МУЛЬТИМОДАЛЬНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ С ФИКСИРОВАННЫМИ МОДАМИ

Сопоставление мультимодальных полигонов разной природы, но с определенными элементами сходства (например, полигонов частот глубин верхних и нижних ограничений блоков, с одной стороны, и полигонов частот глубин сейсмических границ разделов этой же территории — с другой, имеющих одинаковое число совпадающих по величине мод) ставит исследователя перед необходимостью ответить на такой вопрос: какова вероятность случайного совпадения значимых мод?

Решение этой задачи базировалось на рассмотрении полигонов как особого класса комбинаторных конфигураций [Сачков, 1977; Белов и др., 1976].

Комбинаторная конфигурация определяется как такое отображение $\varphi: Y \rightarrow X$ с некоторым комплексом ограничений Λ , что $Y = \{1, 2, \dots, N\}$, $X = \{x_1, x_2, \dots, x_m\}$, причем на X задано строгое упорядочение $x_1 < x_2 < \dots < x_m$. Условия Λ определяют рассматриваемый класс комбинаторных конструкций.

В соответствии с введенными понятиями задачу можно переформулировать так: какова вероятность случайных комбинаторных конфигураций, порождающих мультимодальные полигоны распределения с наперед заданными свойствами Λ ? Постановка и решение такого рода задачи в математической литературе автору неизвестны. Предлагается конструктивный алгоритмический подход к решению поставленной задачи.

Рассмотрим известную в комбинаторике схему заполнения N одинаковыми предметами m различных ячеек. Очевидно, что схема заполнения относится к классу комбинаторных задач и к ней можно свести задачу построения полигонов с числом классовых полуинтервалов m для выборки предметов объема N , если распределение предметов по ячейкам имеет случайный характер. Через N можно обозначать, например, число полученных в результате интерпретации глубин верхних ξ_1 и нижних ξ_2 ограничений плотностных или магнитных неоднородностей в форме блоков. Все m ячеек предполагаются неограниченной емкости.

Выделим конечный класс G целочисленных отображений $g(x_i) = g(\delta x_i)$, принимающих значения от нуля до N , $i = \overline{1, m}$, δx_i — i -я ячейка в прежних обозначениях (см. подразд. 3.1–3.4), с числом мод m_{md} и фиксированными модами в ячейках i_r , $r = \overline{1, m_{md}}$. Ясно, что

$$n_1 + n_2 + \dots + n_m = g(x_1) + g(x_2) + \dots + g(x_m) = N, \quad (3.5.1)$$

причем n_i — неотрицательные целые числа, принимающие значения от нуля до N .

Обозначим общее число возможных конфигураций заполнения m ячеек N неразличимыми предметами $\varphi: Y \rightarrow X, |Y| = N, |X| = m$ через $|\Phi(m, N)|$.

Величина $|\Phi|$ включает в себя конечное множество конфигураций указанного выше класса G с заданными свойствами Λ , т. е. $G \subset \Phi$. Тогда вероятность P_Λ комбинаторной конструкции, определенной условиями Λ , будет

$$P_\Lambda = |G| / |\Phi|. \quad (3.5.2)$$

Задача определения числа возможных заполнений m различными ячейками N одинаковыми предметами известна в комбинаторике [Рыбников, 1972; Сачков, 1977; Феллер, 1967; Холл, 1970]. Стоящее в знаменателе дроби (3.5.2) выражение равно

$$|\Phi| = (N + m - 1)! / N! (m - 1)! \quad (3.5.3)$$

Величина $|\Phi|$ является числом решений в целых неотрицательных числах уравнения (3.5.1), причем каждое решение определяет конфигурацию $\varphi: Y \rightarrow X$ с двумя дополнительными условиями Λ по В.Н. Сачкову [1977]: 1) $\forall (i, j, \varphi(i), \varphi(j)) [(i < j) \rightarrow (\varphi(i) \leq \varphi(j))]$, где стрелка — символ импликации, $i = \overline{1, m}$; 2) образ $x_i \in X$ размножается в n_i идентичных экземплярах. Однако определение мощности конечного множества отображений $|G|$ не может быть сведено к простым формулам.

Предварительно введем два понятия. Объекты исследования в общей комбинаторной схеме представлены первичной спецификацией

$$[\varphi] = [x_1^{n_1} x_2^{n_2} \dots x_m^{n_m}], n_1 + n_2 + \dots + n_m = N, \quad (3.5.4)$$

и вторичной

$$[[\varphi]] = [[0^{c_0} 1^{c_1} \dots N^{c_N}], c_0 + c_1 + \dots + c_N = m, \quad (3.5.5)$$

$$0 c_0 + 1 c_1 + 2 c_2 + \dots + N c_N = N.$$

В (3.5.5) c_0 — количество нулей среди x_j ; c_1 — то же, среди x_1 единиц и т. д. По отношению к полигонам частот конкретным выражением вторичной спецификации являются вариационные ряды типа рядов полигонов Средиземноморья (см. табл. 12).

Числа $x_i, i = \overline{1, m}$; $c_j, j = \overline{1, N}$, называются соответственно x_i -показателем и j -показателем обеих спецификаций.

Спецификации конфигураций (3.5.4) и (3.5.5) совпадают со спецификациями мультимножеств X , получаемых в результате отображения φ , и в дальнейшем различия между ними проводиться не будет [Сачков, 1977].

Сформулируем дополнительные к перечисленным выше условия Λ , которым должен отвечать класс эквивалентных конфигураций G . Условия Λ должны, во-первых, отразить те требования, которые предъявляются к полигонам со значимыми модами; во-вторых, служить целям упрощения вычислительных операций.

Дополнительными условиями Λ , которым должно отвечать множество конфигураций, являются следующие.

$\Lambda 1. m \geq N$ — введение этого условия практически всегда осуществимо. Действительно, спектр значений случайных величин x полигона (в конкретной реализации это $\xi_1, \xi_2, \Delta\sigma, \Delta I$) ограничен, и потому шкала значений может быть расширена за пределы этого спектра. Кроме того, ввиду того что шкалы логарифмические, расширение их в сторону нуля допуска-

ет бесконечное увеличение числа классовых интервалов m при любой их величине.

Л2. Справа и слева от каждой моды n_{i_r} , $i = \overline{1, m_{mod}}$, среди межмодальных, конечных и начальных немодальных классовых полуинтервалов имеются интервалы-изоляторы с $n_i = 1V0$ и выполняется неравенство $n_{i_r} - n_i \geq 2$, за исключением, может быть, тех случаев, когда $n_{i_r} = 2$. Тогда допускаются значения разности $n_{i_r} - n_i$, равные единице. Межмодальными для каждой конкретной моды здесь и в дальнейшем будут называться интервалы между данной и ближайшей к ней модами, начальными — интервалы слева от первой моды, конечными — справа от последней.

Л3. Минимальные частоты мод n_{i_r} образуются элементами множества 2^{c_2} спецификации (3.5.5) и, следовательно, не могут быть образованы элементами из 1^{c_1} . Анализ результатов, полученных в подразд. 3.1—3.4, показывает, что самостоятельные значимые моды при "разумно" заданном их уровне значимости могут образовывать только элементы множеств 2^{c_2} , 3^{c_3} , 4^{c_4} и т. д.

Л4. $n_{i-1} < n_{i_r} > n_{i+1}$ — элемент спецификации n_{i_r} , соответствующий моде, должен быть строго больше предыдущего и последующего элементов конфигурации.

Условия Л1 и Л2 призваны упростить конструкцию алгоритма. При выполнении этих условий сужается класс конфигураций G , что приводит к занижению оценки вероятности P_Λ в (3.5.2), которое, по-видимому, не оказывает существенного влияния на окончательные выводы. Условие Л3 может быть заменено оценкой значимости мод для каждой конфигурации, но ввиду их общего большого числа практическая реализация предложения затруднительна даже на ЭВМ. Условие Л4 также уменьшает вероятность P_Λ за счет конфигураций, которым соответствуют "расплывшиеся" моды, определяемые условием

$$n_{i-1} < n_{i_r} = n_{(i+1)_r} = \dots = n_{(i+k)_r} > n_{i+k+1}$$

Здесь тоже вычислительная схема может быть усовершенствована за счет увеличения объема расчетов.

Четыре характеристики Λ составляют набор свойств, которому должны отвечать некоторые классы эквивалентных заполнений ячеек одинаковыми предметами, причем условием задачи требуется определить число элементов $|G|$ такого класса. К этим условиям, естественно, прибавляются общие условия построения конфигураций $\varphi: Y \rightarrow X$ размещения по разным ячейкам одинаковых предметов, о которых сказано выше при характеристике выражения (3.5.3). И класс эквивалентности, и его элементы являются множествами в разных фактор-множествах множества заполнений.

Определение мощности конечного множества $|G|$ в общекombinatorной схеме сводится к поиску групп подстановок, отвечающих конкретным представлениям различимости, и производящих функций с целью перечисления различных объектов [Сачков, 1977]. Однако указанный путь оказался достаточно сложным для практической реализации, и было решено прибегнуть к конструированию алгоритма методом индукции, который позволил бы оценить при заданных условиях Λ изменения величины P_Λ .

Выделим четыре типа взаимоотношений модальных и околomodальных частот, которые могут встретиться при случайных заполнениях ячеек-полуинтервалов: 1) односторонний А, когда с модой соседствуют полуинтервалы с нулевыми или единичными частотами n_i ; 2) односторонний левый аА; 3) правый Аа, когда нулевые или единичные частоты соседствуют с

модой соответственно только справа или только слева; 4) двусторонний aAa , когда полуинтервалы слева и справа от моды имеют частоты $n_i \geq 2$.

Будем различать мультимодальные полигоны по составу множества с числом мод m_{md} , образованного из четырехэлементного множества A , aA , Aa , aAa , и порядку расположения элементов. Число u различных типов полигонов такого рода определяется формулой для размещения с неограниченными повторениями объема m_{md} из четырех различных элементов [Риордан, 1963]:

$$u(4, m_{md}) = 4^{m_{md}}. \quad (3.5.6)$$

Например, если имеются всего две моды, число сочетаний, которое должно учитываться в алгоритме, составит 16, три — 64 и т. д. Громоздкость вычислений очевидна.

Начнем с простейшего случая — все моды типа A . Первая из вторичных спецификаций (3.5.5) имеет вид

$$[[\varphi]] = [[0^{c_0} 1^{c_1} 2^{c_2} \dots m_{md}]], \quad (3.5.7)$$

$$0c_0 + 1c_1 + 2m_{md} = N, \quad c_0 + c_1 + c_{md} = m.$$

Всем модальным элементам первичной спецификации (3.5.4) соответствуют $n_{i,r} = 2$. (Условимся в дальнейшем называть "модальными" элементами моды с соответствующими частотами и околomodальные полуинтервалы с частотами $n_i \geq 2$.)

Суммарное число случаев из объема N , которое идет на заполнение модальных "ячеек" — классовых интервалов полигона, составляет $2m_{md}$. Разность запаса случаев $N - 2m_{md}$ используется для заполнения единичных ($n_i = 1$) ячеек, которые согласно условию $\Delta 3$ не являются модами. Их число равно c_1 . На нулевые заполнения остается $c_0 = m - m_{md} - c_1$ интервалов.

При заданных числе и типе A мод с заполнением модальных ячеек $n_{i,r} = 2$ образуется класс конфигураций φ , пределы изменения числа элементов которого определяются введением групп подстановок H .

Группы H -подстановок действуют на множестве X . Они представляют собой действие справа на конфигурацию φ . Приняв знак этой бинарной операции $*$, можно записать ее таким образом;

$$\varphi * h = \varphi', \quad h \in H.$$

Это означает такой характер отображений:

$$(h(\varphi(1)), h(\varphi(2)), \dots, h(\varphi(N))) = (\varphi'(1), \varphi'(2), \dots, \varphi'(N)). \quad (3.5.8)$$

Вначале действует конфигурация, а потом подстановка таким образом, что имеют место два последовательных отображения:

$$\varphi : Y \rightarrow X, \quad h : X \rightarrow X.$$

Правая подстановка H оставляет неизменной вторичную спецификацию (3.5.5). Будем называть X^* множеством всех отображений $\varphi : Y \rightarrow X$. С помощью групп подстановок введем на X^* отношение эквивалентности по группе $H : \varphi H \varphi'$, если имеется такое $h \in H$, что $\varphi h = \varphi'$.

К подгруппе H отнесем все $h \in H$, такие, которые удовлетворяют равенству $\varphi h = \varphi$. Такая подгруппа носит название H -стабилизатора конфигурации φ . В комбинаторике доказывается [Сачков, 1977], что число элементов $|G|$ в классе H -эквивалентности определяется с помощью выражения

$$|G| = |H| / |H^\varphi|. \quad (3.5.9)$$

Представители вторичной спецификации от 2^{c_2} до N^{c_N} собственно и формируют определенный класс мультимодальных отображений в виде полигона или гистограммы с заданными свойствами, например с заданным числом мод и модальными значениями. В рассматриваемом случае отображения φ_A с составом элементов из спецификации (3.5.7), где все полигоны типа A образуются одинаковым числом случаев $n_i = 2, r = \overline{1, m_{md}}$; r — номер моды по мере ее возрастания; порядок симметрической группы H определяется выражением

$$|H|_A = (m - m_{md})!. \quad (3.5.10)$$

Здесь $(m - m_{md})$ — число полуинтервалов полигона без модальных. Факториал $(m - m_{md})!$ определяет общее число возможных подстановок нуля и единицы в указанных ячейках. Некоторые из подстановок порождают тождественные конфигурации, числа которых $|H^\varphi|$ подсчитываются с помощью введения соответствующего H -стабилизатора:

$$|H^\varphi|_{(n_{i_r} = 2)} = (N - 2m_{md})!(m - N + m_{md})!. \quad (3.5.11)$$

Здесь $|H^\varphi|_{(n_{i_r} = 2)}$ — порядок подгруппы H -стабилизатора конкретной конфигурации с $n_{i_r} = 2$ в каждом модальном полуинтервале, $r = \overline{1, m_{md}}$.

Первый множитель $(N - 2m_{md})$ в (3.5.11) — число ячеек с единичным заполнением $n_i = 1$, оставшихся от выборки объема N после образования m_{md} с $n_{i_r} = 2$, второй — число ячеек с нулевым заполнением $n_i = 0$.

Следующей рассматривается конфигурация φ вторичной спецификации такого вида:

$$[\varphi] = [[0^{c_0} 1^{c_1} 2^{c_2} = m_{md} - 1 3^{c_3} = 1]], \quad (3.5.12)$$

$$0c_0 + 1c_1 + 2c_2 + 3c_3 = N, \quad c_0 + c_1 + c_2 + c_3 = m.$$

Одной из мод соответствует число случаев $n_{i_r} = 3$, остальным, как и прежде, — $n_{i_r} = 2$. Такое изменение сказывается на выражении для степени $|H|_A$ группы H (3.5.10).

Если имеет место вторичная спецификация общего вида (3.5.5), а не частная (3.5.12), то выражение (3.5.10) для полигона типа A трансформируется в следующее:

$$|H|_A = m_{md}! (m - m_{md})!, \quad (3.5.13)$$

а формула (3.5.11) будет иметь такой вид:

$$|H^\varphi|_A = (N - \sum_{n=2}^N n c_n)! (m - m_{md} - N + \sum_{n=2}^N n c_n)! \prod_{n=2}^N c_n!. \quad (3.5.14)$$

Теперь задача состоит в том, чтобы составить последовательность вторичных спецификаций, первой из которых является (3.5.7), второй — (3.5.12). Если в спецификации (3.5.7) моды полигона характеризуются единственным числом случаев $n_{i_r} = 2, r = \overline{1, m_{md}}$, что отмечается в табл. 16 символом φ^1 . Спецификация (3.5.12) характеризуется двумя видами мод: $n_{i_r} = 2, r = \overline{2, m_{md}}$ и $n_{i_r} = 3$ — и обозначена символом φ^2 . Далее множество спецификаций строится следующим образом. Спецификация (3.5.12) получается из спецификации (3.5.7) уменьшением числа ее элементов 2^{c_2} на единицу и появлением элемента $3^{c_3}, c_3 = 1$, за счет элементов 2^1 и 1^1 . Это уменьшает на единицу число c_1 элементов 1^{c_1} и увеличивает c_0 элементов 0^{c_0} . Далее элемент заменяется на $4^1, 4^1$ на 5^1 и т. д., пока не будет исчерпан запас единичных элементов $n_i = 1$ спецификации (3.5.7).

Таблица 16

Вторичные спецификации конфигураций φ , порождающих мультимодальные полигоны заданного типа A

Вид спецификации $[\varphi]$	Спецификация $[[1^{k_1} 2^{k_2} 3^{k_3} \dots N^{k_N}]]$	Класс вычетов по модулю $c_1 \equiv b \pmod{r}$
φ^1	$0^{c_0} 1^{c_1} 2^{c_2}$	
φ^2	$0^{c_0+1} 1^{c_1-1} 2^{c_2-1} 3^1$ $0^{c_0+2} 1^{c_1-2} 2^{c_2-1} 4^1$	
φ^{2-3}	$0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-1} (c_1+2)^1$ $0^{c_0+2} 1^{c_1-2} 2^{c_2-2} 3^2$ $0^{c_0+3} 1^{c_1-3} 2^{c_2-2} 3^1 4^1$	
	$0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-2} 3^1 (c_1+1)^1$ $0^{c_0+4} 1^{c_1-4} 2^{c_2-2} 4^2$ $0^{c_0+5} 1^{c_1-5} 2^{c_2-2} 4^1 5^1$ $0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-2} 4^1 c_1^1$ $0^{c_0+6} 1^{c_1-6} 2^{c_2-2} 5^2$	
	$\left\{ \begin{array}{l} 0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-2} \left[\frac{c_1}{2} + 2 \right]^2 \\ \text{или} \\ 0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-2} \left[\frac{c_1+1}{2} + 2 \right]^1 \left[\frac{c_1-1}{2} + 2 \right]^1 \end{array} \right.$	$c_1 \equiv 0 \pmod{2}$ $c_1 \equiv 1 \pmod{2}$
φ^{2-4}	$0^{c_0+3} 1^{c_1-3} 2^{c_2-3} 3^3$ $0^{c_0+4} 1^{c_1-4} 2^{c_2-3} 3^2 4^1$	
	$0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-3} 3^2 c_1^1$ $0^{c_0+5} 1^{c_1-5} 2^{c_2-3} 3^1 4^2$ $0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-3} 3^1 4^1 (c_1-1)^1$	
	$\left\{ \begin{array}{l} 0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-3} 3^1 \left[\frac{c_1-1}{2} + 2 \right]^2 \\ \text{или} \\ 0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-3} 3^1 \left[\frac{c_1}{2} + 1 \right]^1 \left[\frac{c_1+2}{2} \right]^1 \end{array} \right.$	$c_1 \equiv 1 \pmod{2}$ $c_1 \equiv 0 \pmod{2}$
	$\left\{ \begin{array}{l} 0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-3} \left[\frac{c_1+2}{3} \right]^3 \\ \text{или} \\ 0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-3} \left[\frac{c_1-1}{3} + 3 \right]^1 \left[\frac{c_1-1}{3} + 2 \right]^2 \\ \text{или} \\ 0^{c_0+c_1} 1^{0} 2^{c_2-3} \left[\frac{c_1-2}{3} + 3 \right]^2 \left[\frac{c_1-2}{3} + 2 \right]^1 \end{array} \right.$	$c_1 \equiv 0 \pmod{3}$ $c_1 \equiv 1 \pmod{3}$ $c_1 \equiv 2 \pmod{3}$
$\varphi^{s_1-s_2}$	$0^{c_0+r} 1^{c_1-r} a_1^{c_{a_1}} a_2^{c_{a_2}} \dots a_r^{c_{a_r}} \dots a_{mmd}^{c_{a_{mmd}}}$	
$\varphi^{s_3-s_4}$	$0^{c_0+c_1} 1^0 \left[\frac{c_1}{mmd} + 2 \right]^{mmd}$ $0^{c_0+c_1} 1^0 \left[\frac{c_1-1}{mmd} + 3 \right]^1 \left[\frac{c_1-1}{mmd} + 2 \right]^{mmd-1}$ $0^{c_0+c_1} 1^0 \left[\frac{c_1-mmd+1}{mmd} + 3 \right]^{mmd-1} \left[\frac{c_1-mmd+1}{mmd} + 2 \right]^1$	$c_1 \equiv 0 \pmod{mmd}$ $c_1 \equiv 1 \pmod{mmd}$ $c_1 \equiv mmd-1 \pmod{mmd}$

Обозначения: s_1-s_2 — число разновидностей мод с различным количеством случаев в модальной "ячейке"; $c_2 = mmd$; $c_1 = N - 2mmd$; $c_0 = m + mmd - N$; $r = 2, mmd$.

Теперь в спецификацию (3.5.12) таким же образом вводят два элемента $3^{c_3} = 2$. Один из них остается неизменным, сохраняя за собой значение 3, а другой в каждой из спецификаций увеличивается на единицу: $4^1, 5^1, 6^1, \dots, (c_1 + 1)^1$ — до исчерпания запасов единичных элементов. Число вторичных спецификаций в табл. 16, в которых количество мод с числом случаев $n_{i_r} = 2$, равно $c_2 - 2 = m_{md} - 2$, а две другие моды выделяются большим числом случаев, определяется так. Запас единичных случаев c_1 в спецификации (3.5.7) оценивается по модулю 2, в результате чего получается два класса вычетов по модулю 2:

$$c_1 \equiv 1 \pmod{2}, \quad c_1 \equiv 0 \pmod{2}. \quad (3.5.15)$$

Заметим, что для целых чисел x, y, t, m модуль определяется из эквивалентности двух выражений: $x - y = tm, x \equiv y \pmod{m}$ [Холл, 1970; Виноградов, 1972].

Первый класс вычетов образуется нечетными, второй — четными числами. Следовательно, в рассматриваемом семействе спецификаций последняя из них будет иметь вид $[[\varphi^{2-3}]]$, где $2-3$ над φ обозначает, что полигон характеризуется двумя или тремя видами мод, различающимися частотами: 2 и $(\frac{c_1}{2} + 2)$ (c_1 — четное) или 2, $(\frac{c_1 + 1}{2} + 2)$, $(\frac{c_1 - 1}{2} + 2)$ (c_1 — нечетное). Далее идут спецификации, число мод которых с $n_{i_2} = 2$ составляет величину $(c_2 - 3) = (m_{md} - 3)$, а остальные моды формируются согласно вторичной спецификации класса $[[\varphi^{2-4}]]$ и т.д. В табл. 16 даны начальные, промежуточные и конечные вторичные спецификации и общий член системы спецификации для моды типа А. Последний класс модификаций образуется в зависимости от принадлежности c_1 к одному из m_{md} классов вычетов по модулю m_{md} :

$$c_1 \equiv 0 \pmod{m_{md}}, \quad c_1 \equiv 1 \pmod{m_{md}}, \quad \dots, \quad c_1 \equiv m_{md} - 1 \pmod{m_{md}}.$$

Располагая таблицей вторичных спецификаций, можно получить числа $|G|_A$ полного семейства мультимодальных одноячеечных полигонов распределения типа А при заданных условиях $\Lambda 1-\Lambda 4$ и соответствующую перечисляющую функцию. Принимая во внимание выражения (3.5.9), (3.5.13), (3.5.14), величины $|G|_A$ вычисляются суммированием по всем L_A вторичным спецификациям табл. 16:

$$|G|_A = \sum_{j=1}^{L_A} \frac{(|H|_A)_j}{(|H^\varphi|_A)_j} = \sum_{j=1}^{L_A} \frac{\bar{m}_{md}!(m - m_{md})!}{\left(N - \sum_{n=2}^N n(c_n)_j\right) \left(m - m_{md} - N + \sum_{n=2}^N n(c_n)_j\right) \prod_{n=2}^N (c_n)_j!}. \quad (3.5.16)$$

И при оценке числа спецификаций заданного типа, и при решении в данной работе конкретных технических задач комбинаторики приходится определять число разбиений выборки объема N на целые числа, прибегая к решению уравнений типа (3.5.1) в общем или частном случае. Так, число вторичных спецификаций в табл. 16 определяется разбиением N с условиями: 1) число разбиений на 1 не превышает числа c_1 элементов вида 1^{c_1} в спецификации (3.5.7); 2) число частей разбиения, больших или равных 2, составляет m_{md} ; 3) вариации величины частей последнего типа осуществляются за счет запаса единичных частей 1^{c_1} . Интерес представляет и определение общего числа спецификаций, которое равно числу разбиений.

На основании теоремы о перечисляющей производящей функции, или

эnumератора, для вычисления количества разбиений r_N целого числа N без дополнительных ограничений [Риордан, 1963] имеем

$$r(t) = (1 + t + t^2 + t^3 + \dots)(1 + t^2 + t^4 + \dots) \dots (1 + t^l + t^{2l} + t^{3l} + \dots) \dots = 1/(1-t)(1-t^2) \dots (1-t^l) \dots \quad (3.5.17)$$

Определение с помощью перечисляющей производящей функции числа разбиений без ограничения r_N представляет собой весьма трудоемкую операцию, особенно при большой величине числа N . Существуют таблицы и графики для определения числа разбиений чисел до 100 [Риордан, 1963] и более. В последнее время выведена асимптотическая формула Харди—Рамануджана для числа разбиений r_N [Сачисев, 1977]:

$$r_N = \frac{\exp(\pi \sqrt{\frac{2}{3}N})}{4\sqrt{3N}} (1 + O(N^{-1/4+\epsilon})), \quad 0,25 > \epsilon > 0. \quad (3.5.18)$$

Для конкретных расчетов привлекались таблицы и формула (3.5.18), однако они не раскрывают содержания спецификаций при разбиении, что не позволяет использовать эти результаты в целях данного исследования. Число разбиений r_N и спецификаций каждого из них получается путем реализации рассматриваемого в данной работе алгоритма. Столь простой вид частного значения величины $|G|$, какой дает формула (3.5.16), можно получить только для одноячеечной конфигурации φ_A . Любые одноячеечные конфигурации φ_A допускают простую перестановку мод, в то время как отображения, в результате которых получается хотя бы один модальный элемент (см. выше) типа aA, Aa, aAa , простой перестановки не допускают.

Допустим, что полигон частот с заранее заданными позициями мод допускает любые сочетания типов модальных элементов, и будем считать это условием Λ_5 . Число возможных сочетаний мод разного типа определяется выражением (3.5.6). Введем следующую иерархию типов мод, которая показывает порядок действия с ними (A, aA, Aa, aAa), и припишем им соответствующие порядковые индексы 1, 2, 3, 4. Далее условимся о строгом порядке, в котором следует выполнять операции для тех или иных типов сочетания мод полигона. Можно предложить несколько вариантов введения порядка. Например, построить квадратную таблицу для $m_{md} = 2$:

11	12	13	14	
21	22	23	24	
31	32	33	34	(3.5.19)
41	42	43	44	

“куб” для $m_{md} = 3$, представив его в виде системы таблиц, где первой будет

111	121	131	141	
211	221	231	241	
311	321	331	341	(3.5.20)
411	421	431	441	

а второй — такая же с той лишь разницей, что все последние номера будут не 1, а 2, т.е. 112, 122 и т.д., и последний, четвертый, где все последние номера заменяются на 4.

В общем случае рассматривается гиперкуб размерности m_{md} , “содержание” которого можно представить системой квадратных матриц, по-

строенных по аналогичному принципу:

$$\begin{array}{cccc}
 \overbrace{111 \dots 1}^{m_{md}} & \boxed{121 \dots 1} & 131 \dots 1 & 141 \dots 1 \\
 \boxed{211 \dots 1} & 221 \dots 1 & 231 \dots 1 & 241 \dots 1 \\
 311 \dots 1 & 321 \dots 1 & 331 \dots 1 & 341 \dots 1 \\
 411 \dots 1 & 421 \dots 1 & 431 \dots 1 & 441 \dots 1 \\
 \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \boxed{1121 \dots 1} & 1221 \dots 1 & 1321 \dots 1 & 1421 \dots 1 \\
 2121 \dots 1 & 2221 \dots 1 & 2321 \dots 1 & 2421 \dots 1 \\
 3121 \dots 1 & 3221 \dots 1 & 3321 \dots 1 & 3421 \dots 1 \\
 4121 \dots 1 & 4221 \dots 1 & 4321 \dots 1 & 4421 \dots 1 \\
 \dots & \dots & \dots & \dots
 \end{array} \quad (3.5.21)$$

Будем обозначать символом u каждый элемент $j_1, j_2 \dots j_r \dots j_{m_{md}}$ таблиц (3.5.19) – (3.5.21), где $j_r, r = \overline{1, m_{md}}$, может принимать любое значение 1, 2, 3, 4, через U – конечное множество элементов $u, u \in U$.

Подсчет общего числа φ -конфигураций класса G осуществляется с помощью перечисляющей суммирующей функции, или энумератора:

$$|G| = \sum_{u=1}^{4^{m_{md}}} |G|_u. \quad (3.5.22)$$

Здесь u – классы u -эквивалентности, перечисляемые в выражении (3.5.21) построчно слева направо и сверху вниз, число классов u -эквивалентности находится по формуле (3.5.6). Мощность $|G|_u$ отдельного класса u и фактор-множества G/u определяется следующим сумматором (назовем так многократную сумму).

$$\begin{aligned}
 |G|_u = & \left[\sum_{l_{m_{md}}^+ = 1}^{(l_{m_{md}}^+)^{\max}} \sum_{n_{m_{md}, l_{m_{md}}^+} = 2}^{(n_{m_{md}, l_{m_{md}}^+})^{\max}} \dots \sum_{n_{m_{md}, 1^+} = 2}^{(n_{m_{md}, 1^+})^{\max}} \sum_{l_{m_{md}}^- = 1}^{(l_{m_{md}}^-)^{\max}} \right. \\
 & \times \sum_{n_{m_{md}, l_{m_{md}}^-} = 2}^{(n_{m_{md}, l_{m_{md}}^-})^{\max}} \dots \sum_{n_{m_{md}, 1^-} = 2}^{(n_{m_{md}, 1^-})^{\max}} \sum_{n_{m_{md}, 0^+} = a}^{(n_{m_{md}, 0^+})^{\max}} \dots \sum_{n_{1, 1^+} = 1}^{(n_{1, 1^+})^{\max}} \dots \\
 & \left. \dots \sum_{n_{1, 1^+} = 2}^{(n_{1, 1^+})^{\max}} \sum_{l_1^- = 1}^{(l_1^-)^{\max}} \sum_{n_{1, 1^-} = 2}^{(n_{1, 1^-})^{\max}} \dots \sum_{n_{1, 0^+} = a}^{(n_{1, 0^+})^{\max}} |G|_h \right]_u, \quad (3.5.23)
 \end{aligned}$$

$$(l_r)_{\max} \leq (l_r)_{\text{пр}},$$

где $|G|_h$ – число H -эквивалентных элементов (в отличие от выражения (3.5.16) без эквивалентных модальных конструкций), индекс u за квадратной скобкой означает, что реализуется один из видов конфигурации φ в (3.5.21); $n_{i_r, 0}$ – частота второй моды, $r = \overline{1, m_{md}}$; $n_{i_r, 0} = a = 2$, если в модальной ячейке реализуется одноячеечная мода типа A ; $n_{i_r, 0} = a = 3$ – для остальных типов aA, Aa, aAa модальных сочетаний частот n ; l_r^+ – число ячеек-полуинтервалов справа от r -й моды, в которых частоты $n_{i_r, j} \geq 2$, $j = 0, l_r^+$, подчинены следующей иерархии $n_{i_r, 0} > n_{i_r, 1^+} \geq \dots \geq n_{i_r, l_r^+}$; l_r^- – то же, слева с иерархией такого вида: $n_{i_r, 0} > n_{i_r, 1^-} \geq n_{i_r, 2^-} \geq \dots \geq n_{i_r, l_r^-}$.

Суммирование для каждого элемента u регламентируется следующим правилом. Вначале фиксируется начальная конфигурация φ каждого u с минимальным числом образующих моды случаев. Исходными для четырех типов соотношений околomodальных частот будут такие: тип $A-2$,

$aA-23$, $Aa-32$, $aAa-232$. Это означает, что: 1) в случае A моды существует частота $n_{i_r,0} = 2$, а частоты околomodальных интервалов $n_{i_r,1^-}$ и $n_{i_r,1^+}$ равны единице или нулю; 2) в случае $aA - n_{i_r,0} = 3$, $n_{i_r,1^-} = 2$, $n_{i_r,1^+} = 0\vee 1$; 3) в случае $Aa - n_{i_r,0} = 3$, $n_{i_r,1^-} = 0\vee 1$, $n_{i_r,1^+} = 2$; 4) в случае $aAa - n_{i_r,0} = 3$, $n_{i_r,1^-} = n_{i_r,1^+} = 2$. Далее за счет запаса числа случаев 1^{c_1} формируются всевозможные конструкции полигонов конкретного типа u . При этом соблюдается обусловленный заранее порядок, который ниже поясняется на примерах конструирования одно- и двухмодальных полигонов.

Одномодальный полигон конструируется следующим образом:

1) u_1 — строится полигон типа A , увеличивается частота полигона одномодального типа до исчерпания запаса 1^{c_1} последовательно с начальной частоты $n_{1,0} = 2$ до $(n_{1,0})_{\max}$.

2) u_2 — строится полигон типа aA ; исходными частотами мод и околomodальных элементов являются $n_{1,0} = 3$, $n_{1,1^-} = 2$; минус или плюс вверху цифр-индексов при n означает, что рассматриваются частоты в интервалах соответственно слева и справа от моды.

Увеличиваются частоты $n_{1,0}$ от 3 до $(n_{1,0})_{\max}$ до исчерпания запаса единиц 1^{c_1} в спецификации, осуществляется переход к следующим исходным частотам $n_{1,0} = 4$, $n_{1,1^-} = 3$, и опять увеличивается частота моды до исчерпания запаса 1^{c_1} . Переходим к следующим исходным частотам $n_{1,0} = 5$, $n_{1,1^-} = 4$ и т.д., пока не будет достигнут предел для $n_{1,0}$ и $n_{1,1^-}$. После этого происходит переход к трехинтервальному исходному сочетанию типа $aA - n_{1,0} = 3$, $n_{1,1^-} = 2$, $n_{1,2^-} = 2$; изменяются частоты $n_{1,0}$ и $n_{1,1^-}$ при фиксированном $n_{1,2^-}$ аналогично предыдущему случаю; осуществляется переход к исходным частотам $n_{1,0} = 4$, $n_{1,1^-} = n_{1,2^-} = 3$, и при фиксированном $n_{1,2^-} = 3$ таким же образом увеличиваются частоты $n_{1,0}$ и $n_{1,1^-}$ с соблюдением условия $n_{1,0} > n_{1,1^-} \geq n_{1,2^-}$. Осуществляется переход к следующему исходному положению с $n_{1,2^-} = 4$. Частота $n_{1,2^-}$ увеличивается указанным способом до какого-то максимального значения. Затем строятся полигоны этого же типа aA , но уже с тремя околomodальными классовыми полуинтервалами с исходными частотами $n_{1,0} = 3$, $n_{1,3^-} = n_{1,1^-} = n_{1,2^-} = 2$ и т.д. до достижения максимального числа интервалов $(l_1^-)_{\max}$. Максимальное число интервалов определяется или числом интервалов от начала полигона до моды при обязательном наличии в начале интервала-изолятора с $n = 0$, или величиной выборки N , объем которой допускает существование, кроме интервала-изолятора, и других интервалов с $n = 0$.

3) u_3 — строится полигон типа Aa идентично полигону типа aA .

4) u_4 — строится полигон типа aAa . Исходными частотами являются $n_{1,0} = 3$, $n_{1,1^-} = n_{1,1^+} = 2$. При фиксированном $n_{1,1^+} = 2$ и оставшемся запасе единиц 1^{c_1} строится левая часть aA полигона aAa в соответствии со схемой формирования класса u_2 . Осуществляется переход к исходным частотам $n_{1,0} = 4$, $n_{1,1^-} = 2$, $n_{1,1^+} = 3$, и опять строится левая часть aA полигона типа aAa . Каждое наращивание на единицу околomodальных частей справа сопровождается построением из оставшегося запаса выборки N околomodальных частот слева от моды по правую в п. 2 до максимального допустимого числа интервалов $(l_1^-)_{\max}$; наращивание околomodальных частот справа происходит аналогичным образом (см. п. 3), при этом исходной частотой слева всегда будет $n_{1,1^-} = 2$.

Алгоритм подсчета числа возможных конфигураций двухмодального полигона включает 16 классов u -эквивалентности типа полигона от u_1 до u_{16} , расположенных в порядке, предписываемом выражением (3.5.21); первоначальные исходные модальные и околomodальные частоты n каждой моды зависят от типа модальных взаимоотношений частот и будут

иметь вид, как и в пунктах 1—4: 2 (A), 23 (aA), 32 (Aa), 232 (aAa). Изменения частот n в модальных и околomodальных интервалах осуществляются по правилу, предложенному для одномодального полигона соответствующего типа. Фиксируемыми остаются частоты n в модальных или околomodальных интервалах второй моды (нумерация мод в порядке их возрастания), и формируются частоты первой моды. После подсчета всех возможных конфигураций для заданного типа модальных взаимоотношений первой моды увеличивается на единицу модальная частота второй моды. И опять при фиксированных частотах в интервалах, связанных со второй модой, по известному уже алгоритму варьируют частоты первой моды и ее околomodальных интервалов. И так до тех пор, пока не будут исчерпаны все возможные конфигурации заданного типа отношений частот модального и околomodальных интервалов второй моды, причем и изменение частот второй моды и околomodальных интервалов происходит по одному из правил 1—4 для одномодального полигона.

Величины $l_{1\max}^+$ и $l_{2\max}^-$ максимального числа околomodальных интервалов в промежутке между первой и второй модами в тех же случаях, когда объем выборки N достаточно велик, определяются необходимостью соблюдения условия Λ_2 — наличие интервала-изолятора в этом промежутке $n_i = 1$ или $n_i = 0, i = \overline{1, m}$. Такие подсчеты выполняются для всех 16 типов u двухмодальных полигонов (см. выражение (3.5.20)) и суммируются согласно (3.5.22).

Алгоритм подсчета числа возможных конфигураций $|G|$ трехмодального полигона включает 64 класса u -эквивалентности полигона от u_1 до u_{64} . Первоначальные исходные значения модальных и околomodальных частот задаются по сформированному уже выше правилу. При фиксированных частотах в интервалах, связанных с третьей модой, строятся конфигурации двухмодального полигона с помощью описанного выше алгоритма. Такая операция повторяется для каждого изменения частоты в интервалах, связанных с третьей модой, до полного исчерпания всех возможных конфигураций φ заданного типа. Подсчеты осуществляются по всем 64 типам u трехмодальных полигонов (3.5.21) и суммируются по формуле (3.5.22).

Идея алгоритма подсчета объема $|G|$ случайных комбинаторных конфигураций φ , порождающих мультимодальный (m_{md} -модальный) полигон частот в соответствии с (3.5.22), (3.5.23), ясна. Рассмотрим некоторые необходимые для практической реализации этих формул выражения.

Максимальное число интервалов с околomodальными частотами $(l_r)_{\max}$ всегда меньше или равно предельно возможному $(l_r)_{\text{пр}}$ при заданном типе конфигураций φ , так что $(l_r)_{\max} \leq (l_r)_{\text{пр}}$. Величина $(l_r)_{\text{пр}}$ может быть достигнута лишь при достаточно большом объеме выборки N и определяется системой выражений:

$$\begin{aligned}
 (l_1^-)_{\text{пр}} &= i_1 - 2, \quad i_1 \geq 2, & (l_r^-)_{\text{пр}} &= i_r - i_{r-1} - d^-, \\
 (l_1^+)_{\text{пр}} &= i_2 - i_1 - d^+, & (l_r^+)_{\text{пр}} &= i_{r+1} - i_r - d^+, \\
 (l_2^-)_{\text{пр}} &= i_2 - i_1 - d^-, & & \dots \dots \dots \\
 (l_2^+)_{\text{пр}} &= i_3 - i_2 - d^+, & (l_{m_{md}}^+)_{\text{пр}} &= m - i_{m_{md}} - 1.
 \end{aligned}
 \tag{3.5.24}$$

Здесь i_r — номер полуинтервала, который соответствует r -й моде; для каждой рассматриваемой r -й моды $d^- = 3$, если предшествующая $(r-1)$ -я мода относится к типу Aa или aAa ; $d^+ = 3$, если последующая $(r+1)$ -я мода относится к типу aA или aAa ; $d^- = d^+ = 2$ — для всех остальных сочетаний с предшествующей и последующей модами.

Максимальная частота $(n_{i_r, l_r})_{\max}$, $r = \overline{1, m_{md}}$, модального или около-модального интервала вычисляется по формуле

$$(n_{i_r, l_r})_{\max} = (N - \sum_{j=1}^s n_j^u - b) / (l_r + 1), \quad (3.5.25)$$

где n_j^u — исходные частоты всех модальных (кроме r -й моды) и около-модальных интервалов (т.е. $n_j^u = 2$ для A , 2 и 3 — для aA , 3 и 2 — для Aa , 2, 3, 2 — для aAa); s — число модальных и околомодальных интервалов с частотами, равными исходным частотам; b определяется из выражений

$$N - \sum_{j=1}^s n_j^u \equiv b \pmod{l_r + 1}, \quad (3.5.26)$$

$$\forall b \exists l_r [(l_r > 0) \rightarrow (1 \geq b \geq l_r + 1) \wedge (l_r = 0) \rightarrow (b = 0)].$$

Нетрудно убедиться, что для достижения максимально возможной частоты какой-то моды или околомодального интервала необходимо, чтобы частоты всех прочих мод и околомодальных интервалов формировались из минимально возможного запаса случаев, а это имеет место, когда комбинации частот мод и околомодальных интервалов представляют собой исходные начальные частоты 2 (тип A), 23 и 32 (aA и Aa), 232 (aAa). Для максимально возможной модальной частоты типа aA , Aa , aAa ближайшие околомодальные частоты n_{i_r, l_r+1} и (или) n_{i_r, l_r-1} также равны 2.

Аналогично введению класса H -эквивалентных конфигураций φ для мультимодальных полигонов типа A и подсчету числа элементов этого класса по формуле (3.5.9) определяется число H -эквивалентных конфигураций φ , обозначаемых символом $|G|$, для всех четырех типов полигонов распределения A , aA , Aa , aAa .

Числитель $|H|$ дроби (3.5.9) в общем случае равен

$$|H| = \left[m - m_{md} - \sum_{r=1}^{m_{md}} (l_r^- + l_r^+) \right]!, \quad (3.5.27)$$

$$\{A, aA, Aa, aAa\} \in u.$$

Формула (3.5.27) отличается от (3.5.10) дополнительным членом в факториале, который в каждой конфигурации является суммой околомодальных интервалов $n_i \geq 2$. Степень подгруппы H -стабилизатора определяется так:

$$|H^\varphi| = \left(N - \sum_{r=1}^{m_{md}} \sum_{i=i_r-l_r}^{i_r+l_r^+} n_i \right)! \left(m - N - m_{md} + \sum_{r=1}^{m_{md}} \sum_{i=i_r-l_r}^{i_r+l_r^+} - \right. \\ \left. - \sum_{r=1}^{m_{md}} (l_r^- + l_r^+) \right)!. \quad (3.5.28)$$

Окончательно формула (3.5.9) преобразуется к следующему выражению:

$$|G| = \frac{|H|}{|H^\varphi|} = \\ = \frac{\left[m - m_{md} - \sum_{r=1}^{m_{md}} (l_r^- + l_r^+) \right]!}{\left(N - \sum_{r=1}^{m_{md}} \sum_{i=i_r-l_r}^{i_r+l_r^+} n_i \right)! \left(m - N - m_{md} + \sum_{r=1}^{m_{md}} \sum_{i=i_r-l_r}^{i_r+l_r^+} n_i - \sum_{r=1}^{m_{md}} (l_r^- + l_r^+) \right)!} \quad (3.5.29)$$

Исходные параметры одномодального полигона: $N = 15$; $m = 16$; $i = \overline{1,16}$; $r = 1$; $i_r = 8$. Вероятность случайной конфигурации, являющейся отображением модального полигона с указанными характеристиками, согласно (3.5.2) равна $P_{\Lambda} = 0,12\%$. Исходные параметры двухмодального полигона: $N = 15$; $m = 16$; $r = 1,2$; $i = \overline{1,16}$; $i_1 = 5$; $i_2 = 10$. Вероятность $P_{\Lambda} = 0,18\%$.

3.6. НЕКОТОРЫЕ ОБОБЩЕНИЯ

Выполненное выше исследование позволяет выбрать наиболее эффективную методику анализа статистических данных, включающую следующие моменты.

1. Построение полигонов анализируемой величины, у которых по вертикальной оси откладываются частоты. Построение полигонов с частотами увеличивает затраты рабочего времени. Также менее производительной является операция исследования полигонов путем построения эмпирических функций распределения, при анализе которых можно использовать, например, метод Колмогорова–Смирнова [Карлин, 1971; Вентцель, 1962]. Построение функции распределения предполагает предварительное преобразование исследуемых статистик во множество порядковых статистик X , т.е. требует дополнительных затрат времени.

2. Выбор приемлемого типа распределения – нормального или логнормального, который предшествует построению полигонов. Если выборка значений X охарактеризована относительной погрешностью и изменяется в пределах двух и более порядков своей величины, то предлагается логнормальное распределение X и используется логарифмическая шкала значений случайной величины X . Такой тип распределения характерен для статистик, образованных значениями глубин верхних ξ_1 и нижних ξ_2 ограничений плотностных и магнитных неоднородностей и эффективных значений плотностей $\Delta\sigma$ и намагнитченности ΔI . В противном случае имеет место нормальное распределение и строится полигон с линейной шкалой значений X . Такой вид распределения свойствен, например, простиранию различных линейных элементов структуры и геофизических полей.

Таблица 17

Полигоны частот ξ_1 и ξ_2 с оптимальными классовыми полуинтервалами по оценкам с использованием разных критериев, Средиземноморье

Относительная величина классового полуинтервала $\delta\xi/\xi$	Оценка по медианному критерию ($\alpha = 0,05$, $u_{\alpha} = 1,96$)	Оценка по числу значимых мод ($\alpha = 0,05$, $u_{\alpha} = 1,96$)	Оценка с использованием модифицированного критерия Бьенэмэ	Окончательная оценка
0,05	ОПТ	ОПТ	ОПТ	ОПТ
0,10	ОПТ	ОПТ	ОПТ	
0,20	ОПТ	ОПТ	ОПТ	
0,25	—	—	—	
0,30	—	—	—	

Обозначения: ОПТ – оптимальный полуинтервал, ОПТ – оптимальный полуинтервал с лучшими свойствами.

3. Определение оптимальной величины классового полуинтервала. Оно осуществляется посредством реализации такого подхода: при минимальной величине интервала (принцип максимальной информативности полигона) полигон должен иметь максимальное число значимых мод (принцип максимальной достоверности). Модифицированный критерий Бьенэмэ и критерий серий могут быть использованы как наиболее производительные оценки такого рода. На основе опыта статистической обработки результатов массовой интерпретации геофизических данных с логнормальным распределением параметров рекомендуются следующие величины полуинтервалов: для глубин верхних ограничений намагнитенных масс — $(0,25-0,35) \xi_1$, в нижних ограничениях — $(0,2-0,3) \xi_2$, эффективной намагнитенности — $(0,25-0,35) \Delta I$, для глубин верхних ограничений плотностных неоднородностей — $(0,2-0,25) \xi_1$, нижних ограничений — $(0,07-0,15) \xi_2$, эффективной плотности — $(0,15-0,25) \Delta \sigma$.

4. Оценка достоверности отдельных мод полигона. Она реализуется полиномиальным методом, предложенным автором.

5. Оценки вероятности случайных комбинаторных конфигураций, порождающих мультимодальные распределения выборок X с наперед заданными модальными значениями. Вероятность случайного появления мод оценивается как небольшая.

Окончательный выбор полигона с оптимальным полуинтервалом для акватории Средиземного моря позволяет сделать табл. 17.

Глава 4

ЯВЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОГО СОЧЕТАНИЯ СЛОЕВ И БЛОКОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ЕГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

4.1. СОВПАДЕНИЕ ГЛУБИН ВЕРХНИХ И НИЖНИХ ОГРАНИЧЕНИЙ ПЛОТНОСТНЫХ И МАГНИТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ФОРМЕ БЛОКОВ С КВАЗИГОРИЗОНТАЛЬНЫМИ ПОВЕРХНОСТЯМИ РАССЛОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Часть рассмотренных в гл. 2 методов интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в классе блоково-слоистых моделей источников возмущения широко использовалась на практике для массовых расчетов параметров и физических характеристик аномальных тел. География применения указанных методов, главным образом методов интерпретации гравиметрии, охватывает все материки и океаны при разнообразных масштабах карт и профилей — от 1:10 000 000 (например, зона перехода от Антарктиды к Южному океану) до 1:50 000. Наиболее представительным является материал по территории Советского Союза. Только известное автору число проинтегрированных аномалий составляет несколько тысяч. Все это создает предпосылки к статистической обработке результатов массовой интерпретации. Она осуществлялась построением полигонов (гистограмм) частот пространственных параметров петрофизических неоднородностей (глубин верхних ξ_1 и нижних ξ_2 ограничений, простирающиеся ограничивающих их разломов и т.д.), с которыми связаны аномалии магнитного и гравитационного полей, и величин "контрастности" плотностных и магнитных свойств, т.е. дефектных или избыточных плотности $\Delta \sigma$ и намагнитенности ΔI .

Сопоставление полигонов распределения параметров плотностных

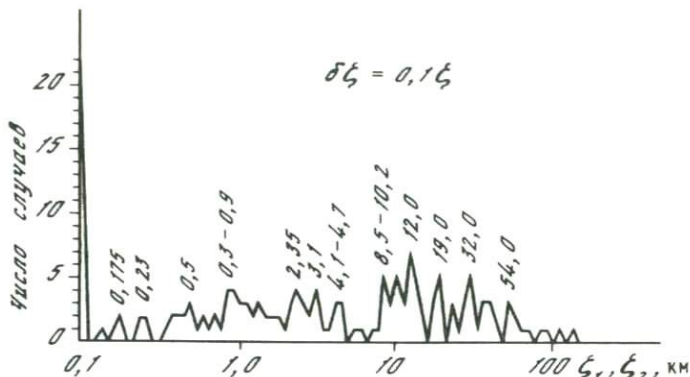


Рис. 14. Полигоны частот глубин верхних ξ_1 и нижних ξ_2 ограничений плотностных неоднородностей на Енисейском крае и его обрамлении
Цифры — моды в км

неоднородностей в форме блоков между собой и с данными сейсмических, сейсмологических, магнитотеллурических зондирований, геологических исследований и бурения позволило установить новое явление, структурная и тектоническая интерпретация которого показывает существование закономерностей пространственной и генетической взаимосвязи блоков и слоев в земной коре и верхней мантии: нижние и верхние ограничения плотностных неоднородностей повсеместно тяготеют к горизонтальным уровням в земной коре и верхней мантии, уровням, на которых располагаются квази-горизонтальные поверхности раздела в земной коре и в верхней мантии (кровля фундамента, "базальтового" слоя, поверхность Мохоровичича, границы астеносферных слоев и т.д.) (рис. 13–16, 20, 21).

На рис. 15,б результаты сейсмических исследований северо-западной акватории Черного моря представлены в виде полигона распределения глубин сейсмических границ раздела, и он сравнивается с полигоном частот глубин нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей (рис. 15,а), полученным при интерпретации аномалий силы тяжести в этой же акватории. В интервале глубин от 2 до 40 км отмечается хорошее соответствие обеих диаграмм, причем для границ с глубинами от 9 км и более совпадение практически полное. Подобный же характер совпадения сейсмических и гравиметрических данных наблюдается и в других районах (рис. 15,в–е). Этот и другие аналогичные факты можно рассматривать как геофизическое доказательство блоково-слоистого строения земной коры и верхней мантии в качестве одной из главных структурных форм вещества внешней оболочки Земли.

Действительно, при интерпретации аномалий силы тяжести используется допущение о "блоковой" природе аномальных тел (см. гл. I). Интерпретация сейсмических данных основывается на свойстве слоистости среды. Несмотря на использование столь разных предпосылок о модели среды, получены одни и те же результаты — одно и то же число и одинаковые (в статистическом смысле) глубины квазигоризонтальных поверхностей (зон) расслоения. Следовательно, одновременно справедливы и блоковая модель, лежащая в основе интерпретации аномалий силы тяжести, и слоистая, используемая в сейсмометрии.

Совпадение мод и их числа на полигонах частот глубин, с одной стороны, верхних и нижних ограничений плотностных неоднородностей в форме

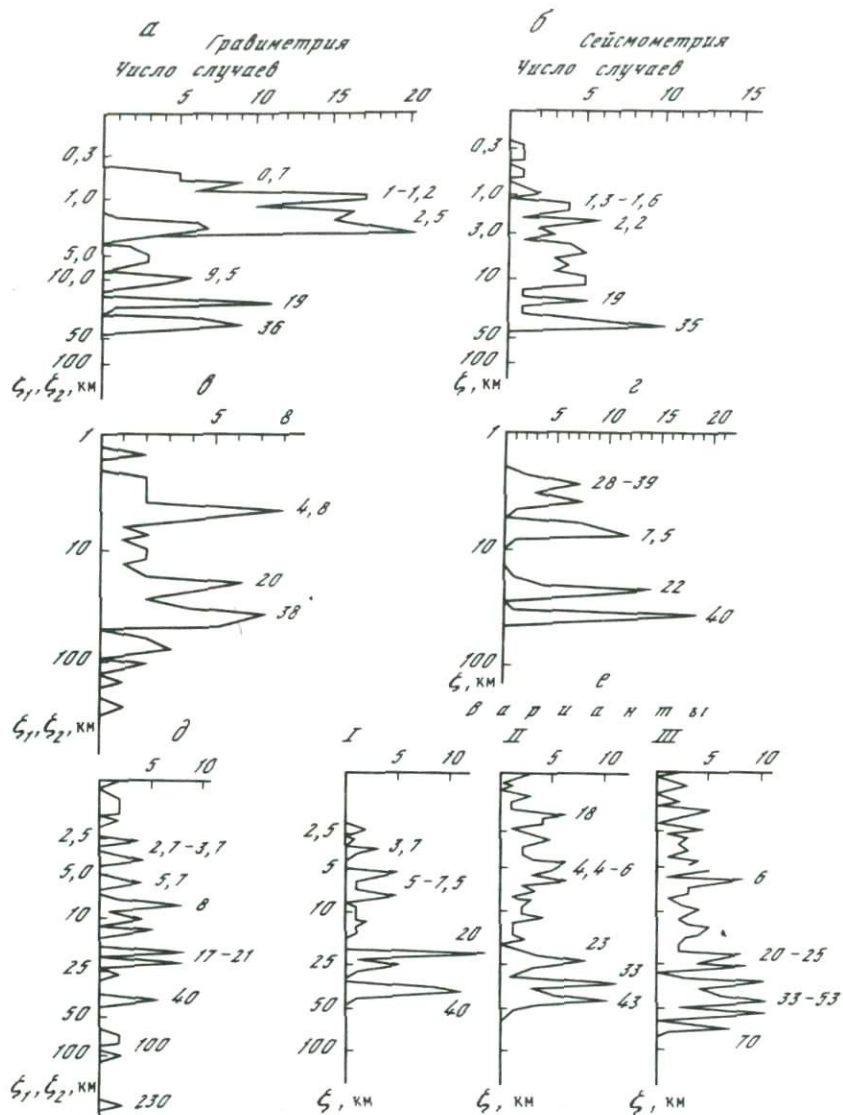


Рис. 15. Полигоны частот глубин нижних ζ_2 и верхних ζ_1 ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков (а, в, д) и сейсмических границ раздела ζ (б, г, е) а, б — северо-западная часть акватории Черного моря; в, г — Западная Сибирь (ГСЗ по профилю Ханты-Мансийск—Александровское); д, е — Предкавказье (ГСЗ по профилю Волгоград—Нахичевань). Цифры — моды в км

блоков, имеющих квазивертикальные боковые ограничения, и, с другой стороны, сейсмических границ является доказательством на геофизическом уровне строгости явления закономерного совпадения этих ограничений с квазигоризонтальными поверхностями расслоения земной коры и верхней мантии. Доказательство является экспериментальным и обладает

свойствами воспроизводимого эксперимента, который в естественных науках расценивается как доказательный. В нашем случае воспроизводимость рассматривается как возможность, во-первых, на тех же материалах осуществить переинтерпретацию и получить аналогичные результаты, во-вторых, подтвердить закономерное сочетание слоев и блоков на новом материале в других районах. К настоящему времени информацией о данных, которые противоречили бы сделанному выводу, автор не располагает.

Оценка достоверности тех выводов, которые делаются на основе анализа мод полигонов, осуществляется с помощью внутренних и внешних критериев. Применение внутренних — статистических — критериев (см. гл. 3) позволяет оценить сам полигон, выделить только значимые моды. С помощью внутреннего критерия дается статистическая оценка достоверности полигона распределения глубин ξ_1 и ξ_2 и его мод без обращения к внутренним критериям, т.е. без сравнения с другими геолого-геофизическими данными.

Внешняя оценка достоверности заключается в сравнении получаемых результатов с глубинами квазигоризонтальных границ раздела, определенных независимыми методами, как это было сделано выше на примере рис. 15. В каждом конкретном случае может быть рассчитана вероятность случайного совпадения мод полигонов распределения сейсмических и плотностных границ, которая по оценкам, приведенным в подразд. 3.5, очень мала. Расхождение между статистическими средними глубинами горизонтальных границ менее 10%.

Оценка точности совпадения глубин ξ_1 и ξ_2 с горизонтальными поверхностями раздела по результатам бурения для 400 аномалий, выполненная А. Ивановым, Т. Валовой, Э. Мягковой [Вашилов, 1973а], показывает, что в районе Предкавказья глубины верхних органичений ξ_1 часто совпадают с кровлей палеозойского фундамента. Отклонения $\delta\xi_1/\xi_1$ от глубин фундамента по модулю составляют 26,4% по 36 сопоставлениям. Глубины нижних ограничений ξ_2 сравнивались с результатами интерпретации аномалий, приведенных в табл. 18. Средняя погрешность $\sigma_{\xi_2}/\xi_2 = 17\%$. Характерно, что оценка погрешностей определения глубин ξ_1 и ξ_2 по результатам повторной интерпретации дает величины соответственно 20—25 и 10—15%, т.е. близкие к приведенным выше оценкам по данным бурения.

Сравнение глубин до более глубоких границ в земной коре с результатами ГСЗ в преобладающем большинстве случаев свидетельствует о хорошем совпадении границ и при обычном и при статистическом сопоставлении. На разрезе ГСЗ г. Ханты-Мансийск—пос. Александровское [Вашилов, 1973а] граница Мохоровичича и кровля "базальта" совпадают с точностью до 10%. Сравнение, проведенное А. Ивановым, Т. Валовой и Э. Мягковой по 11 профилям ГСЗ общей протяженностью 1800 км и 30 аномалиям Δg в северо-западном Прикаспии и Днепровско-Донецком авлакогене, показало, что среднее отклонение от сейсмических глубин ξ_1 и ξ_2 составило 15% при максимальных значениях 50% [Вашилов, 1973а]. Следует оговориться, что сами сейсмические границы зачастую строятся с большими погрешностями, что при оценке отклонений не принималось в расчет.

В табл. 19 глубины поверхностей Мохоровичича и Конрада на Северо-Востоке СССР, полученные методом обменных волн С.В. Мишиным и Н.М. Дарешкиной [1966] и пересчитанные по более точной формуле автором, сравниваются с глубинами, полученными при вычислении нижних ограничений ξ_2 плотностных неоднородностей—блоков. Совпадение результатов удовлетворительное. Точность сейсмических определений в данном примере рассматривается лишь как равноценная и даже меньшая, чем точность интерпретации гравитационных аномалий, поскольку примене-

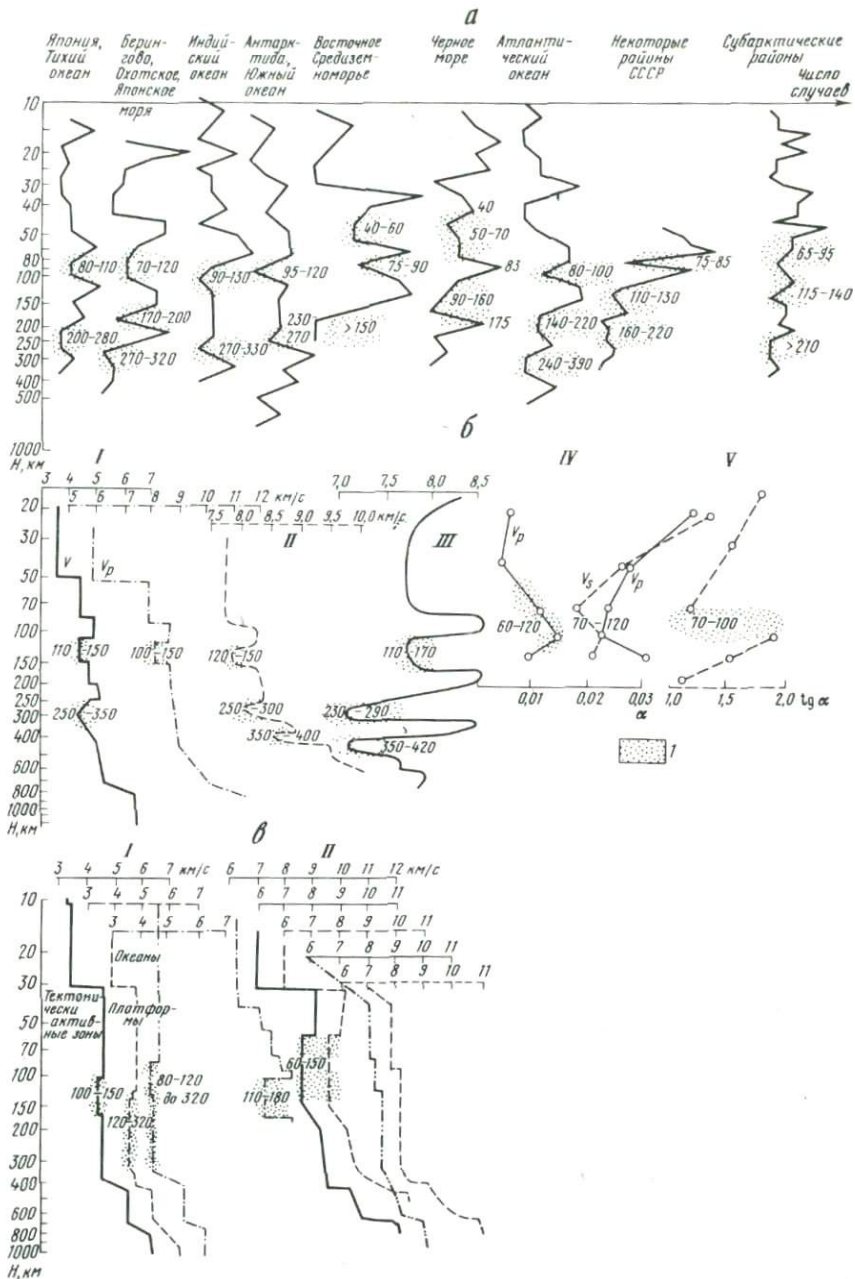


Рис. 16. Полигоны частот глубин нижних ограничений гравитирующих блоков (а) и изменение упругих параметров верхней мантии по данным советских (б) и иностранных (в) исследователей

1 — предполагаемая астеносфера; б: I — скоростной разрез по профилю Средняя Азия—р. Лена [Лукик, Нерсесов, 1965]; II — разрез v_p [Тараканов, Левый, 1967]; III — изменение максимальной магнитуды землетрясений с глубиной [Тараканов, Ле-

Таблица 18

Глубины по данным бурения и расчета ξ_2

$H_{\text{бур}}, \text{ км}^*$	$\xi_2, \text{ км}$	$ \xi_2 - H_{\text{бур}} , \text{ км}$	$\delta\xi_2, \%^{**}$
3,3	2,7	0,6	18,0
2,3	2,2	0,1	4,5
4,2	3,0	1,2	23,0
3,1	2,3	0,8	26,0
2,7	2,7	0	0
2,6	3,1	0,5	19,0
2,6	2,0	0,5	20,0

*Глубина по данным бурения.

**Относительная погрешность определения ξ_2 по данным бурения.

ние метода обменных волн базируется на постулате о трехслойности разреза земной коры в районах исследования и допущениях относительно постоянства ряда параметров скоростной среды, которые часто не выполняются. Необходимость замены формулы расчета, использованной в работе С.В. Мишина и Н.М. Дарешкиной [1966], формулой

$$H \approx \Delta t v_p / (k - 1) \left(1 + \frac{k}{2} \sin^2 \varphi \cdot \frac{v_p}{v_s} \right) \quad (4.1.1)$$

(Δt — разность времен прихода обменной PS (продольно-поперечной) и проходящей продольной P волн; $k = v_p/v_s$ — отношение скоростей продольной v_p и поперечной v_s волн; φ — угол выхода сейсмического луча на поверхность (угол между направлением луча и отвесной линией); v_p и v_s — скорости поперечной и продольной волн в слое, покрывающем изучаемую границу) объясняется тем, в что в формуле (4.1.1) учтено изменение угла радиации φ_{PS} обменной поперечной волны в сравнении с продольной [Вашилов, 1979].

Совпадение глубинных поверхностей раздела с глубинами нижних ограничений ξ_2 на профиле ГСЗ Кемь—Ухта показано В.С. Троицким, Л.Ф. Ауэ, О.Г. Шереметом в 1964 г. [Вашилов, 19676]. По результатам интерпретации аномалий силы тяжести выделено несколько уровней в верхней мантии до глубин 200—300 км, к которым на полигонах и гистограммах тяготеют нижние ограничения плотностных неоднородностей и которые рассматриваются как подкоровые поверхности (зоны) раздела [Вашилов, 1970б, 1973а,б, 1975; Вашилов и др., 1968; Вашилов, Гайнанов, 1968, 1970; Вашилов, Строев, 1972]. Указанные результаты получены в середине—конце 60-х годов, когда сейсмическая и иная информация о подкоровых границах практически отсутствовала и выделение этих границ лишь в единичных работах носило в определенной мере условный характер. Так, Н.К. Булин [1964] на территории Туркмении условно выделял фрагменты подкоровой поверхности на глубине 50—55 км. В дальнейшем и одно-

вый, 1967]; IV — изменение коэффициента поглощения α , о-в Итуруп [Федотов, Болдырев, 1969]; V — зависимость угла наклона $\text{tg} \alpha$ огибающей спектра P -волн от H , Курилы — Камчатка [Кондорская и др., 1967]; v : I — скорости распространения поперечных поверхностных волн [Hales, Bloch, 1969]; II — v_p в центре, на западе и северо-западе США [Hales, Bloch, 1969]

Таблица 19

Характеристика глубинных разрезов земной коры по данным метода обменных волн и гравиметрии

Сейсмостанция	Границы раздела в земной коре и верхней мантии															
	первая				вторая				третья (К)				четвертая (М)			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Средникан	4,2	4,44	5,8—6,5	—	12,4	13,1	9; 15,5	—	20,1	21,3	27	20	31,8	33,8	—	35
Омсукчан	6,4	6,8	5,8—6,5	—	12,4	13,1	9; 15,5	—	18,5	19,6	27	26; 20	30,2	31,8	—	34; 52
Нелькоба	4,1	4,4	5,2—6,5	—	19,0	20,1	12,5	—	10—20,1	25,9	25—27	18—21	38,9	41,2	42	33
Балыгычан	4,6	4,9	5,8—6,5	—	12,4	13,1	9; 15,5	—	18,5	19,6	27	21—24	29,4	31,1	—	34
Зырянка	9,5	10,1	5,2	—	—	—	14	15	23,5	25,0	27	24	36,0	38,1	43	34; 45
Омолон	9,2	9,8	5,2—6,0	—	—	—	16,0	—	21,1	22,3	20; 27	—	38,9	40,1	35	—
Среднеколымск	11,4	12,1	6,5—10	—	—	—	—	—	22,5	23,9	24; 30	23	36,7	38,9	39	36
Анжуйск	6,8	7,2	6,0; 10	—	—	—	16,0	—	24,8	26,2	24	18	36,5	38,7	34—38	42
Стекольный	4,9	5,2	5,2—6,5	—	14,5	15,3	12,5	—	22,1	23,4	—	9	31,0	32,9	25—27	25
Билибино	6,4	6,8	5,8	—	—	—	—	—	23,8	25,2	20; 27,5	20; 24	38,0	40,3	38	38
Илирней	5,6	5,9	5,8	—	—	—	—	—	20,8	22,0	20; 27,5	18	36,5	39,7	38	38
Ламутское	11,1	11,8	4,6; 6,5	—	—	—	—	—	26,0	27,5	20; 25—27	15	41,0	43,3	42	36
Певек	4,9	5,2	10	—	14,7	15,5	12,8	—	24,4	25,8	13	13	38,7	41,0	30—47	40
м. Шмидта	10,0	10,6	6—8	—	—	—	—	—	24,8	26,2	—	19	38,2	40,5	39; 47	35
Провидения	5,0	5,2	10	—	12,5	13,3	14	—	19,2	29,4	20	18	34,0	36,0	28—34	33
Амгуэма	8,8	9,3	7,4; 4,2	—	—	—	—	—	18,6	19,6	19—22	19	35	36,6	38	35
о-в Врангеля	6,9	7,3	—	—	15,8	16,7	—	—	29,7	31,4	—	38,8	41,0	—	—	—
Ванкарем	4,6	4,9	7,4	—	12,8	13,5	11,2	—	19,2	20; 3	19—22	15—18	36,0	38,9	38,0	34
Усть-Белая	6,4	6,8	5,4	—	14,9	15,7	11,3; 14,2	—	28,2	29,8	20 и 25	12	40,2	42,8	38—43	35—40; 20—25
Гарманда	6,5	6,9	6,5—10	—	15,6	16,7	14	—	21,4	22,7	2	14	33,8	36,0	41; 33—51	22; 42

Примечание. 1 — глубины по результатам интерпретации обменных волн от удаленных землетрясений [Мишин, Дарешкина, 1966]; 2 — то же, уточненное по формуле (4.1.1); 3 — глубины по гравиметрическим данным, выделенные на полигонах распределения нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей в радиусе 150 км от сейсмостанции; 4 — то же, по схемам изогипс границ Мохоровичича и Конрада (см. рис. 24 и 25).

Таблица 20

Глубины квазигоризонтальных границ раздела и слоев верхней мантии по сейсмическим и гравиметрическим* данным

Регион	Глубины (км) по гравиметрическим данным и литературный источник		Глубины (км) по сейсмическим данным и литературный источник	
	границ	слоев	границ	слоев
Урал, восточное Приамурье	—		85–95 [Дружинин и др., 1980]	
Западно-Сибирская плита	100–110 [Вашилов, 1970б]		100–110 [Дружинин и др., 1980]	
	130–160 [Вашилов, 1970б]		150 [Егоркин и др., 1981]	
Камчатка (сейсмометрия и гравиметрия), Курильские и Командорские острова (гравиметрия) – слой первичных магматических очагов	58 [Вашилов, Гайнанов, 1968]	30–55 [Вашилов, Гайнанов, 1968]	60 [Федотов, 1976]	30–60 [Федотов, 1976; Балеста, 1981]
Предкавказье, Азово-Кубанская впадина	50 [Вашилов, 1973а]		50 [Померанцева и др., 1969]	
	70 [Вашилов, 1973а]		70 [Померанцева и др., 1969]	

* Средние глубины границ раздела по гравиметрическим данным определены как моды и околомодальные значения полигонов частот нижних ограничений ξ_2 плотностных неоднородностей, слои – как межмодальные интервалы глубин.

временно с работами автора, использовавшего гравиметрические данные, появилась обширная литература, в которой приводится информация о расслоенности верхней мантии, главным образом по результатам сейсмических исследований. Доказательную силу и интерес представляют исследования слоистой структуры подкорового вещества тех районов, для которых ранее глубина и число границ и слоев определялись расчетом глубин нижних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков. Они отражены в табл. 20.

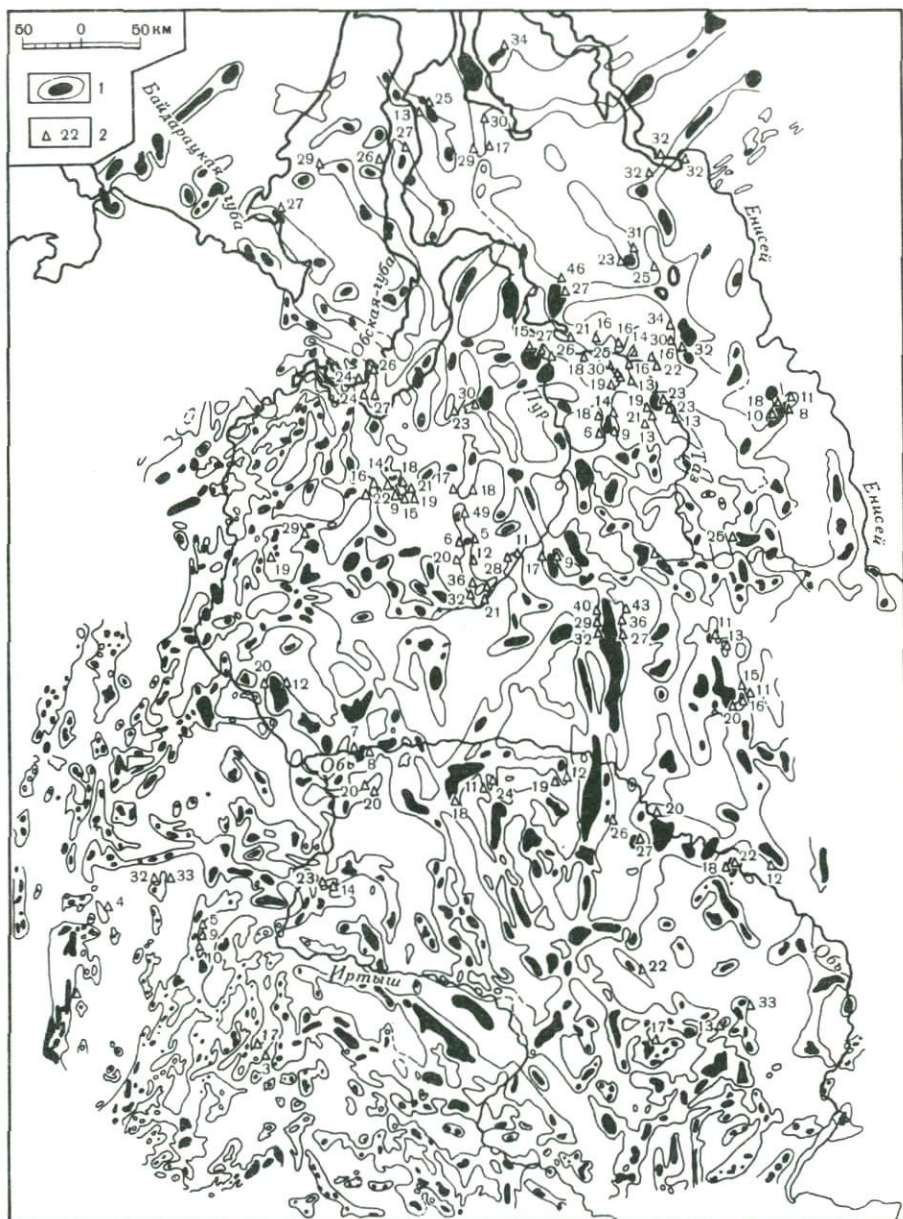
На рис. 16 сопоставляются полигоны распределения глубин нижних ограничений плотностных неоднородностей ζ_2 для ряда территорий и акваторий мира, на которых межмодальные интервалы глубин интерпретируются как предполагаемая астеносфера, с графиками изменения упругих параметров верхней мантии, по которым также выделяются возможные астеносферные слои. Графики рисуют совпадающую в общих чертах картину полиастеносферной верхней мантии.

Число примеров, позволяющих дать внешнюю оценку достоверности явления закономерного тяготения глубин верхних и нижних ограничений плотностных неоднородностей к квазигоризонтальным поверхностям раздела в земной коре и верхней мантии, можно увеличить, хотя наиболее убедительным обоснованием является сопоставление мод полигонов распределения глубин ζ_1 и ζ_2 с полигонами распределения сейсмических границ раздела в том же районе, как это сделано на рис. 15. Усилить доказательность приведенных выше доводов могла бы интерпретация аномалий силы тяжести в районах бурения глубоких и пока единственной сверхглубокой скважины.

Выше использован статистический подход для обоснования вывода о закономерном соотношении слоев и блоков. В каждом конкретном случае определения величин ζ_1 и ζ_2 по аномалиям Δg возможны довольно значительные нарушения закономерности, которые обусловливаются следующими группами факторов: 1) несоответствием форм реального блока теоретической модели; 2) непостоянством аномальной плотности блока; 3) невозможностью выделить абсолютно "чистую" аномалию, связанную с блоковым источником, свободную от влияния слоистости, диапиризма, соседних аномалий, различных погрешностей и т.д.

На приуроченность нижних и особенно верхних ограничений магнитных неоднородностей в форме блоков к некоторым уровням в земной коре внимание исследователей было привлечено значительно раньше, чем на аналогичное явление в гравиметрии, поскольку предпосылка о блоковой природе магнитных неоднородностей имела место на самых ранних этапах разработки теории интерпретации магнитных аномалий и развивались методы практического определения глубин нижних ограничений ζ_2 намагниченных масс, нередко с параллельной статистической обработкой результатов интерпретации [Булина, 1966; Ващилов, Сим, 1969; Волк, 1964; Казанский, 1938; Каратаев, 1960; Любимов, 1965].

При интерпретации магнитных аномалий ΔZ_A , ΔT_A и других необходимо определить по крайней мере на один параметр больше, чем при решении аналогичных обратных задач гравиметрии, с чем связаны большая неустойчивость решения и большая погрешность расчета параметров намагниченных тел (см. гл. 2). Ошибка определения параметров ζ_2 по аномалиям ΔZ_A и ΔT_A составляет не менее 25–30%, что соизмеримо с относительными изменениями глубин между квазигоризонтальными границами раздела в земной коре и сужает область применения магнитометрии для целей глубинных структурных исследований. Тем не менее привлечение к интерпретации системы методов, в которых использованы различные свойства



Р и с. 17. Схема зон линейных магнитных аномалий Западной Сибири

1 — зона линейных магнитных аномалий; 2 — глубина до нижнего ограничения намагниченных масс

Таблица 21

Сопоставление глубин нижних ограничений плотностных и магнитных неоднородностей в форме блоков и кровли "базальта" по данным ГСЗ, Западная Сибирь

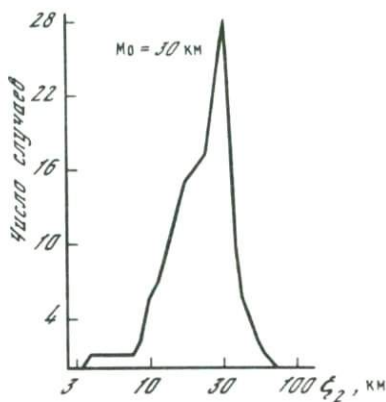
Район определения	Кровля "базальта" по ГСЗ, км	ζ_2 , км	
		по гравиметрическим данным	по магнитным данным
Левый берег р. Обь в 50–70 км выше пос. Александровское	17–18	—	26–27
Там же, но правый берег р. Обь	17–18	—	20
В 130 км к северо-западу от г. Колпашево	20	—	18,22
Гыданская губа	—	29	25, 30, 34
К северо-востоку от Байдарачкой губы	—	28	27
Правый берег верхнего течения р. Таз	—	28	25
Верхнее течение р. Аган	—	24	22
Верховья р. Полуь	—	18, 16, 22	20, 19, 29

магнитных аномалий и строгая выбраковка полученных результатов, позволяет предполагать в отдельных случаях совпадение глубин нижних ограничений намагниченных масс и квазигоризонтальных поверхностей расслоения в земной коре. На схеме зон линейных магнитных аномалий Западной Сибири (рис. 17) нанесены точки расчета глубин нижних ограничений ζ_2 намагниченных масс [Вашилов, Сим, 1969], часть из которых с точностью около 10% совпадает с кровлей "базальта" по данным ГСЗ [Крылов и др., 1970] и с нижними ограничениями плотностных неоднородностей (табл. 21). Для этой же территории полигон частот нижних ограничений ζ_2 (рис. 18) имеет единственную моду ($M_0 = 30$ км). Возможно, что модальное значение ее соответствует положению "физической" границы в земной коре — изотемпературной поверхности, где температура достигает точки Кюри. Принимая температуру точки Кюри намагниченных пород 550–600°, получим геотермическую ступень, равную 50–55 м/град. Это соответствует средней геотермической ступени для молодых платформ [Магницкий, 1965].

Эта поверхность, по нашим данным, не совпадает с поверхностью Моховичича, как полагает Г.И. Каратаев [1960]. Он располагается между этой поверхностью и кровлей "базальтового" слоя. Если $\zeta_2 < 30$ км, то величины ζ_2 могут быть использованы для структурных построений, например для уточнения положения кровли "базальта".

Полигон распределения нижних ограничений намагниченных масс, параметры которых рассчитаны по методике, аналогичной применявшейся для интерпретации аномалий Западно-Сибирской плиты, построен для территории Северо-Востока СССР [Вашилов и др., 1982]. Он имеет главную моду 6 км и вспомогательную 10 км. Результаты определения глубины ζ_2 , использованные при построении полигона, в большинстве своем получены при расчетах по аномалиям, которые так или иначе связаны с гранитными массивами — с аномалиями, которые окаймляют магнитные границы, с зонами разломов, контролирующими распределение гранитных тел. Для гранитных массивов этого региона было установлено явление закономерного тяготения их основания по гравиметрическим данным к уровням на глубинах 6–10 км, интерпретируемых как консолидированное основание палеозойско-мезозойских терригенных толщ, чаще всего отло-

Рис. 18. Полигон частот глубин нижних ограничений намагнитченных масс территории Западно-Сибирской низменности



жений верхоянского комплекса [Вашилов, 1963, 1968]. Такая интерпретация справедлива и для магнитных аномалий. Возможны также другие варианты (см. подразд. 4.2.).

Таким образом, анализ результатов интерпретации магнитных данных указывает на связь нижних ограничений ξ_2 намагнитченных масс с некоторыми уровнями в земной коре. Однако ввиду меньшей точности вычисления величин ξ_2 разрешающая способность магнитных методов и возможности отождествления этих уровней со структурными квазигоризонтальными поверхностями ниже, чем у гравиметрических методов. Следовательно, более слабой является аргументация рассматриваемого явления взаимосвязи слоев и блоков с привлечением материалов магнитных исследований, которые должны рассматриваться как иллюстрирующие и дополняющие гравиметрию.

4.2. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ ЯВЛЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОГО СОЧЕТАНИЯ СЛОЕВ И БЛОКОВ

Явление приуроченности верхних и нижних ограничений блоков, а следовательно, корневых систем оконтуривающих блоки разломов к квазигоризонтальным поверхностям расслоения автор впервые описал в 1963 г., обнаружив тяготение нижних ограничений плотностных неоднородностей пластинчатых тел гранитоидов Яно-Колымской складчатой зоны к уровням глубин 5–10 км, на которых, как предполагалось, расположено консолидированное основание палеозойско-мезозойских терригенных отложений, в частности отложений верхоянского комплекса [Вашилов, 1963, 1968]. В дальнейшем при интерпретации аномалий силы тяжести во многих регионах обнаружилось многообразие геологических ситуаций, порождающих это явление, которое стало предметом обсуждения и интерпретации геологов и геофизиков.

Ю.А. Косыгин дает одно из объяснений явления затухания разломов на определенных уровнях в земной коре воздействием "регионального метаморфизма, "залечивающего" на этих глубинах разломы, первоначально проникавшие глубже" [Косыгин, 1969]. По той же причине нижние ограничения плотностных и магнитных неоднородностей могут тяготеть к поверхности фронта базификации, понимаемой как совокупность магматических и метаморфических процессов преобразования в базиты комплексов пород земной коры более кислых по составу; к поверхности зонного проплавления земной коры [Виноградов, 1962; Магницкий, 1965] при условии, что эта поверхность занимает большие площади, и к другим аналогичным квазигоризонтальным поверхностям и фронтам, возникновение которых связывается с эндогенными процессами дегазации Земли, плотностной дифференциации, движения вверх флюидов. Будем называть такого рода поверхности фронтом активизированного вещества. Именно существованием такого рода единых глубинных поверхностей объясняется взаимопереход друг в друга гетерогенных границ, расположенных по разные

стороны разлома примерно на одной глубине. В этом смысле они имеют характер сквозных квазигоризонтальных поверхностей, но в разных блоках их роль различна. Например, на генеральном разломе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса кровля консолидированного основания (кровля "гранитного" слоя) на "материковом" крыле разлома переходит в кровлю "базальтового" слоя на приокеаническом и таким же образом кровля "базальтового" слоя в поверхность Мохоровичича [Шило и др., 1979; Шило, Ващилов, 1979б]. Некоторые исследователи (например, Хесс) рассматривают в качестве фронта метаморфизма поверхность Мохоровичича на океанах и частично на континентах. Возможность такого объяснения допускается исследователями, изучавшими влияние серпентинизации на тепловые свойства гипербазитов [Петрунин, Попов, 1981].

Следует отметить, что тяготение нижних ограничений блоков к примерно горизонтальным фронтам активизированного вещества связано не только с залечиванием разломов ниже такого фронта, но и с активным воздействием генерирующего фронт процесса на вышележащие толщи, куда в виде своеобразных "апофиз" проникают флюиды, магна, относительно низкотемпературные выплавки, эвтектики. Проникая по зонам повышенной проницаемости (системам разломов и трещин), мобилизованное вещество перерабатывает или вытесняет вышележащие толщи вверх и вбок, образуя блоки пород обычно с существенно вертикальными боковыми ограничениями, отличающиеся по своим физическим свойствам от вмещающих образований. Так, возвращаясь к интерпретации в подразд. 4.1 полигона распределения глубин нижних ограничений ζ_2 намагнитченных масс Северо-Востока СССР [Ващилов и др., 1982], можно считать, что на глубинах 6–10 км расположена кровля глубинного магнитоактивного слоя, с "выступами" магнитных минералов которого по зонам разломов в вышележащую толщу связано возникновение аномалий. Намагнитченность пород слоя может постепенно затухать на глубине двух-трех десятков километров, сам же слой как пластовое тело больших горизонтальных и небольших вертикальных размеров отмечается аномалиями лишь по своей периферии. Указанные "выступы" магнитных минералов, которые возникают не только над фронтом магнитоактивных пород, но и немагнитных, могут представлять собой блоки пневматолитной и гидротермальной природы. Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке СССР показывают, что в рассматриваемом случае магнитные аномалии допустимо связывать с блоками сульфидной минерализации в несколько километров шириной и в среднем 6–10 км в глубину (с магнитными минералами — пирротинном, точка Кюри — около 300°С, и магнетитом).

Наконец, возможно, что нижние ограничения намагнитченных масс на глубинах 6–10 км фиксируют структурную поверхность, на которой происходит смена аномалообразующего магнитного минерала, например магнетита, который характерен для "гранитного" слоя земной коры (точка Кюри 580°С), на титаномагнетит (точка Кюри менее 300°С), который более свойствен глубинным зонам литосферы [Лебедев и др., 1981]. Интрузии магмы в ослабленные трещиноватые зоны повышенной проницаемости над фронтом проплавления обычно фиксируются моногеничными магнитными и гравитационными аномалиями [Шило и др., 1978]. Здесь трещины шириной до 10 км и глубиной свыше 20 км выполнены породами основного состава, прорывающими осадочную толщу.

В качестве выступа "базит-гипербазитового" слоя, который в зависимости от договоренности можно относить и к мантии, и к низам коры, рассматривается Усть-Бельский массив, сложенный породами основного и ультраосновного составов, который по геофизическим данным [Ващилов,

1968] представляет собой блок с примерно вертикальными боковыми ограничениями, связанный своими корнями с подкоровым субстратом.

Поверхность, к которой тяготеют нижние ограничения гранитных батолитоподобных интрузий Яно-Колымской и Чукотской складчатой зон, расположенная в среднем на глубинах от 6–10 км и более (на Чукотке она расположена выше), может интерпретироваться как фронт мобилизации палингенной гранитной магмы и выплавления гранитной эвтектики в перекрывающие слои [Вашилов, 1963, 1968, 1970а]. Проблема места при формировании батолитоподобных гранитных массивов решалась путем образования положительных структурных форм типа горстов и антиклиналей (Паутовский горст, Мякитская антиклиналь). В большинстве случаев эти положительные структурные элементы эродированы вплоть до своего гранитного ядра. В районе Енисейского кряжа средняя глубина нижних ограничений гранитных тел докембрийского возраста (8–12 км, рис. 19, вкладка) больше, чем в Верхояно-Чукотской складчатой области, что связано с уменьшением нормального геотермического градиента на щитах. Интерпретация комплекса геофизических данных (гравиметрия, сейсмометрия) в юго-западной Англии также приводит авторов к мысли о том, что гранитное магмообразование происходит на глубинах свыше 10–12 км [Ботт и др., 1972].

Анализ полигонов глубин нижних ограничений плотностных неоднородностей ζ_2 многих регионов на континенте (Западная Сибирь, Енисейский кряж, Предкавказье, субарктические районы [Вашилов, 1966, 1973а]) показывает устойчивое отсутствие мод в интервале глубин 13–16 км (см. рис. 13–16). Имеются и другие указания аномальности физических свойств на этих глубинах. Согласно В.А. Магницкому [1958], наиболее близко расположенные к древней поверхности волноводы наблюдаются в кровле и основании "гранитного" слоя. Волноводы, отмечаемые по волнам Lg_1 и Lg_2 , фиксируют положение наименее неглубоких участков активизированного вещества земной коры. Н.И. Павленкова [1978] выделяет слой пониженной скорости (до 5,8 км/с) в средней части коры на глубинах 15–25 км во многих районах с континентальным типом глубинной структуры, объясняя его существование влиянием высоких температур или пониженной плотностью пород. В Южной Норвегии обнаружен волновод в интервале глубин от 12 до 18 км, в котором скорость прохождения продольных волн понижается от 6,5–6,6 до 6,0–6,1 км/с [Mukeltveit et al., 1980]. Его образование связывается с субдукцией низкоскоростных пород ($v_p = 6,0$ км/с) под каледонские гнейсы Южной Норвегии.

Итак, на глубинах 12–14 км расположены корневые системы разломов определенного вида. Интервал глубин 14–17 км (а может быть, и больший) характеризуется на участках с континентальной корой отсутствием корней разломов, что свойственно средам "мобилизованного" вещества с малой величиной модуля сдвига, находящегося в "квазипластическом" состоянии. К этим же глубинам тяготеют волноводы и зоны пониженных скоростей продольных волн: ниже 12–15 км, по геофизическим данным, не проникают крупные массивы гранитных интрузий. Поэтому в некоторых регионах с корой материкового типа (0–20 км – осадочный и "гранитный" слой, от 20 до 35–40 км – "базальт") зону глубин 14–17 км разумно рассматривать как очаговую, где зарождается палингенная гранитная магма и выплавляется гранитная эвтектика [Вашилов, 1966].

Возникновение структурных элементов типа горстов или грабенов в горизонтально-слоистой среде с градиентным увеличением плотности

по вертикали также приводит к появлению неоднородностей, нижние и иногда верхние ограничения которых тяготеют к некоторым границам раздела. Вертикальные движения той же амплитуды в подстилающей толще, например в фундаменте, характеризующимся меньшим вертикальным градиентом $\Delta\sigma/\Delta H$, приводят к образованию плотностной неоднородности со значительно меньшим скачком плотности $\Delta\sigma$ в горизонтальном направлении, поскольку вертикальный градиент плотности в нижележащих слоях обычно во много раз меньше. Поэтому расчет глубин корневых систем разломов по результатам интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в ряде случаев дает минимальные эффективные величины, так как эти разломы могут проникать и в более глубокие горизонты. Такая возможность показана на профиле ГСЗ в районе северо-западного продолжения Большого Каратау (см. рис. 8). Здесь разломы, по гравиметрическим данным, проникают до глубин 15–20 км, а по точкам дифракции — до основания земной коры [Облогина и др., 1969].

По А.В. Пейве, коровые и более глубокие границы “геофизических слоев”, где наблюдается смена физических свойств пород, наиболее предрасположены к возникновению тектонических срывов и шарьированию, и по ним происходит дифференциальное латеральное тектоническое перемещение масс [Пейве, 1977а, б]. Такие поверхности рассматриваются как субгоризонтальные разломы, совпадающие одни с кровлей гранито-гнейсового слоя, другие — с границей Конрада, третьи — Мохоровичича и т.д. Естественно, что при этом квазивертикальные разломы затухают именно у этих поверхностей. Возможность этого объяснения допускал и В.В. Федьинский [Федьинский, 1977; Федьинский, Вашилов, 1977, 1980]. Подобная интерпретация явления закономерного сочетания слоев и блоков позволяет выработать критерии выделения магматических и поверхностей шарьирования на основе геофизических исследований глубинности разломов. Очевидно, тектонические покровы такого рода не могут рассекаются вертикальными разломами, уходящими ниже поверхности горизонтального разлома — основания покрова.

В.Е. Хаин полагает, что анализ явления закономерного соотношения слоев и блоков в каждом конкретном случае может послужить основой для расшифровки возраста и истории развития разломов [Хаин, 1973]. Наибольшее количество разломов в “гранитном” слое земной коры, и их число убывает с глубиной. Разломы, когда-то пересекавшие верхи мантии, ныне могут затухать вблизи кровли астеносферного слоя или нескольких астеносферных слоев, и волноводов вообще, тем самым создавая рассматриваемый эффект.

Идея существования нескольких астеносферных слоев (полиастеносферная модель по Р.З. Тараканову и Н.В. Левому [1967]) находит свое подтверждение в ряде сейсмологических данных. В.Е. Хаин [1973] видит доказательство таких представлений в прерывистом распространении очагов глубоких и сверхглубоких землетрясений в зонах ныне активных разломов островных дуг.

Астеносферные слои не имеют, вероятно, планетарного характера и распространены в верхней мантии пятнами. Они дренируются глубинными разломами, и в зонах разломов возникают первичные магматические очаги. Перемещение магм и флюидов вверх приводит к образованию вторичных очагов меньшей глубинности. По мере исчерпания запасов магмы и затухания вулканической деятельности на поверхности и остывания магмы на глубине, т.е. по мере того как процесс дифференциации верхней мантии завершается, в зонах таких разломов и на некоторой территории вблизи них астеносфера исчезает. Так, зона разломов Охотско-Чукотско-

го вулканогенного пояса находится на той стадии развития, когда астеносфера с кровлей на глубинах 90–130 км еще не исчезла, но магматические очаги выше астеносферы, вероятно, себя исчерпали.

Моды полигонов глубин нижних ограничений плотностных неоднородностей в верхней мантии естественно тяготеют к кровле астеносферного слоя, поскольку в самом слое разрывные нарушения залечиваются мгновенно в масштабе геологического времени. Поэтому астеносферные слои выделяются как интервалы глубин между модами на рис. 16, т.е. так, как выделялась ранее зона генерации палингенной гранитной магмы на глубинах 14–17 км. Точно так же выделяются по полигонам зоны питания действующих вулканов (30–55 км) в Курило-Камчатском регионе (см. табл. 21).

В данном случае приуроченность корневых систем разломов к некоторым уровням в земной коре и верхней мантии связывается с существованием фронта активизированного вещества, физико-химическое состояние которого характеризуется близостью к линии ликвидуса.

Тяготение нижних граней блоков, сложенных магнитными породами, к фиксированным уровням в коре может иметь и температурную трактовку. Максимальная глубина нижних ограничений магнитных неоднородностей лимитируется положением изотемпературной поверхности точки Кюри. Так интерпретировался в подразд. 4.1 полигон распределения глубин нижних ограничений намагнитченных масс Западной Сибири (см. рис. 18). Аналогичная интерпретация возможна для полигона Северо-Востока СССР. Поверхность, отмечаемая модами 6 и 10 км, рассматривается как физическая, на которой достигается температура точки Кюри ферромагнитных минералов. Если магнитные минералы представлены пирротином (точка Кюри 300°C), на что существуют некоторые указания, то температура на глубинах 6–10 км должна достигать 300°C, а геотермическая ступень — 20–30 м/град.

Не исключено также, что на Северо-Востоке СССР в направлении от центра континента к областям современного вулканизма происходит общее региональное воздымание изотемпературной поверхности точки Кюри, которое особенно усиливается вблизи зон разломов вследствие конвективного переноса тепла гидротермами. Высокое положение в разрезе изотемпературной поверхности точки Кюри из-за аномально большого конвективного подтока тепла подтверждается расчетами глубин нижних ограничений намагнитченных масс в других районах мира, например в Йеллоустонском национальном парке, где эта поверхность расположена на глубинах первых единиц километров [Bhattacharyya, Lei-kuang, 1975].

4.3. ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЯВЛЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОГО СООТНОШЕНИЯ СЛОЕВ И БЛОКОВ

4.3.1. Некоторые принципы неформального районирования территорий по геофизическим данным

Любым видам интерпретации геофизических полей предшествует выполняемое в явном или завуалированном виде визуальное районирование полей. Так, при практической реализации методов тотальной интерпретации геофизических (главным образом гравиметрических) аномалий (см. гл. 2), одним из моментов которой является разделение равно-масштабных аномалий и разделение "локальных" и "региональных" аномалий, интерпретатор на основе некоторых соображений предварительно перед интерпретацией уже классифицирует и выделяет на карте систему

Т а б л и ц а 22

Районирование центральной и южной частей Енисейского кряжа и его обрамления по полю силы тяжести

№ п/п	Блок	Гравиметрическая характеристика	Возраст образований	Состав образований	Глубина до кровли и подошвы блока, км	Тектоническое положение, глубинная структура и состав
1	Ангаро-Канский	+ Δg	AR-PR	Породы в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма	0-40 и более	Приподнятый глубоко эродированный блок земной коры; сложен до 5-6 км породами рифея, в интервале 5-12 км древним (AR-PR) "базальтом" и породами амфиболитовой фации метаморфизма
1а	Приенисейский	+ Δg (отделен от 1б и 1в зоной -Δg)	KZ	Осадочные породы в депрессии широтной ориентировки	От (0,1-1,2) до 20-40	Образует единую структуру с Енисейской шовной зоной (2)
1б	Тасеевский	+ Δg (отделен от 1а и 1в зоной -Δg)	KZ PR ₂	То же	0-12 и глубже (до 43)	Приподнятый блок (AR-PR) в интервале глубин 4-9 км: на севере сложен малоплотными (2,83 г · см ³) с большим числом гранитных интрузий образованиями архея, на юге - архейскими пироксенитами, норитами, габбро-норитами и т.д. (2,98 г · см ³); в интервале от 9 до 12-15 км: на юге - породами основного состава и ортоамфиболитами (2,98-3,08 г · см ³), на севере - породами основного состава (2,83-2,93 г · см ³)
1в	Нижнеканский	+ Δg (отделен от 1а и 1б зоной -Δg)	AR	Канская серия, выходы базитов и гипербазитов	На ЮЗ - 1-25, на С и В - 0-15 и более (до 43)	Центральная часть Южно-Енисейского кряжа; в интервале глубин 0-4 км - гранитоиды PR (2,61 г · см ³), породы архея; 4,9 км - породы архея (2,78-2,83 г · см ³), образующие "гранитный" слой; 9-15 км - зона перехода от "гранитного" к "базальтовому" слою (2,85-2,88 г · см ³)
2	Енисейская шовная зона	+ Δg	PR	Метаморфиды, массивы гранитоидов и гипербазитов, иногда перекрываемые отложениями венда и мезокайнозоя		Соответствует западному ограничению Енисейского кряжа - Приенисейской зоне разломов [Вотах, 1968; Забродин, 1975; Геологическая карта..., 1975], образует приподнятый блок земной коры, ограниченный Лено-Енисейским и Восточным (30 км) разломами; юго-восточное продолжение - Приенисейский (1а) и Нижнеканский (1в) блоки
3	Канско-Тасеевский грабен-синклиорий	- Δg	PR-PZ, PT, MZ-KZ	Осадочные толщи	0,7-43	Дугообразная депрессия между Ангаро-Канским и Заангарским разломами, с одной стороны, и Чуно-Бирюсинским - с другой; в зоне дугового Ангаро-Канского разлома на западе синкли-
4	Касская депрессия	- Δg	KZ	" "	50-60 до 130	нория возможны подвиги на восток амплитудой до 10 км; до глубин 9 км - преимущественно осадочные породы С; в интервале 9-15 км - или протерозойские породы типа веснинской толщи (2,70 г · см ³), или образования типа ортогнейсов есауловского комплекса (2,67 г · см ³), или увеличение мощности верхнерифейских осадочных отложений
4а		- Δg	KZ	" "	33	Мощность чехла фанерозойских отложений до 8-11 км Блок пониженной плотности внутри Касской депрессии
5	Заангарский, образован блоками 5а-5и)	- Δg (резко дифференцированное поле)	PR ₂	Гранитоиды, вулканогенно-осадочные толщи с телами основного состава	0-(25-30)	Блок Енисейского кряжа; разрывные ограничения: на западе - Восточный разлом Енисейской шовной зоны, на востоке - Заангарский разлом, на северо-востоке - разрывная граница с Сибирской платформой (0-23 км)
5а	Ангаро-Питский грабен-синклиорий	+ Δg	PR ₂	Карбонатные породы	18-23	Блок северо-западного простирания, образован в верхах высокоплотными карбонатными породами, характеризуется приподнятым положением кровли "базальта"
5б	Чиримбинский	- Δg	PR ₂	Гранитный массив	0-14(?)	Приурочен к разлому (0-42 км) ЮЗ простирания, проходящему на юге массива
5в	Верхнекийский	- Δg	PR ₂	" "	0-10	То же
5г	Каменский	+ Δg	PR ₂	Рифейские породы	0-13	Приподнятый блок рифейских пород; в интервале глубин 3-13 км сложен породами основного и среднего состава (σ = 2,76 ÷ 2,94 г · см ³)
5д	Чернореченский	- Δg	PR ₂	Гранитоиды	3-13	Гранитоиды перекрыты предположительно ровными образованиями
5е	Татарский	- Δg	PR ₂	" "	0-14	Горст с гранитоидами в ядре
5ж	Большепитско-Рудиковский	- Δg	PR ₂	Осадочные породы	0-4	Грабен в интервале глубин до 2,5-4,0 км, заполненный мезокайнозойскими и палеозойскими породами с плотностью 2,40-2,50 г · см ³ ; 5-12 км - среднерифейские филлиты; нижнепротерозойские граниты и мигматиты
5и	Татарско-Погромненский	- Δg		Массив нефелиновых сиенитов	0-2,4	
6	Кемчугский район	± Δg	MZ-KZ	Платформенные отложения	3-75	Северное ограничение - Кемчугский разлом (глубина заложения 75 км), восточное - разлом СЗ простирания (глубина заложения 25 км)
6а	Верхне-Кемчугский	- Δg	MZ-KZ	То же	3-75	Мощность мезокайнозойского чехла 2-3 км

таких аномалий. Эта процедура представляет собой в первом приближении районирование. Соображение (а точнее, признак), которое используется при районировании, — в первую очередь соотношение “размеров” аномалий и аномальных зон.

Процедуру районирования поля, которое предшествует количественной интерпретации, можно в значительной степени формализовать и алгоритмизировать, условившись о принципах соподчиненности аномалий и введя систему классифицирующих признаков. Правомерность и эффективность такого подхода не вызывает сомнения [см., например, работу Ю.М. Гусева [1976]], но представляет собой предмет специального исследования.

Но существует путь неформального предварительного районирования, когда аномалия или их система с самого начала связывается с геолого-геофизическим (аномалообразующим) объектом конкретного типа.

При блоково-слоистом типе устройства земной коры и верхней мантии естественным представляется районирование на основе разделения изучаемой территории на *блоки*. Геофизические признаки выделения блоков рассмотрены в гл. 1. Предварительное районирование, дополненное результатами последующей интерпретации, служит основой для составления схем промежуточного или окончательного геолого-геофизического районирования территорий.

На рис. 19 приведена схема районирования центральной и южной частей Енисейского кряжа и его обрамления по гравиметрическим данным [Вашилов и др., 1979], в основу которого заложен принцип разделения региона на блоки. Блоки выделяются как ячейки воссозданной сети разломов и отличаются друг от друга уровнем и знаком поля силы тяжести, степенью его дифференцированности и т.д. Геологический анализ обнаруживает различия и в тектонике и магматизме выделенных блоков (табл. 22). По результатам количественной интерпретации характеризуются глубинные параметры блоков и дается их плотностной разрез. На основе геологического осмысления результатов интерпретации делаются выводы об особенностях глубинной структуры и вещественного состава блоков, возможном возрасте глубинных образований и т.д. В пределах области, охватывающей центральную и южную части Енисейского кряжа и его обрамление, по гравиметрическим данным выделяется шесть районов: Ангаро-Канский — с повышенным полем силы тяжести; Енисейская шовная зона, аналогичная Ангаро-Канскому; Канско-Тасеевский, Канский, Заангарский и Кемчугский — пониженного поля силы тяжести с полосами сравнительно больших горизонтальных градиентов. Внутри некоторых районов проведено более детальное районирование. Использование данных других геофизических методов, в особенности магнитометрии и данных ГСЗ, сделало бы представленную схему районирования более детальной, полной и достоверной.

При анализе геофизических полей на территории северной и центральной частей Западной Сибири [Вашилов, 1970б, 1971] было выделено по принципу визуального районирования несколько зон — Средне-Обская, Пур-Тазовская, Приуральская, Ямало-Надымская и др., каждая из них характеризуется своим полигоном распределения глубин верхних и нижних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков. Из всех только полигон Ямало-Надымской зоны не удовлетворяет модифицированному критерию Бьенэмэ и медианному критерию серий (см. гл. 3), что расценивается как признак неправильного выделения этой зоны в виде единого по своей природе структурного элемента, в действительности состоящего из участков с разным типом глубинной структуры.

Отбраковка результатов районирования на основе оценки полигонов модифицированным критерием Бьенэмэ или иным непараметрическим статистическим критерием использовалась как технический прием неоднократно.

4.3.2. Полигоны частот глубин верхних и нижних ограничений плотностных и магнитных неоднородностей — основа представлений о глубинной структуре региона

Визуальное районирование является начальной стадией количественной интерпретации геофизических аномалий. Оно включает в себя первоначальное выделение интерпретируемых аномалий и их разделение на локальные и региональные. За районированием следует массовая количественная интерпретация выделенных аномалий и построение полигонов частот величин ξ_2 и ξ_1 . Полигоны являются основой всех дальнейших структурных построений и наиболее общих представлений о строении изучаемых территорий и акваторий (рис. 13–16, 18, 20–21).

Анализ полигонов частот глубин нижних ξ_2 и верхних ξ_1 ограничений позволяет выносить суждение о числе и среднестатистической глубине квазигоризонтальных границ раздела в исследуемом регионе и классифицировать блоки и разломы (квазивертикальные боковые ограничения блоков) по глубине заложения и затухания в верхней части [Fedinsky et al., 1968]. Так, глубины до верхних ограничений ξ_1 рассматриваются как максимально возможные, на которых разломы затухают вверху, до нижних ограничений ξ_2 — как минимально возможные глубины заложения разломов.

Анализ полигонов частот величин ξ_1 и ξ_2 позволяет в первом приближении говорить о существовании в Западно-Сибирской низменности пяти типов разломов по глубине заложения: меньше 14, 14–32, 32–50, 50–85 и свыше 85 км [Ващилов, 1971].

От региона к региону изменяются типы разломов и их число. Наибольший интерес представляет информация о разломах с глубинами заложения в верхней мантии. Так, на полигонах частот в Беринговом, Охотском, Японском морях и северо-западной части Тихого океана выделяются разломы с глубинами заложения 55–65, 75–80 и около 110 и 340 км, в восточном Средиземноморье — 65–75, около 95 и 115 км и т.д. (табл. 23).

Распределения мод верхних граней ξ_1 используются для типизации разломов по глубинам зон затухания их близ поверхности. Так, в районе Енисейского кряжа выделено четыре типа разломов, для которых $\xi_1 > 2$, $\xi_1 = 1 \div 2$, $\xi_1 = 0,2 \div 0,8$, $\xi_1 = 0 \div 0,2$ км; в Суйфунской впадине на Дальнем Востоке пять типов: $\xi_1 > 1,5$; 0,9–1,5; 0,6–0,9; 0,2–0,45; 0–0,15 км [Ващилов, Размышляев, 1969]. Сказанное выше об “эффективном” характере глубин нижних ограничений плотностных неоднородностей и возможном их распространении на большие глубины в полной мере относится и к глубинам затухания в “апикальных” частях разлома. Только в данном случае разломы могут продолжаться и вверх, выше отметок глубин ξ_1 , и речь идет о максимально возможной глубине. Всего выделено семь типов разломов и блоков по глубине заложения в верхней мантии. Поскольку глубины заложения и затухания вверху разломов и блоков тяготеют к квазигоризонтальным поверхностям разделов, то число классов и глубинные характеристики разломов соответствуют числу и глубине горизонтальных границ разделов.

Полигоны используются для предварительного отождествления мод со средними глубинами границ определенного типа. Сопоставление сейсми-

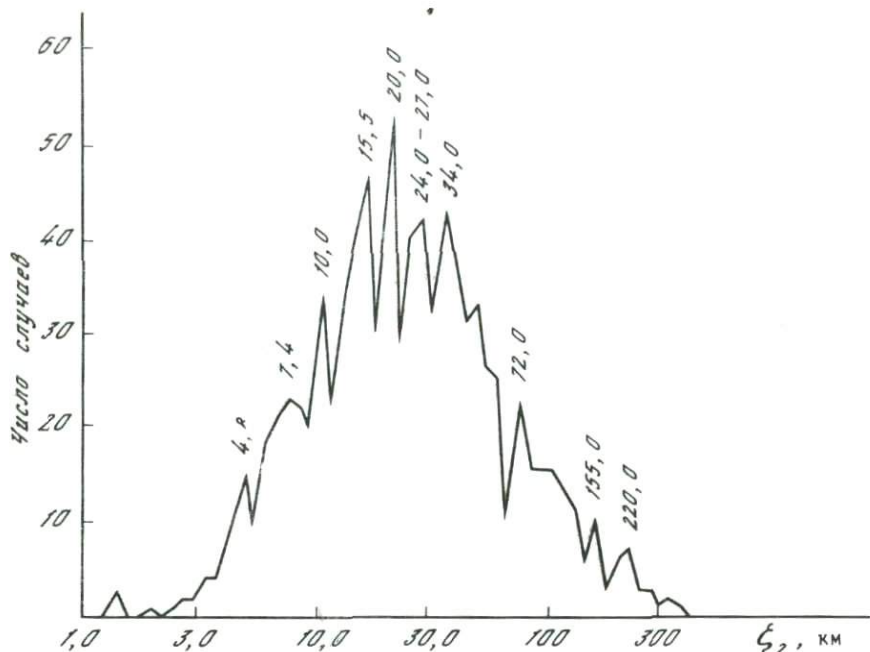


Рис. 20. Полигоны частот глубин нижних ограничений плотностных неоднородностей Северо-Востока СССР
Цифры — моды в км

ческих и гравиметрических данных о квазигоризонтальных поверхностях раздела, представленных в виде полигонов (см. рис. 15, 21), позволяет с большой вероятностью принимать допущение о соответствии мод полигона распределения ζ_2 глубинным поверхностям расслоения. По аналогии в районах, где сейсмические исследования не проводились, моду со значениями в интервале 20–30 км можно связать с поверхностью Конрада, а в интервале 35–45 км — с поверхностью Мохоровичича. Однако окончательное суждение выносится после петрологической интерпретации построенных по гравиметрическим данным разрезов и срезов (см. подразд. 4.4).

По особенностям полигонов выносятся суждения о некоторых свойствах выделяемых границ. Так, “расплывшийся” облик максимума полигона говорит о значительных колебаниях глубин до соответствующих границ (а также о возможной неустойчивости решения обратной задачи), остроимпульсный — о слабых. В Средне-Обской зоне значительные колебания испытывает граница М (33–55 км), кровля “базальта” (17–25 км), кровля фундамента и граница внутри нее; в Пур-Тазовской зоне — внутримантийная граница (65–80 км) и граница на глубинах 4–6 км; в Приуральской зоне — кровля “базальта” (17–27 км). В то же время граница М в Приуральской (36 км) и Пур-Тазовской (40 км) зонах, кровля “базальта” в Пур-Тазовской (17–19 км) и некоторые другие границы испытывают незначительные колебания [Ващилов, 1973а].

Анализ полигонов позволил выделить на основе только гравиметрических данных подкоровые границы раздела, каждой из которых присвоен индекс P_i (см. табл. 23). Характерно, что практически во всех регионах на суше и зонах перехода от материка к океану выделяется подкоро-

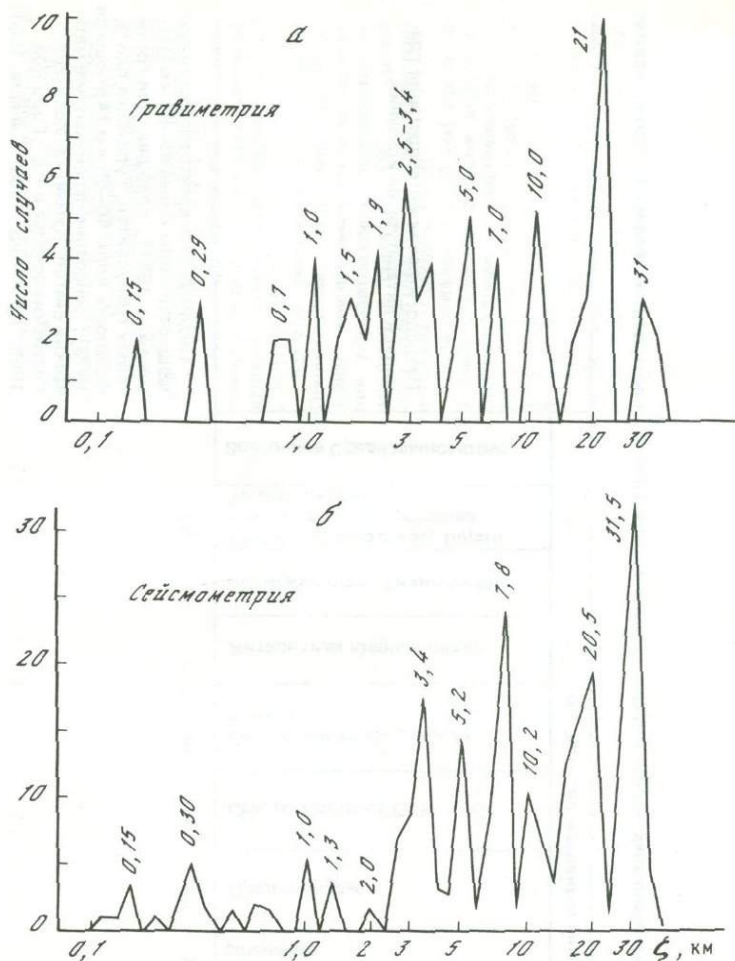


Рис. 21. Полигоны частот глубин нижних ζ_2 и верхних ζ_1 ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков (а) и сейсмических границ раздела (б) в юго-восточной части Татарского пролива [Ростова, 1983]

вая поверхность Π_2 на глубине в среднем около 70 км. Существование границы на этой глубине находит свое подтверждение во многих сейсмических и электрометрических данных [Ваньян и др., 1977; Гордиенко и др., 1981; Чало и др., 1971], однако природа ее, особенно на суше и акваториях, различна (явление взаимоперехода гетерогенных границ, см. подразд. 4.2).

Об ограниченных возможностях использования полигона частот глубин нижних ограничений ζ_2 намагниченных масс при решении структурных задач говорилось ранее (см. подразд. 4.1, 4.2).

Таблица 23

Подкорковые границы (П), выделенные на полигонах частот глубин нижних ограничений ξ_2 плотностных неоднородностей, классы среднеглубинных разломов

Номенклатурный индекс границы (П) и разлома (F)	Средняя глубина границы в регионе, км												Петрологическая интерпретация границы и литературный источник		
	Западно-Сибирская низменность (ЗСН)	Средне-Обская зона (ЗСН)	Пур-Тазовская зона (ЗСН)	Ямало-Надымская зона (ЗСН)	Приуральская зона (ЗСН)	Енисейский край и его обрамление	Предкавказье	Северо-Восток СССР	Северо-Запад Индийского океана	Антарктида Южный океан	Японские о-ва—Тихий океан	Японское, Охотское, Берингово моря и северо-запад Тихого океана		Восточное Средиземноморье	
П ₁ , F ₁	50-65	-	50	-	50-57	54	-	47	50-60	-	-	58		<p>Подошва перидотитового слоя при мощности коры менее 45-50 км [Паланджян, 1981], подошва слоя гранатовых грануллитов, Туранская плита, мощность коры 50-55 км [Артюшков, 1979]; основание первичных магматических очагов, Камчатка, Исландия, Гавайские острова и т.д. [Горшков, 1956; Грэй и др., 1968; Балеста, 1981]</p>	
П ₂ , F ₂	72	72	72	67	67	-	72	72	-	60-85	70	70	72		<p>Граница между пироксеновым и гранатовым пиrolитом [Рингвуд, 1981]; нижняя граница кварцевых эклогитов по В.С. Соболеву [Магматогенная кристаллизация... 1975]; подошва слоя шпинельсодержащих перидотитов и кровля гранатовых перидотитов и мантийных эклогитов (континент) [Лутц, 1974].</p> <p>Переход фракционированного остаточного перидотита в нефракционированный гранатовый пиrolит, США [Рингвуд, 1981]</p> <p>Кровля эклогитового слоя, район Примагаданы, автор, табл. 29 [Press, 1968]; минимальная глубина появления пиrolитов среди перидотитов на континенте [Рингвуд, 1981]; кровля слоя селективного полного плавления эклогита [Соболев, 1973]</p> <p>Зона появления (150 км) прослоев и линз алмазосодержащих эклогитов [Магматогенная кристаллизация... 1975; Лутц, 1974]; подошва слоя (150 км) плавления эклогитов [Соболев, 1973]</p> <p>Кровля эклогитового слоя — граница Лемана [Anderson, 1979a]; завершение образования гранатового пиrolита [Грин, и др., 1968]</p>
П ₃ , F ₃	88	-	-	-	-	-	88	-	-	-	-	-	95		
П ₄ , F ₄	90-120	107	96-110	-	100	-	-	100	-	-	-	110	115		
П ₅ , F ₅	130-140	-	125-140	-	-	-	-	160	120-140	120	125	-	-		
П ₆ , F ₆	-	-	180	-	-	-	-	220	220	-	180	-	-		
П ₇ , F ₇	-	-	-	-	-	-	300-350	-	-	300	-	340	-		

4.3.3. Изучение разломов и блоков на количественной основе

Здесь рассматриваются следующие вопросы: 1) классификация разломов и блоков по глубине заложения и проникновения вверх; 2) определение глубинных параметров конкретных разломов и блоков; 3) составление схем разломов и блоков, классифицированных по глубинности, и их анализ; 4) исследование закономерностей простирания разломов; 5) расчет амплитуд раздвигов.

1. Принципы классификации разломов и блоков по глубине заложения и проникновения вверх, которые реализуются путем анализа мод полигонов частот величин ξ_1 и ξ_2 , рассмотрены и проиллюстрированы в предыдущем подразделе и в гл. 2. Впервые типизировал разломы по глубине заложения В.Е. Хаин [1957], который, используя данные сейсмологии о трех классах землетрясений по глубине их очагов, разделил разломы на сверхглубинные (400–700 км), среднеглубинные (70–400 км) и подкоровые глубинные (до 70–100 км). Автором поставлен вопрос о той минимальной глубине заложения разломов, начиная с которой их можно рассматривать как глубинные [Вацилов, 1966]. Предложено называть просто *разломами* квазивертикальные разрывные нарушения, которые проникают до уровней массовой активизации вещества; их минимальная глубина определяется на континентах как глубина максимального проникновения батолитоподобных существенно гранитных массивов. Систематизируя имеющиеся геофизические данные (см. подразд. 4.1), автор пришел к выводу, что минимальная глубина заложения разломов составляет 10–15 км, и этот тип разломов предложено называть “надгранитным”. Имеется в виду, что надгранитные разломы пересекают толщу пород над кровлей “гранитного” слоя. По такому же принципу выделяются разломы “надбазальтовые”, “внутрибазальтовые”, коровые, причем “внутрибазальтовые” располагаются над кровлей базит-гипербазитового слоя (см. подразд. 4.4) или иной границей раздела внутри “базальта”, а коровые пересекают земную кору, не проникая в мантию. Преимущественные глубины заложения разломов конкретного класса варьируют от региона к региону. Идеи такой естественной классификации разломов по глубине заложения содержались уже в работах Т.Н. Ивановой [1964], Б.Я. Хоревой [1964] и др.

На океанах к разломам следует относить разрывные нарушения с глубиной заложения, равной мощности океанической коры 10–12 км и более.

В соответствии с числом мод на полигонах разных акваторий и территорий Земли выделяются семь типов среднеглубинных разломов, т.е. заложившиеся в слое в верхней мантии (табл. 24). Разломы типа F_1 и F_2 на океанах и $F_2 - F_5$ на материках, по-видимому, связаны корнями с кровлей астеносферы (точнее, астеностраты). Об этом, кроме приведенных выше данных сейсмических исследований (см. рис. 16), свидетельствуют результаты глубинного электромагнитного зондирования (ГЭМЗ) верхней мантии (табл. 24).

Классификация разломов по глубине их проникновения вверх важна для выделения в разрезе и плане участков горизонтального срыва и перемещения “литопластин” тектоносферы. Классификация блоков по глубинности аналогична классификации разломов с той лишь особенностью, что блоку присваивается глубина заложения разлома минимальной глубинности из числа тех, которые его оконтуривают.

2. Глубины заложения конкретных разломов определяются по результатам интерпретации аномалий силы тяжести и в значительно меньшей степени по магнитным данным. Сейсмическая информация ввиду обычно малой плотности профилей ГСЗ привлекается спорадически, но она может

Таблица 24

Слои повышенной электрической проводимости в земной коре и верхней мантии (астеносфера)

Регион	Глубина проводящего слоя, км	Проводимость, сим	Источник информации
Тихий океан вблизи Калифорнии	100—200	$2 \cdot 10^4$	[Ваньян, 1981]
Запад США	70—170	$(3 \div 5) \cdot 10^4$	—
Юго-Восточная Камчатка	Отсутствует	—	[Смирнов, 1981]
Вулканические районы Камчатки	8—15	$(3 \div 4) \cdot 10^3$	[Мороз, 1981, 1982]
30—50	—	—	—
Западная Камчатка и Охотское море	100—150	—	То же
Северо-Восток СССР, верховья р. Алазеи	85—120	—	А.Е. Максимов, 1978 г.
Северо-Восток СССР, Охотско-Чукотский вулканический пояс	60—140	—	То же
Балтийский щит	75 ± 20	—	[Волков и др., 1981]
Балтийский щит, Мурманский выступ	70	50	[Краснобаева и др., 1981]
Сибирская платформа	70—90	$(1,1 \div 1,3) \cdot 10^3$	То же
Тунгусская, Вилюйская, Присаяно-Енисейская синеклизы	100	$(1 \div 2) \cdot 10^4$	[Поспеев, Михалевский, 1981]
Анабарская, Байкитская антеклизы	Отсутствует	—	То же
Непская антеклиза	200—300	$(4 \div 5) \cdot 10^3$	—
Восточно-Европейская платформа, Русская плита	70—90	$(1,1 \div 1,3) \cdot 10^3$	[Краснобаева и др., 1981]
Западно-Сибирская плита	80—120	$(0,2 \div 2) \cdot 10^3$	[Кулик и др., 1981]
Туранская плита	80—120	$(0,2 \div 2) \cdot 10^3$	То же
Ташкентско-Голодно-степский прогиб	140—170	10^4	[Таль-Вирский и др., 1981]
Юго-восток Туранской плиты	30—70	—	[Басов и др., 1981]
100	—	—	—
Скифская плита	80—120	$(0,2 \div 2) \cdot 10^3$	[Кулик и др., 1981]
Казахстан, горные районы	170—210	—	[Альмуханбетов и др., 1981]
Казахстан, впадины	90—140	—	—
Крым	100—145	$(0,5 \div 0,8) \cdot 10^3$	[Гордиенко и др., 1981]
Отсутствует	—	—	[Креймер, Рокитянский, 1981]
Кавказ	100—350	—	[Гугунава, 1981]
Азербайджан, г. Саатлы	60—160	—	[Агакулиев и др., 1981]
260	—	—	—
Область альпийской складчатости Европы	80	$(4 \div 6) \cdot 10^3$	[Кулик и др., 1981]
Горные сооружения, межгорные и предгорные впадины Тянь-Шаня	70 ± 18	$(3 \div 7) \cdot 10^3$	[Таль-Вирский и др., 1981]
Сурхандарьинская впадина	—	—	—
Южный Тянь-Шань	100—200	$(4 \div 5) \cdot 10^3$	—
Средний Урал	140—160	$2 \cdot 10^3$	[Краснобаева и др., 1981]
Присаянье	200—350	$(4 \div 5) \cdot 10^3$	[Поспеев, Михалевский, 1981]
Восточные Саяны	100	$2 \cdot 10^4$	То же
Приенисейский шов	300	$5 \cdot 10^3$	"
Байкальский рифт	100	$2 \cdot 10^4$	"

в значительной мере уточнить и дополнить сведения о глубинности разломов (см. рис. 8 и подразд. 4.2).

Для каждого разлома подсчитывается несколько значений ζ_2 . За глубину заложения принимаются максимальные значения ζ_2 . В результате интерпретации получают глубину нижнего ограничения верхней, "эффективной", части плотной неоднородности. Действительная глубина заложения разлома и нижнего ограничения блока получается в тех редких случаях, когда скачок плотности на всю глубину разреза составляет в среднем одну и ту же небольшую величину $\Delta\sigma$. Разломы не могут уходить вниз глубже слоев с пониженной вязкостью, например астеносферы. Если исходить из представлений о повсеместном непрерывном распространении слоев пониженной вязкости, то большая глубина заложения может получиться лишь для ныне активных или подновленных современными движениями разломов. Максимальную глубину на всем своем протяжении разломы имели, по-видимому, лишь в начальный период своего существования, для которого характерна максимальная тектоническая активность.

При наличии нескольких максимальных значений ζ_2 одного класса, характеризующих разлом, за глубину заложения принимается среднее из этих значений. В случае единичного максимального значения ζ_2 брались пределы изменения этих глубин; например, в Западной Сибири Юрибейско-Верхнедемянский разлом имеет $\zeta_2 = 40 \div 100$ км.

В работе автора [1973а] приведены результаты определения порядка глубинности разломов по гравиметрическим и отчасти магнитным и сейсмическим данным на примере центральной и северной частей Западно-Сибирской низменности. Из их анализа следует, что глубину заложения около 70 км имеют 50% всех разломов, 30–40 км – около 40%, Среднеобский, совпадающий с западным отрезком Транссибирского широтного линеймента Драгунова, и Сосьвинско-Демьянский разломы имеют глубину заложения 130–230 км.

Для территории Западной Сибири используется *ретроспективный* подход к классификации разломов по глубине – всему разлому приписывается один максимальный по результатам вычисления класс глубинности. Такая схема призвана отразить глубину разлома в момент его возникновения.

При *структурном* подходе ставится задача отразить глубину разлома в данный момент. Выбирается такой класс глубинности, которому соответствует наибольшее число значений ζ_2 на отрезке. Такой принцип принят при построении схем разломов Енисейского кряжа и соседних структур (см. рис. 3 и 19).

3. Различные по *принципу* построения схемы разломов и блоков, классифицированных по глубине заложения и проникновения вверх, представлены на рис. 3, 4 и 19.

Наиболее полное представление о блоковой тектонике района и принципах построения схемы дает рис. 3, на котором показан бассейн рек Зырянки и Чернышки – правых притоков р. Енисей. Здесь нанесены и изолинии поля силы тяжести, по которым выделены разломы, и интерпретационные профили с результатами расчетов величин ζ_1 , ζ_2 , $\Delta\sigma$ а разломы классифицированы как по глубине заложения, так и по глубине проникновения вверх. Схема разломов центральной и южной частей Енисейского кряжа и его обрамления (см. рис. 19) освобождена по сравнению с предыдущей схемой лишь от изоаномал поля силы тяжести. На схеме разломов Предкавказья [Ващилов, 1973а] не показаны только глубины затухания разломов у поверхности.

Наиболее генерализованной является схема разломов центральной и северной частей Западно-Сибирской плиты [Ващилов, 1973а], полностью

освобожденной от всякой числовой нагрузки. Рассмотрим на ее примере приемы построения схем такого типа. Многочисленные разломы не образуют бессистемной структуры типа "битой" тарелки. Большинство разломов являются элементами сети разломов, образовавшейся в результате наложения новообразованных разрывов на унаследованную сеть. Ячейки сети использовались при формировании блоков, имеющих вследствие этого полигональные очертания в плане.

Каждый из разломов на отдельных своих участках выделяется или одновременно по гравитационным и магнитным данным, или только по полосам повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести и аномалиям ΔT_A в отдельности, или не выделяется в указанных физических полях вообще. В таком случае положение его определяется интерполяцией.

Для выяснения степени достоверности выделения разломов по линейным зонам повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести и полю ΔT_A введен коэффициент интерполяции I , который определяется по формуле

$$I = (L - L_1) / L, \quad (4.3.1)$$

где L — общая длина разлома; L_1 — протяженность участка разлома по зонам повышенных горизонтальных градиентов и аномалиям ΔT_A . Из формулы следует, что при $I = 0$ разлом проявляется в поле силы тяжести на всем своем протяжении. При $I = 1$ разлом в геофизическом поле не выражен. Так, на схеме разломов Северо-Востока СССР [Шило и др., 1979в] показаны некоторые разломы с $I > 0,25$, а также разломы, установленные по комплексным особенностям аномалий поля силы тяжести: по линейным аномалиям, торцевым их сочленениям, изгибам полос повышенных горизонтальных градиентов и др.

Предполагается, что на участках интерполяции разломы могут быть выделены по совокупности иных признаков (геофизических, геологических и геоморфологических) или рассматриваемые разломы на этих участках залечились, зарубцевались и на протяжении длительного времени находятся в латентном (спячем) состоянии.

При воссоздании сетки меридиональных и широтных разломов, образовавшихся предположительно ранее других на этапе, когда земная кора была относительно однородной, приходилось интерполировать на значительно большие расстояния, чем при проведении нитей разломов диагональных простираний. Система меридиональных и широтных разломов оказывала существенное влияние на формирование структурного плана на различных этапах геологической истории региона. Отдельные элементы системы этих разломов усваивались разломами более позднего происхождения. Так, Омско-Карским дуговым разломом были переработаны и включены в его систему отдельные участки разломов меридионального простирания Вахско-Мамонтовского и Евояхско-Аганского Западно-Сибирской низменности [Вашилов, 1973а].

При построении сетки разломов по полосам повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести часто наблюдаются такие ситуации, когда в одну "нить" сетки попадают полосы горизонтальных градиентов противоположного знака (см. рис. 5). Это означает, что сама "нить" образовалась значительно раньше в геологических масштабах времени, чем инверсия разделяемых ею плотностных неоднородностей, явившаяся результатом автономной последующей жизни отдельных отрезков разлома. По смещению отдельных параллельных нитей сетки разломов в плане, по искривлению разломов устанавливаются местоположение сдвигов и их горизонтальная амплитуда (см. рис. 1, 4 и 22).

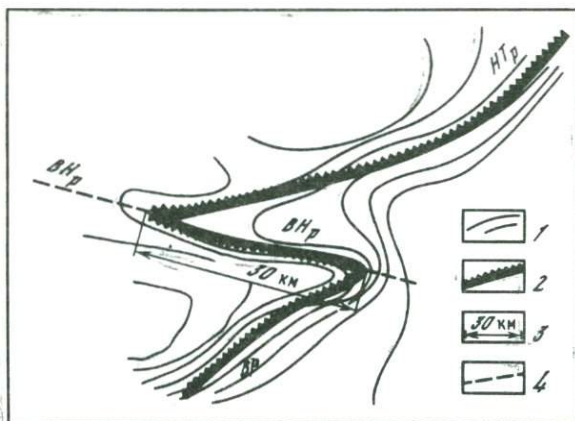


Рис.22. Зона возможного Великореченско-Ныгчеквеемского глубинного сдвига (ВНр), разорвавшего единую систему Ныгчеквеем-Туманского (НТр) и Верхне-Ныгчеквеемского (Вр) глубинных разломов

1 — изоаномалы Δg ; 2 — разломы, выделенные по полосам максимальных горизонтальных градиентов поля силы тяжести; 3 — возможная амплитуда сдвига; 4 — предполагаемое положение Великореченско-Ныгчеквеемского глубинного разлома, не выделяющегося в поле силы тяжести

Статистические исследования сетки разломов указывают на существование каких-то преобладающих расстояний между разломами определенной ориентировки [Шерман, 1977; Щило, Ващилов, 19796].

4. Статистические исследования простираения линейных элементов гравитационного и магнитного полей (разломов) проводятся путем построения и анализа полигонов и роз простираения [Ващилов и др., 19706, 1978, 1979]. Последние являются своеобразной формой полигонов частот случайной величины — простираения разломов. Розы-полигоны имеют линейную шкалу азимутов. Выбор линейной шкалы обусловлен постоянством абсолютной погрешности определения исследуемой величины — угла простираения вытянутого элемента поля. На розах простираения линейных элементов геофизического поля вдоль луча, проведенного через определенное число градусов (величина полуинтервала), откладывается длина полос повышенных горизонтальных градиентов $\partial \Delta g / \partial x$ и записывается общее их число. Сумма длин пропорциональна вероятности существования полос данного простираения. Характерной чертой диаграмм и роз простираения линейных элементов гравитационного и магнитного полей, мегатрещиноватости, разрывов и т.д. является наличие острых импульсов, превосходящих по амплитуде все остальные. Импульсы часто соответствуют широтным и меридиональным ориентировкам линейных элементов.

Несмотря на явное преобладание, ортогональные элементы — меридиональные и широтные — обычно не имеют яркого выражения на планах и картах. Напршивается аналогия с резонансными эффектами из области техники или с проблемой выделения слабых сигналов с узким спектром характеристик на фоне помех.

Линейные элементы геофизических полей интерпретируются как разломы, причем часть из них является разломами слепыми, не проявляющимися на дневной поверхности. Образование системы меридиональных и широтных разломов, например Азиатско-Австралийского суперлинеамента и ему подобных образований (см. гл. 1), связывается с изменением фигуры

Земли на ранних этапах ее развития, когда возникли главные каналы дифференциации мантии Земли.

На розе простираций линейных магнитных неоднородностей нередко вдоль радиуса откладывается мера линейности $l = (L/S - 1)$, где L — длина линейного элемента поля ΔT_A ; S — ширина. Мера линейности равна нулю при $L = S$.

5. Оценка величины раздвиг по результатам интерпретации магнитных и гравитационных аномалий выполнена на профиле в междуречье р. Колыма—р. Индигирка в бассейнах р. Седедема и верховьев р. Алазея [Ващилов и др., 1982].

Фиксируемые моногеничными положительными магнитными и гравитационными аномалиями зоны представляют по существу ослабленные участки повышенной глубинной трещиноватости, куда внедрились интрузии. На этих участках происходит разрушение, деструкция континентальной коры в результате заполнения указанных зон магматическими поступлениями основного состава. Сами эти зоны нередко имеют в плане изометричные очертания, а не линейно вытянутые, как это свойственно разломам. Зная ширину S_T линейной зоны и разность плотности $\sigma_M - \sigma_B$ между породами, в которых образовалась глубинная трещина (σ_B), и заполнившими ее магматическими образованиями (σ_M), а также определенную в результате интерпретации избыточную плотность пород в зоне трещины $\Delta\sigma = \sigma_T - \sigma_B$ (σ_T — плотность пород трещины), можно рассчитать амплитуду раздвиг S по формуле

$$S = \frac{\Delta\sigma}{\sigma_M - \sigma_B} S_T. \quad (4.3.2)$$

Так, для одного из линейных блоков на юго-восточном конце профиля были приняты следующие исходные значения: $S_T = 12$ км, $\Delta\sigma = 0,1$ г/см³, $\sigma_M = 2,80$ г/см³, $\sigma_B = 2,60$ г/см³. Величина амплитуды раздвиг оказалась равной 6 км. Аналогичным образом были подсчитаны амплитуды раздвигов в пределах других блоков пород повышенной плотности.

Суммируя амплитуды раздвиг, получаем, что на 80-километровом отрезке в мезозое произошло расширение земной коры на 13 км, т.е. на 16%. Аналогичные подсчеты на северо-западном окончании профиля с условным учетом ширины зон трещиноватости на тех участках, где интерпретация аномалий оказалась затруднительной, дают суммарную амплитуду раздвиг на 100-километровом участке 7 км, т.е. относительное расширение земной коры составило 7%.

Таким образом, северо-западнее Алазейского плоскогорья степень растяжения земной коры оказалась ниже, чем к юго-востоку. Эта оценка сохранится и при выборе самых неблагоприятных, но реальных значений параметров в формуле (4.3.2).

4.3.4. Разрезы земной коры и верхней мантии

Схемы разломов и блоков, на которые вынесены интерпретационные профили и результаты количественной интерпретации аномалий магнитного поля и поля силы тяжести (см. рис. 3), используются для построения глубинных разрезов. На разрез наносятся вертикальные разрывы, пересекаемые профилем, и проектируются нижние и верхние ограничения гравитирующих и магнитных масс. Глубины распространения разлома или блока вверх и вниз определяются по соответствующим величинам ζ_1 и ζ_2 . В случае отсутствия расчетов глубины заложения и проникновения вверх разло-

мов принимаются условно на основе косвенных соображений. На глубинный разрез проектируются те нижние и верхние грани разноплотных блоков, которые или пересекаются линией разреза на карте, или находятся в непосредственной близости от нее.

Верхние и нижние грани тяготеют к определенным уровням — квазигоризонтальным границам раздела. Они обозначены вертикальной штриховкой, высота которой составила 10–15% от ее глубины, т. е. устанавливалась в зависимости от абсолютной ошибки определения глубины [Ващилов, 1973а].

Вся территория покрывается системой пересекающихся профилей. В местах их пересечения на разрезах наносится глубины взаимосвязанных интерполируемых квазигоризонтальных границ. Анализ разрезов в разных регионах показывает, что разным блокам соответствует различное число и глубина границ. Глубины до одноименных границ при переходе от блока к блоку, по-видимому, могут меняться скачкообразно, однако эти скачки часто соизмеримы с погрешностями определения глубин.

Чтобы правильно определить положение верхних и нижних ограничений в плане, необходима дополнительная геолого-геофизическая информация.

На некоторых разрезах нагрузка верхних частей значительно больше, чем внизу, поскольку информация о структуре убывает с глубиной. Увеличение абсолютной погрешности определения глубин с ростом последней выражается в росте вертикальных размеров штриховки. Стремление отразить с одинаковой детальностью верхние и нижние части разреза не всегда может быть осуществлено на разрезах с линейным вертикальным масштабом, и тогда складывают по вертикали логарифм глубины [Ващилов, 1973а]. Разрезы с логарифмической шкалой глубин имеют рассредоточенную графическую нагрузку по вертикали.

Отожествление слоев и границ раздела на разрезах с известными конкретными геолого-географическими поверхностями тектоносферы без привлечения дополнительной информации связано с определенными трудностями (см. п. 4.3.1). Поэтому к анализу привлекают получаемые в результате расчетов величины относительного латерального изменения плотности $\Delta\sigma$ (значительно реже намагниченности ΔI) на вертикальных ограничениях блоков, реализуя петрофизическую и петрографическую интерпретацию.

4.3.5. Схемы изогипс квазигоризонтальных поверхностей раздела тектоносферы

Закономерное тяготение нижних и верхних ограничений плотностных и магнитных неоднородностей к определенным квазигоризонтальным границам раздела в земной коре и верхней мантии используется для установления их примерного положения и построения схем изогипс указанных поверхностей в обычном и глыбово-слоистом вариантах, которое возможно даже без какого-либо привлечения иных, кроме гравиметрических, данных, например ГСЗ.

При исследовании полигонов распределения величин ζ_1 и ζ_2 , построенных для всей Западно-Сибирской низменности и отдельных тектонических зон, выделено 12 квазигоризонтальных границ земной коры и верхней мантии (табл. 25). Анализ таблицы показывает возможность появления в отдельных случаях фиктивной многослойности за счет границ, распространенных неповсеместно. Фактической основой построения схем изогипс и тенденций изменения глубин поверхностей раздела является схема разломов с числовой интерпретационной нагрузкой и система увязанных

Таблица 25

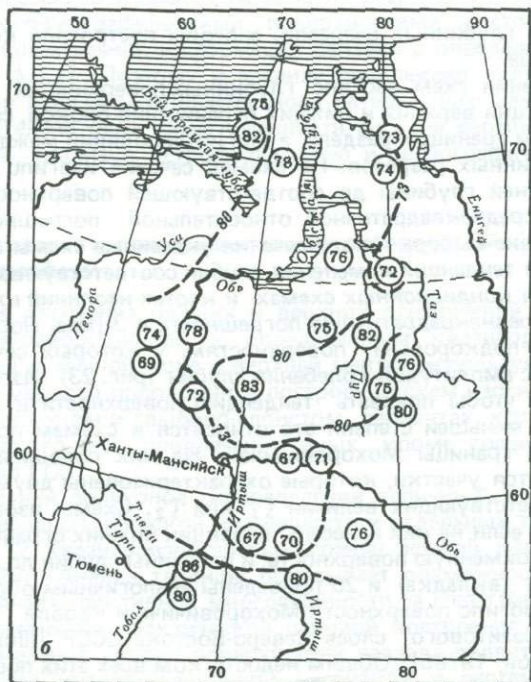
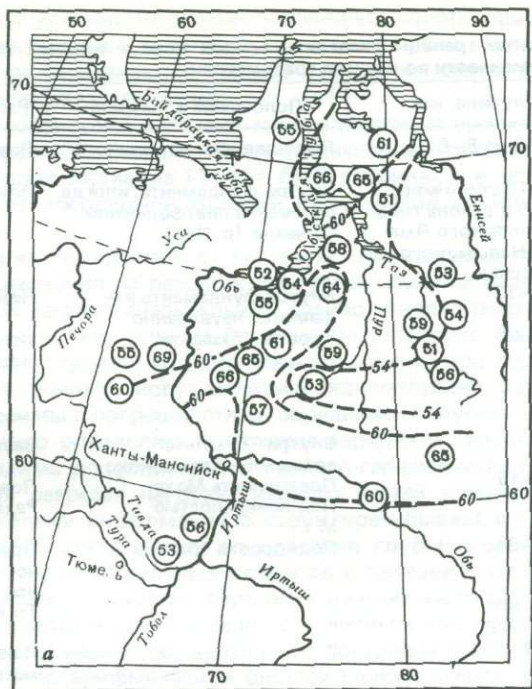
Горизонтальные границы раздела в земной коре и верхней мантии Западно-Сибирской низменности по данным гравиметрии

Индекс	Глубина, км	Положение в разрезе	Распространенность
Г-1	От 0 до 5—6	Подшва платформенного чехла	Повсеместная
Г-2	6—10 устойчиво, 8—9 в районе гипотетического Ямало-Надымского массива	Внутри фундамента, иногда основание платформенного чехла (р. Пур)	Почти повсеместная
Г-3 (Г-2?)	10—13	Внутри фундамента выделяется неуверенно	Незначительная
Б-1	20—25	Кровля "базальта"	Повсеместная
Б-2 (Г-3 или Г-2)	20	?	Незначительная
Б-3	30	Внутри "базальта", возможна связь с Мохо	Зауралье
М-1	35—45	Поверхность Мохо	Повсеместная
М-2	50	Под поверхностью М-1	Редкая
П-1	50—65	Подкорковая граница	Предположительно-повсеместная
П-2	70—80	" "	То же
П-3	90—120	" "	" "
П-4 (П-3?)	130	" "	Ямало-Гыданский массив

между собой глубинных разрезов, способы построения которых рассматривались выше.

В составлении схем изогипс глубинных поверхностей раздела используются проекции верхних и нижних ограничений блоков, соответствующих определенным границам раздела, а для интерполяции между проекциями — система глубинных разрезов. На схемах сечение изогипс берется равным 10—15% средней глубины до соответствующей поверхности, т. е. равным по величине среднеквадратичной относительной погрешности интерпретации. Вследствие выбора такого сечения указанные схемы правильнее называть схемами тенденций изменения глубин соответствующих поверхностей, поскольку на кондиционных схемах и картах изолиний их сечение должно превышать среднеквадратичную погрешность в 3 раза. Последнее особенно относится к подкорковым поверхностям, у которых сечение изолиний соизмеримо с амплитудой колебания глубин (рис. 23). Изолинии проводятся для того, чтобы показать тенденцию поверхности к погружению или поднятию. В меньшей степени это относится к схемам поведения кровли "базальта" и границы Мохоревича. На них сплошными изолиниями оконтуриваются участки, которые охарактеризованы двумя и более значениями соответствующих величин ξ_1 или ξ_2 . Схемы изогипс во многом выигрывают, если на них нанесены проекции нижних ограничений ξ_2 , выходящие на одноименную поверхность, и величины глубин до них.

На рис. 24 (вкладка) и 25 приведены аналогичным образом составленные схемы изогипс поверхности Мохоревича и кровли "базальтового" и "базит-гипербазитового" слоев Северо-Востока СССР [Шило и др., 1979в; Шило, Вашилов, 1979б]. Общим недостатком всех этих построений является то, что они осуществлены без привлечения системы глубинных разрезов,



изогипс горизонтальных поверхностей раздела верхней мантии П-1 (а) центральной и северной частей Западно-Сибирской низменности жках — глубины по результатам интерпретации до соответствующих ий плотностных неоднородностей

роведена петрофизическая и петрографическая интерпрета- к тому же возможность явления взаимоперехода по раз- нных границ, расположенных примерно на одном уровне 4.2), можно предполагать, что на отдельных участках схем быть расположены совсем не те поверхности, схема кото- я. Так, кровля погруженного "базальтового" слоя может за кровлю "базит-гипербазитового" слоя или поверхность /ущенного "гранитного" слоя — за поверхность Конрада

т глубинных "геофизических" границ амплитуда вариаций 'боко залегающих поверхностей раздела в районах слож- 1 составляет значительную долю от общей их глубины, что ации приводит к увеличению относительной погрешности еличины ξ_1 , по которой и строятся поверхности, в сразне- адокс интерпретации, см. гл. 2). Несмотря на отсутствие : предпосылок, построение схем изогипс неглубоких по- здела оказывается иногда возможным, например, в районах рференцированным рельефом этих поверхностей, особенно елении глубин использовался комплекс геолого-геофизи-

эте автора [Вацилов, 1970а] приводится схема изопахит рригенного верхоянского комплекса юго-восточной части ий складчатой зоны. Она составлена с использованием дан-

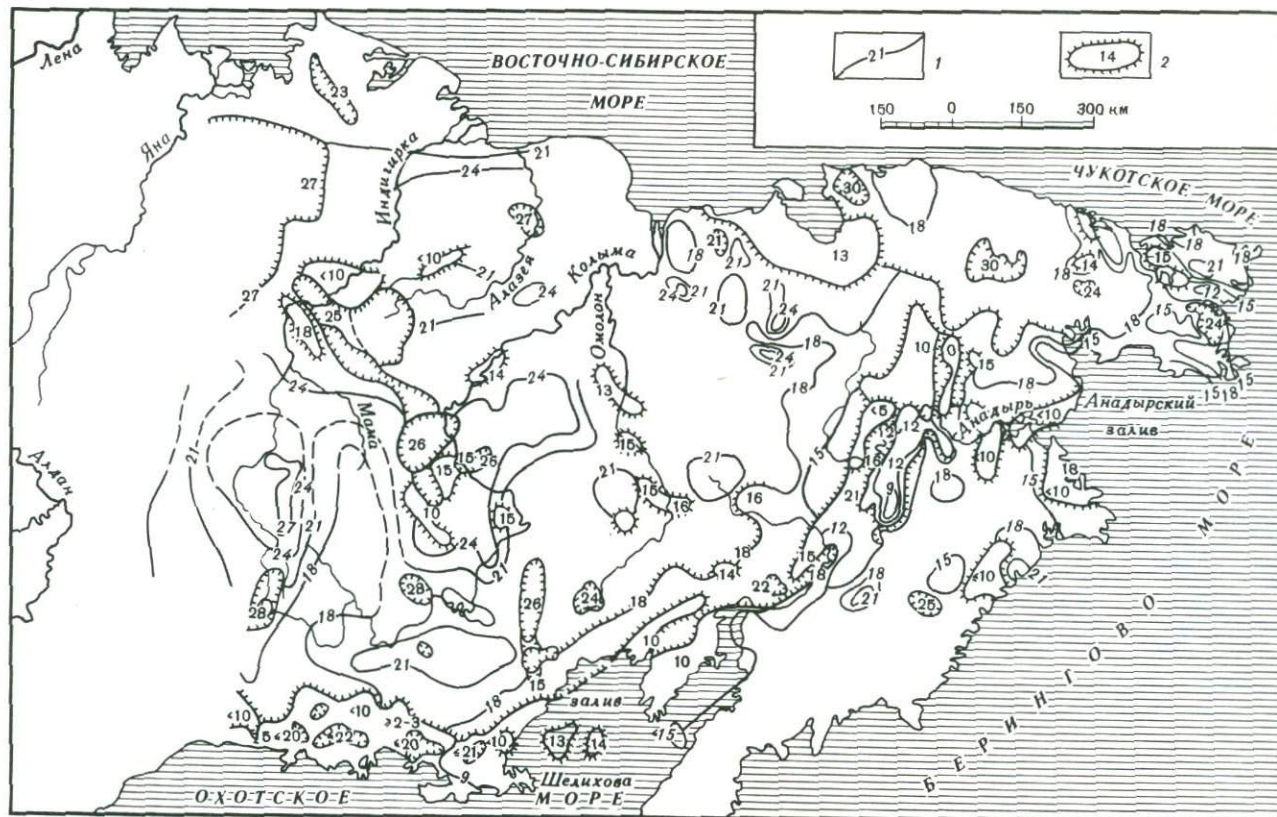


Рис. 25. Схема изогипс кровли "базальтового" и "базит-гипербазитового" слоев Северо-Востока СССР

1 — изогипсы кровли "базальтового" и "базит-гипербазитового" слоев; 2 — участки скачкообразного изменения границы (бергштрихи показывают направление увеличения глубин)

ных гравиметрии, магнитометрии (по ξ_r) и ГСЗ. Сопоставление глубин основания, полученных разными методами, показывает, что относительные погрешности определения глубин составляют в среднем величину около $\pm 10-20\%$.

Схемы структур поверхности докембрийского фундамента юго-западной части Днепровско-Донецкой впадины [Ващилов, 1973а] составлены по результатам интерпретации билогарифмическими палетками гравитационных аномалий и геолого-геофизическим данным. Они близки между собой, хотя в первой ярче выражена концепция блоковой структуры фундамента.

Б. Бхаттхария и Л. Лей-куанг [Bhattacharyya, Leu Lei-kuang, 1975] по нижним ограничениям намагниченных масс составили схему изогипс изотемпературной поверхности точки Кюри Йеллоустоунского парка. Однако ввиду малой точности интерпретации магнитных аномалий степень ее достоверности внушает некоторые сомнения.

4.3.6. Плотностные разрезы и срезы и построение объемных петрофизических и петрографических моделей

Количественная интерпретация аномалий силы тяжести и магнитного поля позволяет получить информацию не только о пространственных параметрах плотностных и магнитных неоднородностей в форме блоков ξ_1 и ξ_2 , но и о величине латерального изменения плотности $\Delta\sigma$ и намагниченности ΔI на границе двух блоков. Систему блоков, полученных в результате интерпретации, можно срезать на какой-то глубине плоскостью и построить схему плотностных и магнитных неоднородностей — относительных приращений плотности $\Delta\sigma$ и намагниченности ΔI от блока к блоку. Если "идти" по такому срезу замкнутыми полигонами, получаются невязки $\delta\Delta\sigma$ скачков плотности $\Delta\sigma$. Ввиду ограниченных возможностей магнитометрии как метода массовой интерпретации в дальнейшем речь будет идти в основном о гравиметрии. Величины невязок служат объективными критериями точности определений приращений плотности. Относительная погрешность определения плотности, оцененная по результатам повторных расчетов, в среднем составляет 20%. Эти данные получены в результате использования выборки в первые тысячи проинтерпретированных аномалий. Величины невязок разбрасываются пропорционально изменению $\Delta\sigma$. Чем выше плотностная контрастность, тем выше должно быть значение невязки при прочих равных условиях. Так, для территории Северо-Востока СССР [Шило и др., 1979в] величина невязки для нескольких замкнутых полигонов была, как правило, меньше $0,05 \text{ г/см}^3$ (рис. 26).

Глубины верхних и нижних ограничений блоков рассчитываются с некоторой погрешностью. Надежность выделения плотностных неоднородностей на схемах тем ниже, чем ближе к верхней или нижней грани блока проходит линия среза. Она может быть оценена с привлечением простейших вероятностных соображений.

Вероятность пропуска P_{Π} плотностной неоднородности (вероятность совершить ошибку первого рода) равна

$$P_{\Pi} = 0,5 - P(\xi_1 - \delta\xi_1 < R < \xi_1), R = \xi_1 - \delta\xi_1, \quad (4.3.3)$$

$$P_{\Pi} = 0,5 - P(\xi_2 + \delta\xi_2 > R > \xi_2), R = \xi_2 + \delta\xi_2, \quad (4.3.4)$$

и вероятность ложного нанесения P_{Π} плотностной неоднородности (вероятность ошибки второго рода)

$$P_{\Pi} = 1 - P(\xi_2 - \delta\xi_2 < R < \xi_2) - P(\xi_1 + \delta\xi_1 > R > \xi_1). \quad (4.3.5)$$

Здесь ξ_1 и ξ_2 — вычисленные глубины верхнего и нижнего ограничений плотностных неоднородностей; R — глубина плоскости среза; $\delta\xi_1$ и $\delta\xi_2$ — смещение плоскости среза соответственно относительно ξ_1 и ξ_2 .

Если плоскость среза R проходит выше плотностной неоднородности на величину среднеквадратичной погрешности определения $\Delta\xi_1$, то вероятность P_n пропуска составит около 0,16. Срез каждой конкретной территории характеризуется средней величиной вероятности ошибки первого и второго рода.

В свете высказанных соображений намечается путь, следуя которому выбирают такую глубину среза, чтобы риск совершить ошибку первого и второго рода был минимальным. Глубины среза, удовлетворяющие условию минимума риска, — это те глубины, которым на полигоне частот величин ξ_1 и ξ_2 соответствуют межмодальные классовые интервалы с минимальными частотами (см. гл. 3).

Чтобы перевести увязанную схему относительных приращений плотности в схему абсолютных ее значений, необходимо определить абсолютную величину плотности хотя бы в одной точке на схеме относительных приращений. Существуют разные пути оцифровки схем. Можно, например, пересчитать скорости распространения продольных сейсмических волн в плотность на тех профилях ГСЗ, где скорости рассчитаны достаточно уверенно. Однако анизотропия скоростей сейсмических волн является сзма по себе причиной больших разбросов при определении в абсолютных значениях плотностей.

Нами широко использован геолого-гравиметрический метод определения абсолютных величин плотности на так называемых эталонных участках, т. е. на участках, где значения силы тяжести получены с значительно более высокой деятельностью и точностью, достаточно хорошо изучены геология и плотность поверхностных образований.

Так, в основу плотностного среза на глубине 10 км (см. рис. 27), построенного для территории Северо-Востока СССР путем интерпретации многих сотен аномалий, легли результаты изучения абсолютных значений плотности на двух эталонных участках: Средне-Кавинском и Туромчинском [Вашилов и др., 1982]. Они детально изучены гравиметрическими и геологическими методами, а плотность исследована на основе измерения плот-

Рис. 26. Схема плотностных неоднородностей Северо-Востока СССР на уровне 10 км. Плотность пород, г/см³: I — меньше 2,70; II — 2,70–2,77; III — 2,78–2,85; IV — 2,06–2,99; V — больше 3,00. Арабские цифры обозначают зоны преимущественного распространения следующих комплексов пород: 1 — габбро-амфиболиты, возможно, гипербазиты; 2, 3 — тектономагматическая смесь зеленосланцевых, глаукофанланцевых, эфлогитлаукофанланцевых, амфиболитовых, гипербазитовых и габброидных образований; 4 — аналогичная 2 и 3, но с преобладанием зеленосланцевых, базальтовых и серпентинитовых комплексов; 5 — породы относительно пониженной плотности неопределенного вещественного состава (или породы ядер гранитизации, или осадочные отложения мощностью свыше 10 км, или серпентинизированные породы); 6 — гетерогенные породы типа мезозойских и палеозойских метаморфизованных терригенных отложений и магматические образования основного и среднего состава, палеозойские известняки, докембрийские гнейсы, кварциты, мраморизованные известняки и т. д.; 7 — архейские породы гранитогнейсового состава с наложенным ранне- и среднепалеозойским анатексисом и палингенезом; 8–14 — гранитоиды мезозоны (палеочаги гранитной магмы); 15 — метаморфизованные терригенные образования палеозоя, докембрийские гранитогнейсы, мезозойские гранодиориты; 16 — габброиды и глаукофанланцевые породы; 17–19 — преимущественно габброидные породы и карбонатные толщи палеозоя; 20 — докембрийские основные кристаллические сланцы тимптоно-джелтулинского комплекса

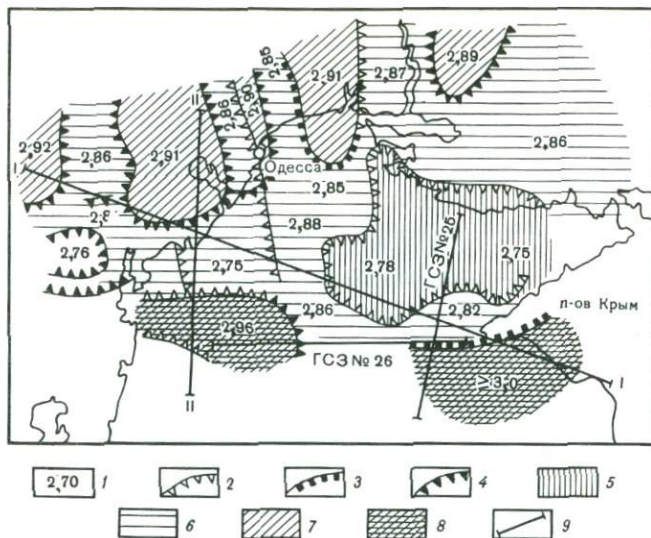


Рис. 27. Схема плотностных неоднородностей (на глубине 17 км) северо-западной акватории Черного моря по гравиметрическим данным [Вашилов, Кучериненко, 1977]

1 — абсолютные значения плотности на глубине 17 км; 2 — вертикальные границы плотностных неоднородностей (интерпретируемых как разломы) с глубиной заложения не менее 8–10 км, зубцы указывают направление разуплотнения; 3 — то же, 17–20 км; 4 — то же, 32–37 км; 5 — блоки с плотностью пород на глубине 17 км, 2,80 г/см³ и менее; 6 — то же, 2,81–2,88 г/см³; 7 — то же, 2,89–2,95 г/см³; 8 — то же, более 2,95 г/см³; 9 — положение разрезов коры I-I и II-II по гравиметрическим данным и профилей ГСЗ № 25 и 26

ности образцов и керна скважин. Методы определения абсолютных значений плотности на глубине будут рассмотрены в подразд. 4.4.

Плотностному срезу Северо-Востока СССР на глубине 10 км дана петрографическая (преимущественно петрологическая) интерпретация, о принципах которой будет также подробно сказано в подразд. 4.4. Кроме того, на срез вынесены величины скорости прохождения сейсмических волн, которые получены пересчетом из плотности.

В основу плотностного среза северо-западной акватории Черного моря на глубине 17 км (рис. 27) положены абсолютные значения плотности, полученные в результате пересчета скорости сейсмических волн [Вашилов, Кучериненко, 1977]. Системы разрезов и срезов на разных глубинах с элементами петрографической интерпретации образуют изобразительную основу объемных моделей.

На системе срезов (рис. 28) и разрезов, составленных Н.С. Ростовою, отражена объемная модель земной коры и верхней мантии юго-восточной акватории Татарского пролива и юго-западной части о-ва Сахалин. Отправными для плотностной модели абсолютными значениями плотности послужили результаты пересчета по скоростям продольных волн на нескольких имеющихся здесь профилях ГСЗ. Хорошее статистическое совпадение границ, полученных по сейсмическим и гравиметрическим данным, иллюстрируется полигонами на рис. 21.

Точность построения схем-срезов плотностных неоднородностей на количественной основе оценим на примере плотностного среза на глубине 1,5 км одного из детальных участков Енисейского кряжа (рис. 29). На

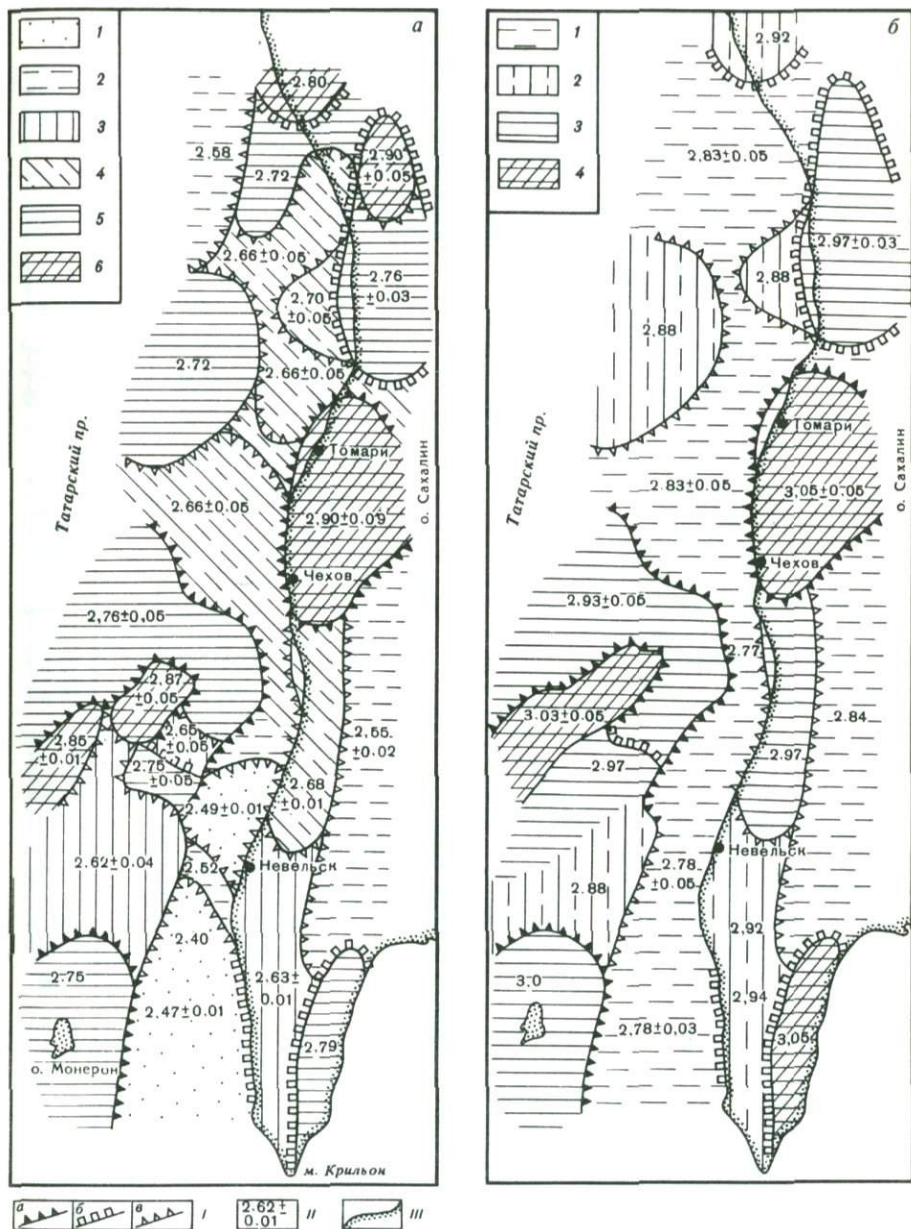


Рис. 28. Плотностные срезы юго-восточной части Татарского пролива на уровнях 2,5 (а) и 9,5 км (б) [Ростова, 1982]

I — вертикальные ограничения блоков (разломы) с глубиной заложения: а — до 10 км, б — от 10 до 20 км, в — более 20 км; II — среднее значение плотности блоков на уровне среза и отклонение от среднего; III — береговая линия; а: 1 — $\sigma < 2,50$; 2 — 2,55–2,60; 3 — 2,61–2,65; 4 — 2,66–2,70; 5 — 2,71–2,80; б: 1 — $\sigma < 2,85$; 2 — 2,86–2,95; 3 — 2,96–3,0; 4 — $\sigma > 3,0$

Рис. 29. Плотностной срез земной коры центральной части Енисейского края на глубине 1,5 км с элементами литологопетрографической интерпретации

1 — исходные значения плотности по результатам ее денсиметрических определений в блоках, выходящих на поверхность и уходящих на глубину более 1,5 км; 2 — плотность горных пород; *a* — вычисленная по скачку плотности $\Delta\sigma$ между блоками, *b* — перенесенная на участки с аналогичной геологической и гравиметрической ситуацией; 3 — блоки пород с плотностью, большей (*a*) или меньшей (*b*) указанных значений; 4 — осредненная плотность с отклонением от среднего; 5 — квазивертикальные ограничения блоков (разломы); 6 — вулканогенно-осадочные формации *AR* и *PR*; 7 — то же, с преобладанием основных—ультраосновных магматических и (или) метаморфических пород; 8 — рифейские образования или верхнего—среднего яруса главного геосинклинального комплекса; 9 — платформенный чехол; 10 — граниты

схеме плотностных неоднородностей показаны отправные значения плотности, направления их переноса по итогам интерпретации, результаты осреднения в местах значительных невязок плотностей. Невязки образуются при замыкании полигонов приращенной плотности, а также в "плечах" между точками, в которых известны абсолютные значения плотности.

Оценка точности построения схемы плотностных неоднородностей показывает, что приращения плотности $\Delta\sigma$ величиной в десятые—сотые доли грамма на кубический сантиметр подсчитаны со средней относительной погрешностью около 20%. Это означает, что ожидаемые отклонения от среднего значения не должны превышать нескольких сотых грамма на кубический сантиметр. Другой путь подсчета погрешности — по значению невязки в замкнутом полигоне или в "плече" между двумя опорными точками — также подтверждает эту оценку. На рассматриваемом участке Енисейского края в двух случаях погрешность составила $\pm 0,04$ — $0,05$ г/см³, в других наблюдалось практическое совпадение результатов.

Качество региональной схемы плотностных неоднородностей Северо-Востока СССР на уровне среза 10 км оценивалось таким же образом. Увязка скачков плотности на границах блоков осуществлялась путем уравнивания замкнутых полигонов. Невязка разрабатывалась пропорционально величине и обычно не превышала 0,10—0,15 г/см³. Погрешность оценивалась по величине расхождения $\delta\Delta\sigma$ при "переносе" абсолютных значений между Туромчинским и Кавинским эталонными участками. Расхождения наблюдались в пределах нескольких сотых грамма на кубический сантиметр.

4.4. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОПЛОТНОСТНОЙ И ЛИТОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

При изучении поля силы тяжести с позиций тотальной интерпретации систем аномалий, кроме пространственных параметров, определяются величины относительного латерального скачкообразного изменения плотности $\Delta\sigma$ в зонах разломов. Статистический анализ величин плотностной дифференциации как разности средней плотности соседних глыб также осуществляется путем построения полигонов частот $\Delta\sigma$ (рис. 30). Было установлено, что величины $\Delta\sigma = 0,05 \div 0,07$ г/см³ характерны для большинства плотностных неоднородностей материковых структур и $\Delta\sigma = 0,1 \div 0,3$ г/см³ — для океанической и переходных зон. Максимальная плотностная дифференциация наблюдается в переходных зонах от материков к океанам (до 0,5 г/см³). Значительные плотностные различия свойственны линейным неоднородностям в эвгеосинклинальных поясах, в пределах ко-

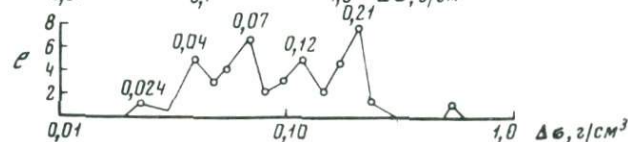
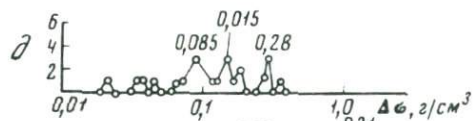
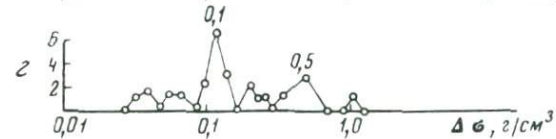
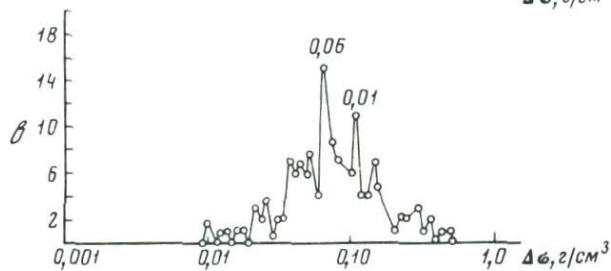
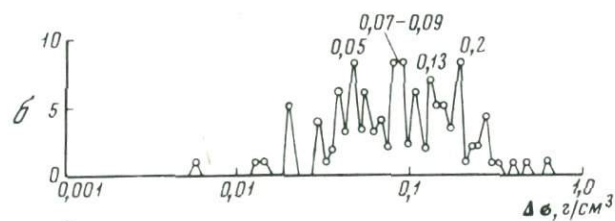
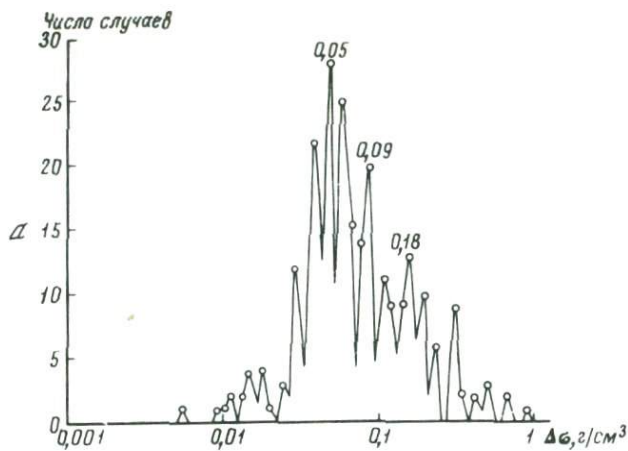


Рис. 30. Полигоны частот латеральных скачков плотности $\Delta\sigma$

а — центральная и западная части Западно-Сибирской низменности; б — Приуральская часть Западно-Сибирской низменности; в — Предкавказье; г — Японские острова и Тихий океан; д — Японское море, Охотское и Берингово моря и Тихий океан; е — северо-западная часть Индийского океана. Цифры — моды в г/см^3

торых широко распространены основные и ультраосновные породы (например, на Урале $\Delta\sigma = 0,1 \div 0,3 \text{ г/см}^3$).

Использование величины латерального приращения плотности $\Delta\sigma$ в целях литолого-петрологической интерпретации возможно лишь на базе определения абсолютной плотности пород σ . Здесь дается обоснование некоторых способов расчета абсолютных значений плотности σ , в которых отправным параметром является скачок плотности $\Delta\sigma$ по результатам интерпретации аномалий силы тяжести в классе блоковых моделей источников возмущения, и приводятся некоторые примеры применения указанных способов. Кроме того, высказывается идея предпочтительности петролого-литологической интерпретации поверхностных и глубинных географических данных на плотностной основе, которую получают прямым путем — интерпретацией аномалий силы тяжести. Более чем какие-либо иные петрофизические характеристики пород, плотность связана с химическим и минералогическим составом горных пород, и эта связь столь тесна, что возникает возможность прогнозного расчета плотности по эмпирическим формулам автора, связывающим плотность и химический состав горных пород [Вашилов и др., 1982]. Такой пересчет назовем прямой задачей петрологической интерпретации в противоположность обратной задаче определения состава пород по плотности. Вопрос о характере и значении связи плотности и петрохимии кристаллических силикатных горных пород рассматривается далее.

4.4.1. О взаимосвязи химического состава, плотности и числа анионов кислорода в единице объема силикатных кристаллических горных пород

В основе расчета плотности по химическому составу лежит следующее свойство пород, слагающих внешнюю оболочку Земли: подавляющая часть объема ее вещества (около 91%) приходится на анионы кислорода, что позволило В.М. Гольдшмиду назвать земную кору "кислородной" оболочкой. Идея метода заключается в следующем: вычисленные по методу Т. Барта [Barth, 1948a, б] величины, характеризующие число анионов кислорода и катионов остальных элементов в породе, умножаются на соответствующие атомные веса и суммируются. Полученная сумма произведений пропорциональна плотности пород. Коэффициент пропорциональности определяется при сравнении измеренной и вычисленной, и с его помощью определяется условное число a_0 анионов кислорода O^- в единице объема. Число a_0 анионов кислорода в 1 см^3 пород, образовавшихся в различных условиях, варьирует. Следовательно, подсчитывать плотность по химическому составу с одним коэффициентом можно лишь для тех групп силикатных кристаллических пород, которые сформировались в сходной обстановке. Величина a_0 зависит также и от содержания в породе "больших" катионов и анионов и других факторов, учитываемых в какой-то мере введением специальных поправок [Вашилов и др., 1982].

Следует особо подчеркнуть, что здесь и далее под плотностью σ понимается минералогическая плотность, т. е. плотность минерального скелета

пород. Минералогическая плотность σ больше плотности породы в образце. Она измеряется пикнометрическим способом в порошкообразном состоянии обычно с большой точностью ($0,01 \text{ г/см}^3$ и выше). Однако и при таком способе измерения возникают большие погрешности.

Так, Наттинг [Кларк, 1969] указал на возможность ошибки в 1–2% при определении минералогической плотности породы пикнометрическим способом (адсорбция воды порошкообразным кварцем и другими минералами приводит к аналогичным погрешностям при последующем расчете плотности). При измерении плотности условие постоянства температуры часто не соблюдается, в этих случаях в статьях и справочниках указывается, что величина плотности получена при нестандартной комнатной температуре.

Обозначим n_k и a_k — число катионов конкретного химического элемента в пересчете по Т. Барту ($n_1 = n_{\text{Si}}$, $n_2 = n_{\text{Ti}}$, $n_3 = n_{\text{Al}}$ и т. д.) и их атомные веса ($a_1 = a_{\text{Si}} = 28,06$, $a_2 = a_{\text{Ti}} = 47,90$ и т. д.); m_k — число анионов кислорода, связанных с катионами конкретного химического элемента;

i — количество химических элементов, образующих катионы $\sum_{k=1}^i m_k =$
 $= m_0$. Тогда

$$\sigma = \sum_{k=1}^i n_k a_k \frac{a_0}{\sum_{k=1}^i m_k} + a_0 a_0. \quad (4.4.1)$$

Из (4.4.1) при известном значении σ легко выводится выражение для a_0 . Величина a_0 варьирует, во-первых, вследствие ошибок в ее определении, во-вторых, из-за фактических колебаний, связанных с изменением структуры кристаллических пород и, следовательно, координационного числа ионов. Погрешности вычисления a_0 появляются в связи с неточным определением плотности эталонных образцов.

Эмпирическая зависимость между σ и a_0 имеет выраженный линейный характер [Вашилов и др., 1982]. Число анионов кислорода в "единичном" объеме растет с увеличением плотности силикатных пород. Существенно равномерное увеличение обеих величин говорит о постепенном изменении структуры минералов, которые образуют данную породу, и, вероятно, отражает *PT*-условия в момент кристаллизации породы.

Коэффициенты корреляции, вычисленные как для всей выборки объемом около 400 анализов, так и для некоторых групп пород (табл. 26), достаточно велики — 0,71–0,82.

Анализ выполненных пересчетов химического состава в плотность показывает, что при фиксированном количестве анионов кислорода a_0 в единице объема пересчет может быть осуществлен с удовлетворительной точностью (погрешность до $0,03$ – $0,04 \text{ г/см}^3$); если диапазон изменения плотности исследуемых пород составляет $0,3$ – $0,4 \text{ г/см}^3$ и они относятся к одному региону (последнее условие менее обязательно). В общем случае весьма перспективным представляется изучение закономерной связи квазилинейного характера связи между плотностью пород σ и величиной a_0 (см. табл. 26).

Расчет плотности в случае известного отношения $\Delta\sigma/\Delta a_0$ (которое предварительно равно 50 г/см^3) выполняется методом последовательного приближения (итераций). Величине $a_0 = 796 \cdot 10^{-4} \text{ см}^{-3}$ на прямой регрессии соответствует значение $\sigma = 2,74 \text{ г/см}^3$. Никаких других значений плотности при данной величине a_0 пересчетом не может быть получено. Следователь-

Таблица 26

Параметры статистической связи минералогической плотности σ и числа анионов кислорода в единице объема a_0 магматических и метаморфических силикатных пород

Порода	$\frac{\Delta a_0}{\Delta \sigma}$	Коэффициент корреляции	Центр распределения	
			σ	a_0
Вся выборка магматических и метаморфических пород	0,02	0,80	—	—
В том числе:				
граниты и липариты	0,025	0,75	2,63	0,0799
гранодиориты и дациты	0,022	0,71	2,65	0,0788
диориты и андезиты	0,019	0,80	2,72	0,0789
базальты, долериты и габбро	0,015	0,82	2,93	0,0809
эклогиты	0,015	0,71	3,68	0,0940

но, любые отклонения в плотности от $2,74 \text{ г/см}^3$ при пересчетах означают, что число кислородных анионов в 1 см^3 должно быть иным. В первом приближении поправка Δa_0 к a_0 определяется по величине отклонения расчетной плотности от $2,74$. Расчет величины плотности во $2, 3, \dots, r + 1$ приближении $\sigma^{(r+1)}$ выполняется по формуле с исправленным значением $(a_0 + \Delta a_0)$:

$$\Delta a_0^{(r+1)} = (\sigma^{(r)} - 2,74) \frac{\Delta a_0}{\Delta \sigma} = (\sigma^{(r)} - 2,74) \cdot 0,02, \quad (4.4.2)$$

отсюда

$$\sigma^{(r+1)} = \frac{\sum_{k=1}^i n_k a_k + a_0 \sum_{k=1}^i m_k}{\sum_{k=1}^i m_k} [a_0 + (\sigma^{(r)} - 2,74) \cdot 0,02] = A \sigma^{(r)} + B. \quad (4.4.3)$$

Условие сходимости итерационного процесса, описываемого выражением (4.4.3), определяется неравенством

$$A < 1, \quad (4.4.4)$$

где A — производная правой части равенства (4.4.3) по $\sigma^{(r)}$. Подстановка A из выражения (4.4.3) в формулу (4.4.4) показывает, что условие (4.4.3) выполняется.

Расчет плотности гарцбургита № 136/6 ($\sigma_{\text{изм}} = 2,98 \div 2,99 \text{ г/см}^3$) дал $\sigma_{\text{рас}}^{(1)} = 2,84 \text{ г/см}^3$, а окончательное значение плотности $\sigma_{\text{рас}}^{(8)} = 2,99 \text{ г/см}^3$, т. е. совпадение полное; соответствующие значения для эклогита № 384 — $\sigma_{\text{изм}} = 3,49$, $\sigma_{\text{рас}}^{(1)} = 2,89$, $\sigma_{\text{рас}}^{(15)} = 3,27 \text{ г/см}^3$. Расчет плотности по формуле (4.4.3) 356 химических анализов пород кислого, среднего и основного составов с измеренной минералогической плотностью выполнен со среднеквадратичной погрешностью $\pm 0,05 \text{ г/см}^3$.

Обобщенные результаты изучения зависимости плотности интрузив-

Т а б л и ц а 27

Минералогическая плотность и число анионов кислорода в единице объема для различных типов пород

Порода или комплекс пород	Диапазон изменения условного числа анионов кислорода a_0 в единице объема	Диапазон изменения минералогической плотности, г/см ³
Граниты	0,080–0,087	2,59–2,70
Липариты, кварцевые кератофиры	0,081	2,55–2,62
Гранодиориты*	0,078–0,082	2,64–2,77
Дацит	0,079	2,64
Диориты	0,080–0,083	2,71–2,85
Андезиты	0,077–0,082	2,65–2,88
Габбро, диабазы, долериты	0,080–0,088	2,84–3,18
Базальты	0,077–0,083	2,55–3,02
Перидотиты, пироксениты, гарцбургиты, дуниты и др.	0,081–0,090	2,88–3,34
Эклогиты	0,089–0,099	3,18–3,60
Гранаты	0,113–0,143	3,45–4,79

* Петроплотностные характеристики гранодиоритов приведены на основе анализа небольшой выборки данных.

ных пород (а также граната) от условного числа анионов кислорода в единице объема приведены в табл. 27. Анализ таблицы показывает, что для всех широко распространенных на поверхности горных пород, включая ультраосновные, число анионов кислорода в единице объема изменяется в пределах от 0,078 до 0,090. Большинство вулканических пород характеризуется меньшим диапазоном изменения абсолютных величин a_0 — от 0,077 до 0,083. Максимальные значения a_0 имеют эклогиты (до 0,099). Для сравнения приведены аналогичные величины для граната ($a_0 = 0,113 \div 0,143$). Это дает основание предполагать, что условное число анионов кислорода в единице объема породы в определенной степени зависит от глубины, на которой она формировалась.

Приведенная таблица послужила основой для петрографической интерпретации схемы плотностных срезов и плотностных разрезов земной коры и верхней мантии (см. рис. 26–28, 30, 34, 35 и др.). Все породы разбиты по плотности на пять типов, каждый из которых примерно соответствовал диапазону изменения плотности гранитов (менее 2,69 г/см³), гранодиоритов (2,70–2,77 г/см³), диоритов (2,78–2,85 г/см³), базитов (2,86–2,99 г/см³) и смеси базитов-гипербазитов (свыше 3,0 г/см³).

Назовем "интервалом неопределенности" разность между максимальной и минимальной величинами плотности в том диапазоне ее изменения, на котором происходит перекрытие значений плотности пород разного типа, а коэффициентом "неопределенности" — величину отношения "интервала неопределенности" к средней величине физического свойства того типа породы, для которого оно минимально. Так, диапазон изменения минералогической плотности гранитов, липаритов, кварцевых кератофиров составляет 2,55–2,70 г/см³ (см. табл. 28), гранодиоритов и дацитов 2,64–2,77 г/см³. Интервал неопределенности гранатов и гранодиоритов $2,70 - 2,64 = 0,06$ г/см³, среднее значение плотности гранитов принято 2,62 г/см³, коэффициент неопределенности $0,06/2,62 = 2,3\%$. Соответственно коэф-

коэффициент неопределенности у гранодиоритов и диоритов 2,2% (среднее значение плотности гранодиоритов $2,73 \text{ г/см}^3$, у диоритов и базитов $0,3\%$ ($2,81 \text{ г/см}^3$)), у базитов и гипербазитов 4% ($2,95 \text{ г/см}^3$).

Сейсмические скоростные характеристики даже для одной и той же толщи могут изменяться в связи с анизотропией природной среды до 10–15% [Чесноков, 1977]. Поэтому петрологическая интерпретация вещества на плотностной основе более однозначна, чем на скоростной. Таблица 27 была использована также для вещественного отождествления резервов и выделения слоев земной коры. Породы с плотностью менее $2,85 \text{ г/см}^3$ отнесены к породам “гранитного” слоя и осадочным породам, породы с плотностью $2,86–2,99 \text{ г/см}^3$ – к породам “базальтового” слоя, породы с плотностью $3,00 \text{ г/см}^3$ и более – к смеси базит-гипербазитов и к гипербазитам.

4.4.2. Методы определения абсолютных значений плотности пород земной коры и верхней мантии

Определение абсолютных значений плотности пород, слагающих слои и блоки, на глубинах до 7–12 км, т. е. в интервале глубин до первого фронта активизированного вещества (см. подразд. 4.1, 4.2), основывается непосредственно на информации о кислотности горных пород на поверхности. Многие геологические образования на этих глубинах, являющиеся объектом петрофизических исследований, выходят на дневную поверхность или подходят близко к ней. Увеличения температуры и давления в верхних частях земной коры не столь велики, чтобы вызывать полиморфные превращения, и из явлений, с которыми приходится считаться, для петрофизики весьма существенно закрытие пор осадочных пород. Поэтому по результатам количественной интерпретации геофизических данных выполняются достаточно уверенные петрографическое отождествление и геологическое расчленение аномальных объектов на глубинах до 7–12 км. Однако, начиная с глубин более 10–15 км, возможность проведения аналогий с приповерхностными петрографическими образованиями резко уменьшается. Так, на больших глубинах в земной коре, вероятно, уже не встречаются крупные массивы гранитоидов. Вещество недр подвергается воздействию глубоких метаморфических процессов и преобразуется в новые, не свойственные поверхностным комплексам пород модификации. Поэтому петроплотностной интерпретационной задачей в этом случае является лишь самое грубое определение абсолютных значений плотности с целью последнего разделения объектов магматической и метаморфической природы на образование ультраосновного, основного, среднего составов. Именно такой принцип используется для “вещественного” истолкования петроплотностных срезов и разрезов в п. 4.4.3.

Ниже рассматриваются некоторые методы определения абсолютных значений плотности на разных уровнях земной коры и верхней мантии.

Метод плотностных геологических реперов реализован в нескольких вариантах [Ващилов, 1963, 1968, 1970б; Ващилов, Гайнанов, 1970; Шило, Ващилов, 1979б; Шило и др., 1979в; Ващилов и др., 1982]. В качестве реперов выбираются блоки, характеризующиеся: а) неизменной или слабо меняющейся с глубиной плотностью; б) плотностью, меняющейся по известному (или предполагаемому) закону; в) плотностью, не превосходящей у основания блока какой-то предельной величины.

Примерами блоков первого типа являются батолитоподобные гранитные массивы типа мезозойских массивов на Северо-Востоке СССР, которые использовались в качестве реперов при построении геолого-геофи-

зических разрезов и срезов, в частности упомянутого (см. подразд. 4.3) Туромчинского эталонного разреза, докембрийских массивов Енисейского края, использованных при построении резервов и среза на глубине 1,5 км (см. рис. 29), и т. д. "Гранитные" реперы имеют плотность не более 2,70 г/см³, глубина нижних граней гранитных блоков не превышает 10–12 км (см. подразд. 4.1–4.3). Реперные блоки, образованные отложениями верхоянского комплекса с плотностью 2,66–2,70 г/см³, использовались для оценки плотности блоков эффузивно-осадочных толщ Охотско-Чукотского вулканогенного пояса мощностью 2–3 км [Ващилов, 1968; Ващилов и др., 1982], их плотность ввиду большой изменчивости соотношений в разрезе осадочных пород и эффузивов вряд ли может быть оценена достаточно точно другими методами.

В качестве реперных на разрезе р. Колыма – р. Индигирка [Ващилов и др., 1982] были взяты блоки метаморфических сланцев основного состава в фации глаукофансланцевого и зеленосланцевого метаморфизма, датируемые на поверхности как рифейско-нижнепалеозойские [Мерзляков и др., 1980], и магматических образований основного состава юрско-го–мелового состава, уходящие на глубины до 24 км. Их плотность по определениям на образцах 2,9–3,0 г/см³ была принята как плотность "базальтового" и "базит-гипербазитового" слоев.

Закон увеличения плотности с глубиной реперных блоков типа "б" задается эмпирическими формулами, полученными при анализе керн в разных регионах для разнообразных по литологии осадочных толщ. Экстраполяция плотности осадочных пород Кавинско-Тауйской впадины на глубину, в которой плотность керн определена для 1,5-километровой колонки [Шило и др., 1976], выполнялась по формулам, предложенным в работе М.П. Озерской и С.Г. Семеновой [1972]. Абсолютные значения плотности осадочных образований, выполняющих Марковскую впадину (Чукотка), вычислялись на основе эмпирических зависимостей, обобщенных в работе Б.С. Вольвовского и др. [1977, с. 77]. Поскольку рассматриваемый район слабо изучен бурением, была использована формула, полученная автором в результате своеобразной экспертной оценки – усреднением всех аналогичных выражений

$$\sigma = 2,74 - 0,9e^{-0,44H}, \quad (4.4.5)$$

где H – глубина, км; 2,74 г/см³ – максимальная величина плотности осадочных толщ после закрытия пор (исключая карбонатные породы).

Наконец, примерами реперных блоков типа "в", характеризующихся некоторыми предельными значениями плотности пород у основания блоков, кроме гранитных массивов, являются некоторые массивы, сложенные породами основного–ультраосновного состава типа Усть-Бельского на Чукотке, который представляет собой выступ базит-гипербазитового слоя. Предположительное значение предельной плотности на глубинах около 15 км (основание блока) принято равным максимальной плотности габбро – 3,05 г/см³.

Способ оценки минимальных значений плотности вещества на глубинных разрезах заключается в последовательном переносе плотности по результатам определения ее скачка по горизонтали от блоков малой глубинности, начиная с эталонного, к блокам большей глубинности и по вертикали к корневым системам блоков большей глубинности в предположении об отсутствии ее инверсии или нулевом вертикальном градиенте. Такой прием иллюстрируется рис. 31.

Способ гипотетической стратиграфии разрезов (способ составления

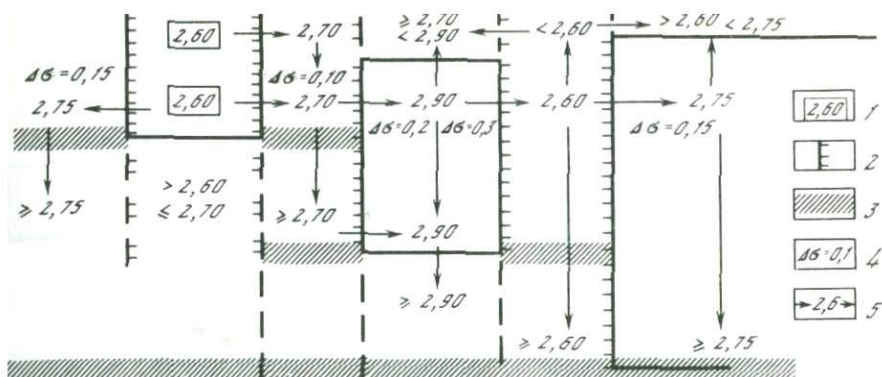


Рис. 31. К способу оценки минимальных значений плотности

1 — плотность пород исходного реперного блока; 2 — боковые ограничения плотностных неоднородностей, штрихи указывают направление уменьшения плотности; 3 — возможные горизонтальные границы раздела; 4 — латеральные скачки плотности, полученные при интерпретации; 5 — схема переноса значений плотности и ее предельные величины (знаки \leq , \geq)

плотностных колонок) на базе геолого-геофизической интерпретации и присвоения абсолютных значений плотности каждому из слоев, слагающих блок, исходя из конкретных значений плотности слагающих его пород в данном районе на дневной поверхности или из более общих соображений, применялся при построении многих плотностных разрезов. В зависимости от принимаемой геологической гипотезы строения Кавинско-Гауской впадины в работе Ю.Я. Вашилова и др. [1982] приведены три варианта ее возможной плотностной блоково-слоистой модели (а–в). Схема "а" отражает гипотезу об осадочно-метаморфическом происхождении верхней части малоплотного блока во впадине, "б" — об эффузионном и "в" — об осадочно-гранитном (гранитное тело в интервале глубин 2–7 км). Разрез "а" учитывает отсутствие магнитных аномалий над впадиной, обычно ассоциирующихся с магматическими породами. Разрез "б" более соответствует геологическим представлениям о структуре региона. Максимальные расхождения в значениях плотности на глубине 10 км (напомним, что при построении плотностного среза на глубине 10 км Северо-Востока СССР на Кавинско-Тайском и Туромчинском участках получены исходные значения абсолютной плотности) для всех трех вариантов составляют $0,21 \text{ г/см}^3$. Было выбрано минимальное значение плотности, соответствующее варианту "а".

Методика определения применена при изучении структуры Марковской впадины и зоны сочленения Яно-Колымской складчатой зоны и блока Эхотского моря через приагаданское звено Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (рис. 32). В Марковской впадине амплитуда вертикального перемещения рассчитана по разности ΔH глубин ζ_2 нижнего ограничения плотностных неоднородностей внутри впадины, тяготеющих к уровню 14–19 км, и аналогичных глубин ζ'_2 за пределами впадины — 12–14 км (табл. 28). Предполагается, что когда-то единая горизонтальная поверхность была разорвана и опущена в пределах грабенообразной впадины и вычисленная как разность $\zeta_2 - \zeta'_2$ амплитуда ΔH опускания не противоречит геолого-геофизическим данным о мощности осадочного заполнения системы грабенов Марковской впадины. Величины вертикальных градиентов $\Delta\sigma/\Delta H = \Delta\sigma/(\zeta_2 - \zeta'_2)$ относятся к интервалу глубин от

0 40 80 120 км
 Допозднепалеозойский этап

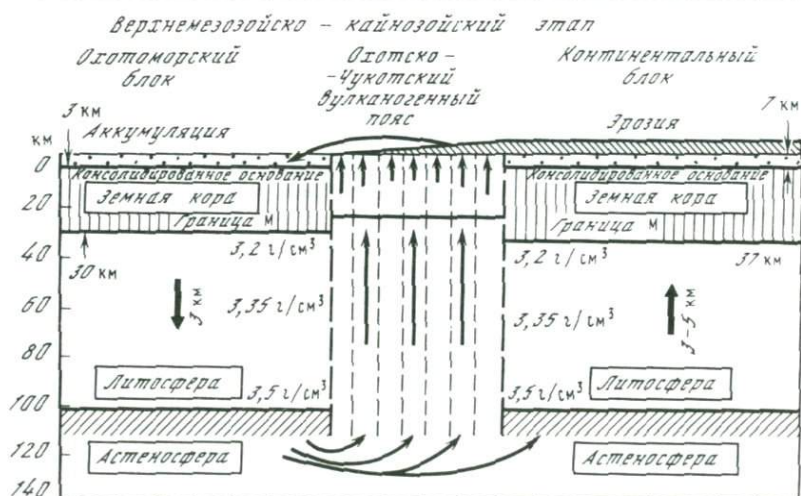
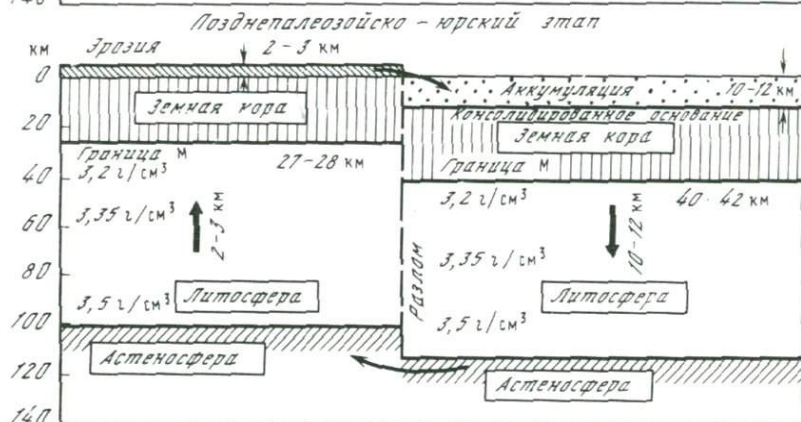
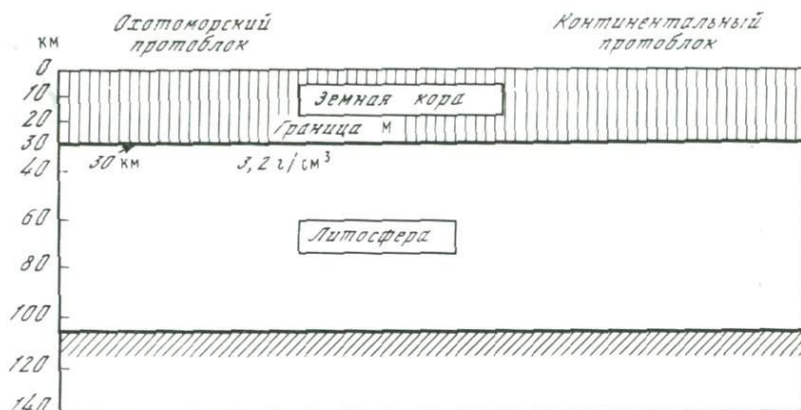


Таблица 28

Оценка вертикального градиента плотности $\Delta\sigma/\Delta H$ в районе Марковской впадины, Чукотка

H_1 , км	H_2 , км	$\Delta\sigma$, г/см ³	$\Delta\sigma/\Delta H$, г/(см ³ · км)
12	14,3–15	0,10	0,038
14	19	0,11	0,022
14	18,5	0,15	0,033
12	17	0,16	0,033
0,9	1,55	0,1	0,15

19 км до глубин верхних ограничений интерпретируемых плотностных неоднородностей. В этом же районе определен вертикальный градиент плотности осадочной толщи в небольшом грабене с $\zeta_1 = 0,9$ км и $\zeta_2 = 1,55$ км, который оказался равным $0,15$ г/(см³ · км). Вертикальный градиент для такого же интервала глубин, подсчитанный с помощью формулы (4.4.5), составляет $0,23$ г/(см³ · км). Формула (4.4.5) преобразуется для вычисления вертикального градиента на глубине H к виду

$$\text{grad } \sigma(H) = \Delta\sigma/\Delta H = 0,4e^{-0,44H}. \quad (4.4.6)$$

Определение квазилинейного вертикального градиента плотности $\Delta\sigma/\Delta H$ коромантийных блоков представляет большой интерес ввиду открывающейся возможности прямой и независимой от сейсмических данных оценки плотности пород верхней мантии. Интерпретация региональных аномалий силы тяжести в приагаданском звене Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (см. рис. 11 и 32) показывает, что нижние ограничения ζ_2 плотностных неоднородностей тяготеют к уровню глубин в среднем около 100 км, варьируя в диапазоне 47–132 км (табл. 29). По результатам МТЗ на сочленении Западной Камчатки и Охотского моря на глубинах 100–150 км предполагается кровля астеносферы (см. табл. 24). В приагаданском звене Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, по данным А.Е. Максимова (см. табл. 24, устное сообщение), глубина кровли проводящего слоя колеблется в пределах 60–140 км. Эти данные позволяют достаточно уверенно считать, что корневые системы этих региональных плотностных неоднородностей в форме блоков связаны с кровлей астеносферы. На двух крайних интерпретационных профилях — западном № 1 и восточном № 6 (см. рис. 11) — глубины ζ_2 получены минимальные (47 и 67 км соответственно), что можно связать, по крайней мере для профиля № 6, с изменением типа глубинной структуры.

Реализация метода определения плотности на этом участке основывается на историко-геологической и структурной (т.е. тектонической) гипотезе, идея которой заключается в следующем (см. рис. 32). На допозднепалеозойском этапе развития глубинная структура Охотского и континентального протоблоков представлялась единой со средней мощностью земной коры 30 км. В результате заложения разлома на месте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса произошли горизонтальные (что для нас несущественно) и вертикальные относительные перемещения Охото-

Р и с. 32. Схема развития земной коры и верхней мантии от допермского до современного этапа по профилю континентальный блок Яно-Колымских мезозойд—приагаданское звено Охотско-Чукотского вулканогенного пояса—Охотоморский блок

Таблица 29

Интерпретация региональных аномалий силы тяжести по профилям континентальный блок Яно-Колымских мезозонд — примагаданское звено Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — Охотоморский блок (рис. 11 и 32) и плотностной разрез континентального и Охотоморского блоков

Номер профиля (рис. 11)	ξ_1 , км	ξ_2 , км	$\Delta\sigma$, г/см ³	ΔH , км	$\Delta\sigma/\Delta H$, г/(см ³ ·км)	Блок	H_1 , км	$\sigma_{H_1,3}$, г/см	H_2 , км	$\sigma_{H_2,3}$, г/см	Предполагаемый результат (+)
1	3,6	47	0,072	6-7	0,0102-0,012	Континентальный	8	2,75	47	3,15-3,22	+
							Охотоморский	3,6	2,69	47	
2	14,4	106	0,049	6-7	0,0070-0,0082	Континентальный	3	2,75	47	3,20-3,28	+
							Охотоморский	3,6	2,75	47	
3	3,4	132	0,040	6-7	0,0057-0,0067	Континентальный	8	2,75	106	3,44-3,55	+
							Охотоморский	14,4	2,80-2,85	106	
4	11,2	128	0,045	6-7	0,064-0,0075	Континентальный	3	2,75	106	3,47-3,59	+
							Охотоморский	14,4	2,85-2,90(?)	106	
5	2,9	82	0,043	6-7	0,0061-0,0072	Континентальный	8	2,75	132	3,46-3,58	+
							Охотоморский	3,4	2,69	132	
6	1,4	67	0,052	6-7	0,0074-0,0086	Континентальный	3	2,75	132	3,49-3,61	+
							Охотоморский	3,4	2,75	132	
2-5 среднее	8,0	112	0,044	6-7	0,0063-0,0073	Континентальный	8	2,75	128	3,52-3,65	+
							Охотоморский	11,2	2,80	128	
2-5 среднее	8,0	112	0,044	6-7	0,0063-0,0073	Континентальный	3	2,75	128	3,55-3,68	+
							Охотоморский	3,0	2,75	128	
2-5 среднее	8,0	112	0,044	6-7	0,0063-0,0073	Континентальный	8	2,75	128	3,60-3,73(?)	+
							Охотоморский	8	2,75	82	
2-5 среднее	8,0	112	0,044	6-7	0,0063-0,0073	Континентальный	2,9	2,68	82	3,17-3,25	+
							Охотоморский	3,0	2,75	82	
2-5 среднее	8,0	112	0,044	6-7	0,0063-0,0073	Континентальный	8,0	2,75	67	3,20-3,26	+
							Охотоморский	1,4	2,67	67	
2-5 среднее	8,0	112	0,044	6-7	0,0063-0,0073	Континентальный	3,0	2,75	67	3,23-3,30	+
							Охотоморский	3,0	2,75	67	
2-5 среднее	8,0	112	0,044	6-7	0,0063-0,0073	Континентальный	8,0	2,75	112	3,40-3,51	+
							Охотоморский	3,0	2,75	112	
2-5 среднее	8,0	112	0,044	6-7	0,0063-0,0073	Континентальный	8,0	2,80-2,85	112	3,45-3,61	+
							Охотоморский	8,0	2,80-2,85	112	

Примечание. H_1 , σ_{H_1} — исходные глубины и плотности на этих глубинах по петрофизическим данным [Вашилов, 1982], от которых ведется отсчет плотностей. Профиль № 3 примерно совпадает с профилем ГСЗ г. Магадан — р. Колыма.

морского и континентального протоблоков в промежуток времени от перми до юры включительно. Характер перемещения был таков, что Охотоморской блок представлял собой сушу и область размыва, "континентальный" блок — область опускания и аккумуляции на дне морского бассейна терригенных отложений верхоянского комплекса. Возможность образования отложений верхоянского комплекса за счет размыва и сноса со стороны современного Охотского моря подтверждают геологические данные [Попов, 1945; Эпштейн, 1972; Белый, 1981]. Ей не противоречат результаты ГСЗ на суше по профилю г. Магадан — р. Колыма и на море по профилю № 13 [Строение земной коры..., 1964]. В примагаданской акватории на разрезе ГСЗ неуплотненные кайнозойские осадки со средней мощностью около 3 км залегают непосредственно на поверхности консолидированных пород со средней граничной скоростью $v_r = 6,0 \div \div 6,1$ км/с, а в пределах континентального блока поверхность с такой же граничной скоростью является основанием пермско-юрских отложений. Их мощность оценивается геологами величиной до 16 км. Однако, по геофизическим данным, подошва верхоянского терригенного комплекса залегают в этом районе на глубинах в среднем около 6–8 км [Ващилов, 1963, 1970а; Строение земной коры..., 1964], которая увеличивается в направлении к вулканогенному поясу.

В кайнозое и на современном этапе имели место вертикальные перемещения противоположного знака, в результате которых в среднем 2–3 км отложений верхоянского комплекса было эродировано [Аксенова и др., 1970], поверхность М в пределах континентального блока поднялась с глубин 40–42 до 36–37 км, в пределах Охотоморского блока опустилась с 27–28 до 30 км. Поверхность консолидированного основания располагается ныне на глубине 3 км на море и 7 км на суше.

Приведенная выше схематическая гипотеза развития глубинной структуры Примагаданья понадобилась, во-первых, для обоснования идеи об идентичности глубинной структуры континентального и Охотоморского блоков Примагаданья в прошлом и, во-вторых, для определения амплитуды ΔH их современного смещения по вертикали, знание которой необходимо для вычисления вертикального градиента плотности в литосфере (см. табл. 29). Принимается также допущение о том, что степень метаморфической переработки обоих блоков литосферы тектономагматическими процессами с позднего мезозоя до наших дней была примерно одинаковой.

Тогда величина амплитуды ΔH оценивается по смещению двух маркирующих уровней: поверхности консолидированного основания (H_0) и поверхности М (H_M), первое по формуле

$$\Delta H = H_0^c + H_0^m + \delta H_0^m, \quad (4.4.7)$$

а второе —

$$\Delta H = H_M^c - H_M^m. \quad (4.4.8)$$

Здесь индексы "с" и "м" означают, что речь идет о глубинах на суше или на море. Величина δH^m — это глубина эрозионного среза консолидированного основания Охотоморского блока, которая по аналогии с современным срезом суши принимается равной 2–3 км. Подставляя значения $H_0^c = 7$ км, $H_0^m = 3$ км, $H_M^c = 37$ км, $H_M^m = 30$ км в выражения (4.4.7) и (4.4.8), получаем $\Delta H = 6 \div 7$ км; в табл. 29 принимаем $H = 6,5$ км.

На рис. 33 приведены прямые, иллюстрирующие для каждого случая интерпретации в табл. 29 характер изменения плотности с глубиной $\sigma(H)$ в Охотоморской и континентальной глыбах.

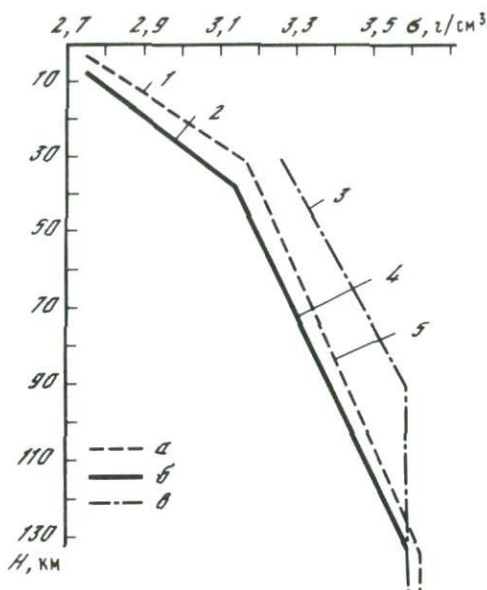


Рис. 33. Графики $\sigma = f(H)$ Охотоморского и континентального блоков Примагданы

α — обобщенный график $\sigma = f(H)$ Охотоморского блока; β — то же, $\sigma = f(H)$ континентального блока; γ — график $\sigma = f(H)$ по Ф. Прессу [Press, 1970]; H — глубина в км. Значения $\Delta\sigma/\Delta H$, $\text{г/см}^3 \cdot \text{км}$: 1 — 0,0157; 2 — 0,0138; 3 — 0,0053; 4 — 0,00449; 5 — 0,00425

Вертикальный градиент плотности $\Delta\sigma/\Delta H$ уменьшается с глубиной, вследствие чего он больше у блоков меньшей глубинности. Гипотетические обобщенные графики изменения плотности построены так, чтобы отразить больший градиент плотности $\Delta\sigma/\Delta H$ в земной коре и меньший в верхней мантии при одной и той же плотности на максимальной глубине. Обобщенные прямые изменения плотности верхней мантии проводились через точку средней плотности на глубине 47 км (данные по профилю № 1) и через точку средней плотности на глубине около 130 км (профили № 3 и 4). Обобщенные прямые для земной коры проведены через точки пересечения обобщенных прямых для верхней мантии с горизонтальными линиями глубин поверхности M (т.е. 30 и 37 км для Охотоморского и континентального блоков соответственно), с одной стороны, и точки с координатами $\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$, $H = 3 \text{ км}$ и $\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$, $H = 8 \text{ км}$ — с другой. Начальные глубины прямых 3 км в Охотоморской глыбе и 8 км в континентальной — это те уровни в земной коре, где располагается кристаллическое консолидированное основание или закрыты поры между частицами терригенных пород.

Эмпирические зависимости скорости распространения сейсмических волн и плотности использовались в работе, кроме случаев, описанных в п. 4.3.6, для прогноза скорости по плотности на срезах и разрезах (см. рис. 26). Сравнение скорости, рассчитанной по плотности [Вольвовский и др., 1977, табл. 4.3] на срезе Северо-Востока СССР, со скоростью на глубине 10 км на разрезе ГСЗ г. Магадан — р. Колыма показывает практически полное их совпадение.

4.4.3. Петрологическая и литологическая интерпретация плотностных разрезов и срезов

Определение литерального скачка плотности $\Delta\sigma$ на боковых ограниченных блоках, а затем абсолютных значений плотности σ пород — это этапы, предвещающие петрологическую и литологическую интерпретацию петроплотностных данных на разрезах и срезах. Будучи самым ответственным моментом интерпретационного процесса, петролого-литологическое истолкование является наиболее неоднозначным. Здесь рассматриваются вопросы петролого-литологического истолкования петрофизических (преимущественно петроплотностных) данных, относящихся к земной коре материков и отчасти “пассивного” шельфа и верхней мантии.

Литологическая интерпретация включает в себя вопросы выделения и расчленения по физическим свойствам осадочных образований. Их плотность варьирует от 1,4 (неуплотненные современные осадки) до 2,7 (диагенезированные и отчасти метаморфизованные терригенные толщи) и даже до 2,8 г/см³ и более (карбонатные породы).

Возможности расчленения на блоки, построения ступенчатого основания малоплотных осадков и определение их мощности в западной части шельфа Баренцева моря по гравиметрическим данным [Вашилов и др., 1974] иллюстрирует рис. 5. Анализ магнитных, плотностных, сейсмических свойств и электропроводности пород района Марковской мульты (Чукотка) и их изменения по латерали и вертикали позволили построить такую объемную модель (преимущественно на петроплотностной основе, рис. 27), в которой реализована достаточно тонкая литологическая стратификация толщ, определено положение доальбского основания, выделены тела изверженных пород и локальные поднятия как возможные ловушки нефти и газа. В дальнейшем в районе структуры Гриневидского была полностью подтверждена выполненная интерпретация на срезе 1,5 км относительно плотности и геологического возраста осадочных пород на этой глубине. Исследования на шельфе Чукотского моря вблизи пролива Лонга позволили по результатам интерпретации гравиметрических наблюдений выделить толщу палеозойско-мезозойских отложений, вмещающую массивы меловых гранитоидов (рис. 34, вкладка).

При петрологической интерпретации толщ кристаллических пород представляется целесообразной стратификация земной коры по среднему содержанию кремнезема, как это было при изначальном разделении коры на “гранитный” и “базальтовый” слои и по плотности упаковки анионов и катионов, обобщенной характеристикой которой является число анионов кислорода α_0 в единице объема. Поэтому в работе не употребляется термин “гранитно-метаморфический” слой вместо “гранитного”. Понятие “гранитно-метаморфический” слой содержит некоторую двусмысленность. “Гранитно-метаморфический” слой можно рассматривать как слой, образованный гранитными и метаморфическими породами, в том числе основного состава, или как слой, образованный метаморфическими породами “гранитного” состава типа гранитогнейсов, что влечет за собой логическую необходимость введения понятий “базальтово-метаморфический”, “базальтово-магматический” и т.д. Согласно табл. 27 породы с плотностью до 2,85 г/см³ и условным числом анионов кислорода в единице объема до 0,077–0,081 отнесены к породам “гранитного” слоя, который, как следует из такого определения, образован большим спектром пород от гранитов и их эффузивных аналогов до пород диоритового ряда, метаморфическими породами аналогичного химического состава, карбонатными метаморфизованными породами. “Гранитный”

слой включает в себя породы, начиная с образований, слагающих кристаллическое основание осадочного чехла. Некоторые исследователи [Зоннунов и др., 1974; Моисеенко, 1981] выделяют "диоритовый" слой с $\sigma = 2,70 \div 2,85 \text{ г/см}^3$ и $v_T = 6,1 \div 6,6 \text{ км/с}$. В него включаются породы от гранодиоритов до габбро-диоритов и соответствующие им по физическим свойствам образования. Однако такая трактовка не оставляет места для гранитных по химическому составу пород, поскольку кислые породы не имеют сплошного распространения и потому не могут образовать чисто гранитный слой. Автор не разделяет и точку зрения Б.Г. Лутца [1974], включающего в "гранитный" слой неуточненные по составу метаморфические породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, поскольку к ним относятся образования с широким диапазоном изменения химического состава. Полагаем средний состав "гранитного" слоя гранодиоритовым.

В работе рассмотрены случаи, когда "гранитный" слой образован древнейшими породами архея на Енисейском кряже ("гранитная" протогора) и когда "гранитный" слой имеет относительно молодой возраст. Так, "гранитный" слой внутренней (приокеанской) зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в примагаданском его звене при мощности в среднем меньше 10 км представлен верхнемезозойскими массивами гранодиоритов, гранитов, липаритовых игнимбритов и туфое, дацитов и толщами липаритов, андезитов, андезитобазальтов, нередко переслаиваемыми с осадочными и лирокластическими породами и т.д. Крупнейшие массивы гранодиоритов — самые существенные здесь по объему элементы "гранитной" коры, и они могли возникнуть как за счет переплавки терригенных отложений, так и за счет палингенеза гранитной магмы, которая в смеси с 30–40% магмы базальтовой образует магму гранодиоритовую [Петров, Богатиков, 1977]. Предполагается как автохтонный, так и аллохтонный механизм формирования "гранитного" слоя [Пейве, и др., 1976].

В частном случае примагаданского звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса имеет место автохтонный деструктивный механизм разрушения доверхнепалеозойской земной коры и ее "гранитного" слоя (в понимании Л.В. Витте [1981]) и новообразование коры нового типа.

Представления о составе и некоторых физико-термодинамических свойствах нижней коры, к которым отнесены породы с плотностью $\sigma = 2,86 \div 3,20 \text{ г/см}^3$ и с числом анионов кислорода в единице объема $\alpha_0 = 0,081 \div 0,086$, обобщены в табл. 30. Впервые под названием "промежуточный" этот слой был выделен в связи с исследованиями В. Конрада землетрясения в Австралии 28 ноября 1923 г. [Джеффрис, 1960], и тогда же была выдвинута идея "гранитного" и "базальтового" разделения коры. Кроме "базальтового" ($\sigma = 2,86 \div 2,99 \text{ г/см}^3$, $\alpha_0 = 0,081 \div 0,084$), в низах земной коры предполагается существование "базит-гипербазитового" слоя ($\sigma = 3,0 \div 3,2 \text{ г/см}^3$, $\alpha_0 = 0,084 \div 0,086$). В табл. 30 физическому "базит-гипербазитовому" слою дана петрологическая характеристика в строках 6–8, 12, 136, 17, 19, 216, 226, 23в, 25, 27–29, 306, 31 (?). "Базальтовый" и "базит-гипербазитовый" слои вместе иногда составляют подавляющую по мощности часть коры в районах с эвгеосинклинальным типом развития (Корякская и Алазейская зоны, приокеаническая зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, рис. 26, 36, Нижнекамский и Тасеевский блоки, Енисейский кряж, рис. 35). "Базальтовый" и "базит-гипербазитовый" слои образованы гетерогенными по возрасту блоками пород. Время образования слоев определяется по последней фазе наиболее активной тектономагматической деятельности, затронувшей подавляющую массу слагающего слои вещества. Например, для "ба-

зальтового" слоя Охотско-Чукотского вулканогенного пояса предполагается верхнемеловое время становления. "Базит-гипербазитовый" слой более молодой, поскольку воздействие магмогенерирующих очагов на перекрывающие толщи коры затухает во времени сверху вниз, что приводит к исчезновению промежуточных зон активизированного вещества.

Схемы изогипс поверхности М и кровли "базальтового" слоя, приведенные в работе, построены без учета существования "базит-гипербазитового" слоя ввиду недостатка на момент их построения необходимой информации. Вследствие этого на схемах (см. рис. 23–25) возможны перескоки с кровли "базальта" на кровлю "базит-гипербазитового" слоя и с кровли "базит-гипербазитового" слоя на поверхность М (см. рис. 35). Велика вероятность, что на некоторых разрезах ГСЗ выделяется именно поверхность "базит-гипербазитового" слоя с $v_r = 7,7 \div 7,9$ км/с и плотностью меньше $3,2$ г/см³ (см. монографию И.С. и Б.С. Вольвовских [1975]). Особенности петрологических взаимоотношений на границе М демонстрирует табл. 31.

Одной из ведущих в данном исследовании является идея преимущественно "блоковой" природы аномалий силы тяжести и второстепенной роли изменения глубин квазигоризонтальных контактовых поверхностей плотностного расслоения среды в силу незначительности или полного отсутствия скачка плотности (последнее на границе второго рода). При исследованиях именно в рамках такой модели, где на квазигоризонтальных границах второго рода раздела скачкообразно меняется вертикальный градиент физических свойств, а не сами свойства или имеет место небольшой скачок плотности, скорости и т.д., и выделен "базит-гипербазитовый" слой как гетерогенное геолого-географическое образование с промежуточным между базитами и гипербазитами средним химическим составом. Роль гипербазитовой компоненты возрастает сверху вниз в направлении к поверхности М, ниже которой залегает перидотитовый слой [Anderson, 1979a, b; Паланджян, 1981]. В верхней мантии вертикальный градиент увеличения плотности σ и скорости v меньше, чем в коре.

На рис. 36, где приведены колонки с обобщенным разрезом коры и верхней мантии до глубины около 100 км, построенные по гравиметрическим данным с привлечением комплекса геолого-геофизической информации для юго-восточного участка Яно-Колымских мезозоид, примагаданского звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и примагаданской акватории Охотского моря, "базит-гипербазитовый" комплекс нижней коры, представляющий собой гетерогенную тектономагматическую смесь магматических и метаморфических пород основного, ультраосновного, среднего химического составов, постепенно, но, возможно, с некоторым небольшим по величине скачком на поверхности М переходит в образования со значительным преобладанием перидотитов. На границе М скачкообразно, примерно в 3 раза, уменьшается вертикальный градиент плотности $\Delta\sigma/\Delta H$ (см. рис. 33), само существование которого (градиента) в этой части верхней мантии связывается с постепенным увеличением объема эклогитизированных пород.

По результатам расчета в предыдущем пункте плотность пород на глубине в среднем около 120 км достигает величины $3,54\text{--}3,58$ г/см³ (см. рис. 23, табл. 29). Это типичные плотности мантийных эклогитов [Рингвуд, 1981], слагающих эклогитовый слой. Характерно, что на тех же глубинах располагается кровля электропроводящего слоя, который интерпретируется как астеносфера (см. табл. 24) и в котором имеет место частичное плавление [Ваньян, 1981]. Не исключено, что именно этот слой

Т а б л и ц а 30

Петрологическая интерпретация и физико-термодинамическая характеристика нижней коры

№ п/п	Петрологическая или (и) петрохимическая характеристика слоя	Тектонические положения, условия и роль	Возраст или время формирования
1	2	3	4
1	Базальты, допериты, габбро	—	—
2	Основные породы (габбро)	—	—
3	Кварцевый диорит в эклогитовой фации	—	10 ⁸ –10 ⁹
4	Диорит в фации гранатового гранулита	—	—
5	Габбро-анортозит	—	—
6	Основные породы в фации гранатового гранулита	—	10 ⁸ –10 ⁹
7	Амфиболиты в альмандин-амфиболитовой фации	Молодые платформы	—
8	Амфиболиты с гранитными породами	Щиты	—
9	Средняя по содержанию SiO ₂ гетерогенная смесь кислых и средних гранулитов и чернокитов (55%), основных гранулитов и эклогитов (40%), ультрабазитов (5%)	Стабильные континентальные регионы	—
10	Средняя по содержанию SiO ₂ гетерогенная смесь плагиоклазовых гнейсов и гранито-гнейсов и амфиболитов	Балтийский щит, Кольская сверхглубокая скважина	AR
11	“Гранулито-базальтовый” — плагиогнейсы с гранатом и пироксеном, анортозиты, чернокиты	Стабильные континентальные регионы	—
12	“Гранулито-эклогитовый”	Стабильные континентальные регионы	—
13	“Базальтовый” слой — габбро, диабазы, габбро-пироксениты, габбро-диориты, метаморфизованные эффузивы основного состава, амфиболиты, кристаллические сланцы с основностью: а) нормальной б) пониженной	— — —	— — —
14	Средний по составу между базальтами и андезитами	—	—
15	Гранулит-базитовый слой — гетерогенная толща эндербитов, основных кристаллических сланцев, гранулитов и гранитов в отношении 2:1:1:1, средний по SiO ₂ состав	Щиты (Анабарский, Алданский и др.)	AR
16	Субфация коровых эклогитов — альмандиновые эклогиты, гранат-глаукофановые породы, жадеитовые метаграуваки	Кора “незрелого” типа	—
17	Верлит-горнблендит-троктолитовый тип мантии — подстилает субфацию коровых эклогитов	То же	—
18	а) Тимптонская субфация глубинности (основные кристаллические сланцы, гранулиты, эндербиты, карбонатные породы) б) Сутамская субфация глубинности (гиперстен-кордиерит-гранатовые, сапфирин-энстатит-силлиманитовые и т.д. породы) в) Субфация эклогитоподобных пород	Кора “зрелого” типа (Алданский щит) — —	AR — —
19	Низы “базальтового” слоя — амфиболиты, основные породы в гранат-гранулитовой фации	Континентальные орогены	—
20	Меланократовый фундамент — габбро-амфиболитовый комплекс	Островные дуги	—
21	Офиолитовая ассоциация	Складчатые области	—
	а) дунито-гарцбургиты — мантия	—	AR (?)

Физико-термодинамические характеристики формирования "базальтового" и "базит-гипербазитового" слоев						Литературный источник
H ₂ O	Δh, км	σ, г/см ³	v, км/с	P, 10 ⁸ Па	T°	
5	6	7	8	9	10	11
—	—	—	6,5–7,2	—	—	[Gutenberg, 1955] [Birch, 1960, 1961]
—	—	—	6,5–7,6	—	—	[Косминская, 1958, 1968]
Сухой	15–40	2,83–3,13	6,6–7,3	4–10	300–700	[Рингвуд, 1981]
"	15–40	—	—	4–10	300–700	То же
"	15–40	—	—	4–10	300–700	[Green, 1970]
—	15–40	3,2–3,3	7,2–7,8	4–12	300–700	[Рингвуд, 1981]
Водный	15–40	3,00–3,25	7,0–7,0	4–10	600	То же
"	15–40	3,00–3,25	7,0–7,6	4–10	600	"
—	15–40	—	—	4–10	—	—
—	7–11	2,80	6,5–6,6	4	120–180	[Белоусов, 1982]
—	18–30	—	6,6	—	—	[Белоусов, 1966, 1978]
—	30–35	—	7,2	—	—	[Белоусов, 1966, 1976]
—	—	2,9–3,0	6,7–7,4	—	—	[Моисеенко, 1981]
—	—	3,1–3,2	7,5–7,8	—	—	—
—	—	—	—	—	—	[Ронов, Ярошевский, 1978]
—	—	—	—	—	—	[Лутц, 1974]
—	20	2,9–3,0	6,8–7,0	6	450–550	[Витте, 1981]
—	30	3,0–3,2	7,5–8,0	8?	900	То же
Сухой	25–35	2,85–2,90	6,4–6,8	7–9	800–900	"
—	35–40	2,95–3,05	6,8–7,0	10–11	850–950	—
—	40–45	3,2–3,3	7,4?	11–12	900–1100	—
—	45–60	—	7,2–7,8	—	—	[Рингвуд, 1981]
—	7–15	2,9–3,0	6,3–7,2	2–4	—	[Марков, 1975]
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—

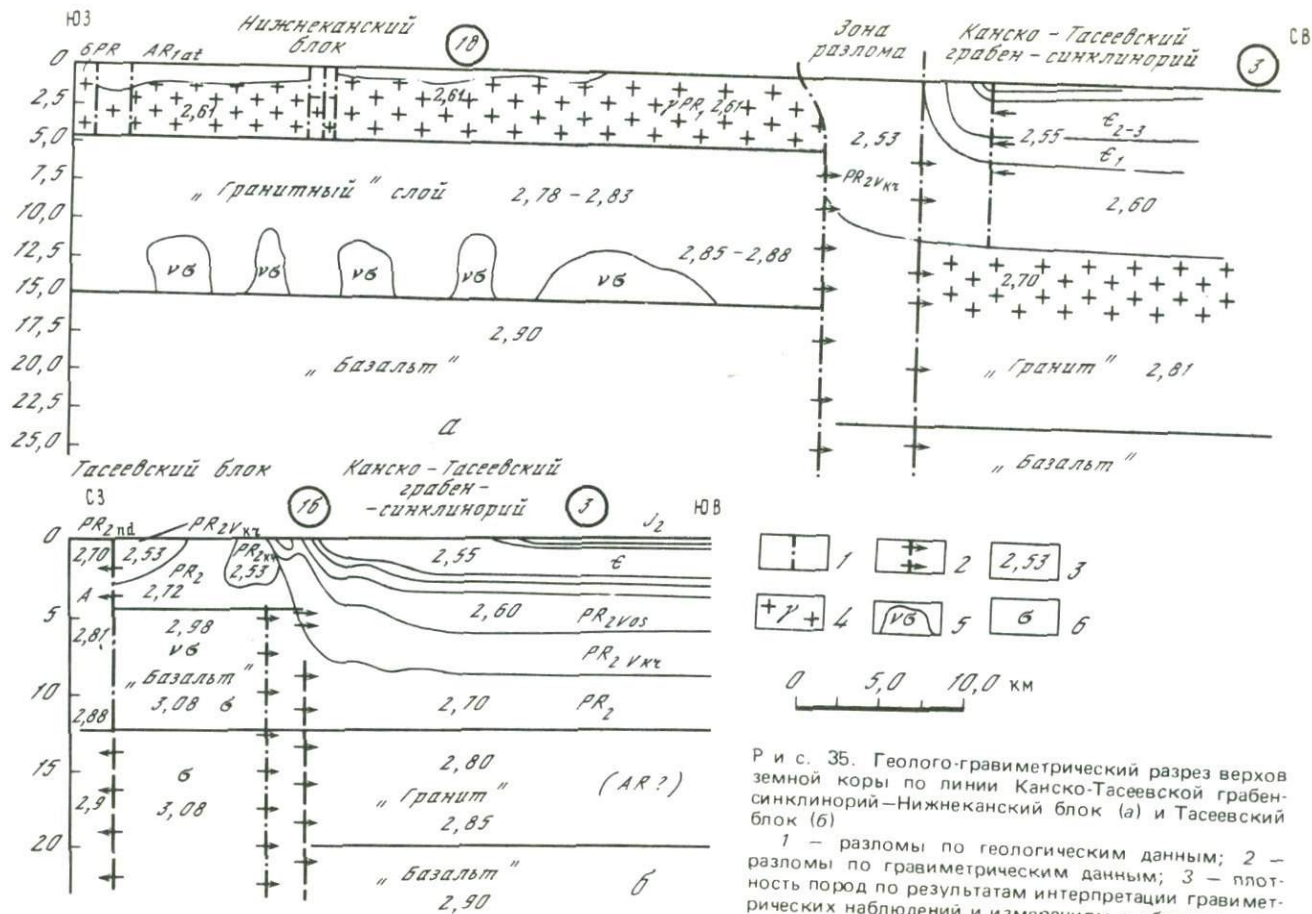
Таблица 30 (окончание)

1	2	3	4
	б) полосчатый комплекс (габброиды)	—	MZ—KZ (?)
	в) дайковый комплекс (диабазы)	—	MZ—KZ
	г) базальты	—	MZ—KZ
22	а) "Базальтовый" — metabазиты и метаосадочные породы в фации глаукофан- и зеленосланцевого метаморфизма, габбро	Рифейско-нижнепалеозойская эвгеосинклиналь (?) (Алазейское плоскогорье, Момская владина) с деструктивным базальтовым слоем	PR ₂ —PZ ₁ (?) MZ
	б) "Базит-гипербазитовый"	—	MZ (?)
23	а) Метабазиты и метаосадочные породы в фации глаукофан- и зеленосланцевого метаморфизма	Там же (р. Шангина — правый приток р. Индигирки)	R—PZ ₁ (?)
	б) Базальты, габбро	—	MZ
	в) Базит-гипербазиты	—	10 ⁸
24	Гетерогенная смесь кислых, средних и основных гранулитов, чарнокитов	Юг Омолонского массива и Гижигинская зона	AR PZ
25	Серпентинизированные гарцбургиты, дуниты, лерцолиты и амфиболитизированные габбро	Усть-Бельский массив	
26	Андезит-базальты и габбро-амфиболиты	Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, внутренняя (приокеаническая зона)	—
27	Тектономагматическая смесь базитов (габбро-амфиболитов) — ультрабазитов	То же	—
28	Габбро-амфиболиты, серпентинизированные гипербазиты	То же, бассейн р. Туромча	MZ
29	Габбро-амфиболиты, серпентинизированные гипербазиты	То же, но внешней (материковой) зоны	MZ
30	а) Пироксениты, нориты, габбро-нориты	Енисейский кряж, Тасеевский блок	AR
	б) Ортоамфиболиты	Юг Тасеевского блока	10 ⁸ —10 ⁹
	в) Породы среднего состава в фации гранулитового метаморфизма	Север Тасеевского блока	10 ⁸ —10 ⁹
31	Эклогитизированные сланцы	Сибирская платформа, Далдыно-Алакитский район	—
32	Гранулит-базальты	Там же, Средне-Оленекский район; плато Колорадо (США); Памир и Юго-Западный Гиссар	—
33	"Габброиды"	Западный Казахстан и Восточный Узбекистан, островные дуги (Курилы и Камчатка, Гавайские острова)	—

Обозначения. H₂O — режим водонасыщения при формировании слоя; Δh — интервал глубин формирования, T° — температура.

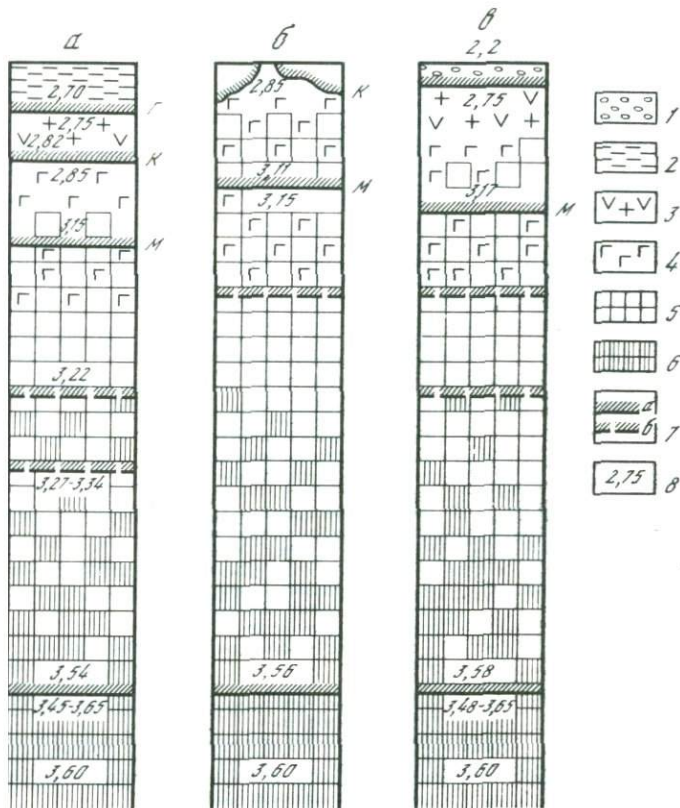
*Величины скорости рассчитаны по плотности.

	5	6	7	8	9	10	11
		—	3,10—3,15	7,4—7,5	—	—	[Колман, 1979]
		—	2,8—2,9	7,0—7,2	—	—	
		—	2,7—2,9	6,0—7,0	—	—	
—		0—24	2,90—2,99	—	—	—	[Шило и др., 1978]
		24—32	3,00—3,10	—	—	—	
—		8—120	2,95	—	—	—	[Шило и др., 1978]
		12—22	2,95	—	—	—	
		22—30	3,0—3,1	—	—	—	
—		20—40	2,85—2,91	—	—	—	[Ващилов, 1977]
—		0—14	2,60—3,10	—	—	—	По Ващилову
Водный		От 0—3 до 8	2,80—2,96	6,3—6,8*	—	—	[Шило и др., 1979]
"		8—20	2,96—3,17	7,10—7,58*	—	—	[Шило и др., 1979а]
"		7—45	3,13	7,49*	—	—	[Ващилов и др., 1980]
"		22—45	3,00	7,24*	—	—	То же
—		4—9	2,98	—	—	—	[Ващилов и др., 1979в]
—		9—15 и более	2,98—3,08	—	—	—	То же
—		9—15	2,83—2,93	—	—	—	"
—		—	—	—	8—10	—	[Глубинные ксенолиты..., 1975]
—		—	—	—	—	—	То же
—		—	—	—	—	—	"



Р и с. 35. Геолого-гравиметрический разрез верхов земной коры по линии Канско-Тасеевской грабен-синклиорий—Нижнеканский блок (а) и Тасеевский блок (б)

1 — разломы по геологическим данным; 2 — разломы по гравиметрическим данным; 3 — плотность пород по результатам интерпретации гравиметрических наблюдений и измерениям в образцах; 4 — гранитоиды; 5 — базальты-гипербазиты; 6 — гипербазиты



Обобщенные разрезы земной коры и верхней мантии юго-восточного участка мезозойских мезозойских (а), примагаданского звена Охотско-Чукотского вулканико-магаданского (б) и примагаданской акватории Охотского моря (в) южной части Охотского моря; 2 — терригенная толща верхоянского; 3 — кристаллическое основание — "гранитный" слой (Г — кровля); 4 — гранитного состава (К — кровля); 5 — гипербазиты (поверхность М — кровля); 6 — эклогиты; 7 — границы раздела точные (а) и предполагаемые (б); 8 — ρ , г/см³

генератором базальтовой магмы, излившейся в пределах внутрокеанической) зоны пояса — в зоне расщелившегося его раз-

ность существования эклогитового слоя отвергается А.Е. Ринг-81], но В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов, Н.В. Соболев придерживаются точки зрения, предполагая, например, в мантии Урала и причасти Русской платформы наличие толщи алмазоносных эклогитовых ксенолитов..., 1975]. В пользу перидотито-эклогитовой мантии с эклогитовым слоем на глубине 220 км (граница Леманзывается Д. Андерсон [Anderson, 1979a, b]. Эксперименты и Н. Тилли [Yoder, Tilley, 1962] показали, что поле соотношений для некоторых базальтов при температуре 1200° соответствия 30 · 10⁸ Па и более (глубина более 90 км). Наиболее в рамках обсуждаемого вопроса результат получен Ф. Пресзий в результате перебора на ЭВМ пяти миллионов моделей

Регион и его тектоническая характеристика	Петрологическая природа границы	Литературный источник
Континент	Химическая: габбро или эклогит-перидотит	[Магницкий, 1965]
Область молодой тектонической активности	Фазовая: габбро-эклолит	То же
Континент	То же	[Fermor, 1914; Holmes, 1926]
Горные сооружения Альпийского геосинклинального пояса Евразии, платформенные щиты	Габбро-гранатовый гранулит	[Артюшков, 1979]
Океан	Базальтовая океаническая кора — преимущественно гранатовые гипербазиты	[Белоусов, 1976]
Континент	Гранулит-базитовый слой — преимущественно альпинотитные и шпинелевые гипербазиты, иногда гранулит-эклолитовые породы	То же
Стабильные континентальные области и глубокие океанические бассейны	Химическая: средние—основные породы — ультрабазиты (перидотиты)	[Ringwood, Green, 1966]
Тектонически активные области	Фазовая: средние—основные породы — гранатовые гранулиты и габбро-эклолиты	То же
Континент	Гранатовый гранулит-эклолит	[Ито, Кеннеди, 1972], впоследствии отказались от этой гипотезы
Океан	Химическая: базальтовый слой—перидотиты	[Магницкий, 1965]
Континент	Фазовая: габбро-эклолит	[Стишов, 1963]
Океан	Химическая	То же
Континент (щиты)	Химическая: безоливиновые метаморфизованные базиты—перидотиты	[Паланджан, 1981]
Океан	Базиты—древнейшие перидотиты	То же
Сибирская платформа, Далдыно-Алакитский район	Эклогитизированные сланцы — эклогиты и пироксеносодержащие перидотиты с линзами эклогитов	[Глубинные ксенолиты..., 1975]
Сибирская платформа, Нижне-Оленекский район	Химическая: кристаллический фундамент (гранулитовая фация) — шпинеельсодержащие перидотиты	То же
Там же, Средне-Оленекский район и плато Колорадо (США)	Химическая: гранулит-базальты — шпинеелевые перцолиты и гранат-шпинеелевые перидотиты	“
Минуса и Монголия	Химическая: гранулит-базальты с дунит-верлитовыми линзами — шпинеелевые перцолиты	“
Памир и Юго-Западный Гиссар	Гранулит-базальты и эклогитоподобные породы — гранатовые пироксениты и эклогиты	“
Основные дуги (Курилы, Камчатка)	Химическая: “габброиды” — плагиоклаз-шпинеелевые перидотиты	“
Островные дуги (Япония), Гавайские острова	Химическая: “габброиды” — шпинеелевые перцолиты	“
Океан	Толейтовые базальты — породы в фации зеленых и глаукофановых сланцев	[Грин и др., 1968]
	Фазовая: серпентиниты—ультрабазиты	[Hess, 1962]

выявил определенное число оптимальных вариантов, которые с наилучшей точностью удовлетворяли временам прохождения поперечных и продольных волн, данным о дисперсии поверхностных волн, периодам собственного колебания Земли, некоторым ее постоянным [Press, 1970]. Все оптимальные модели имели в интервале глубин 80—170 км плотность аклогитов около $3,60 \text{ г/см}^3$. График зависимости плотности от глубины и вертикальный градиент плотности в интервале глубин 30—90 км, по Прессу, практически совпадают с графиком автора, найденным независимым методом (см. рис. 33). Для объективности следует отметить, что исследованиями Р. Хэддона и К. Буллена [Буллен, 1978] и Т. Джордана и Д. Андерсона [Jordan, Anderson, 1974] получены модели с более простым характером изменения плотности в верхней мантии и на порядок меньшим вертикальным градиентом $\Delta\sigma/\Delta H$, но при их расчетах проанализировано меньшее число геофизических параметров Земли.

В целом возможные варианты объяснения петрологической природы горизонтальных границ расслоения верхней мантии, полученных по гравиметрическим данным, содержатся в табл. 23.

Анализ приведенных выше результатов, сконцентрированных главным образом в табл. 23, 30 и 31, показывает, что многообразие вариантов петрологической интерпретации связано не только с ее субъективными моментами, но и отражает реально существующую ситуацию, заключающуюся в том, что каждый коромантийный блок характеризуется своей структурой и веществом.

Глава 5

БЛОКОВО-СЛОИСТАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОКИНЕМАТИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

Термины "геокинематика" и "геодинамика" произошли от соответствующих терминов механики. Геокинематика рассматривает движение геологических тел само по себе, без анализа причин и сил, его вызывающих. В геодинамике изучают силы, порождающие движение. Предыдущая глава посвящена всестороннему анализу явления закономерного тяготения нижних и верхних ограничений блоков к горизонтальным поверхностям расслоения, т. е. одной из проблем глубинной структуры земной коры и верхней мантии. Но даже при анализе статистических систем, какими представляются механику структурно-вещественные конструкции в геологии, автор прибегал к построению ретроспективных моделей, как, например, при определении амплитуды относительного вертикального смещения Охотоморского блока и блока юго-восточного участка Яно-Колымских мезозоид (см. рис. 32).

Специфика геокинематики и геодинамики в условиях такого устройства земной коры и верхней мантии, которые отвечают развиваемым в данной работе представлениям о блоково-слоистой структуре, еще слабо изучена. Цель настоящей главы заключается не в том, чтобы восполнить этот пробел (что невозможно даже в рамках специальной работы), а в том, чтобы на некоторых примерах продемонстрировать открывающиеся перспективы исследований.

5.1. ПРЯМЫЕ РАСЧЕТЫ ИЗОСТАТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА

Располагая данными о структуре двух контактирующих блоков, об абсолютных значениях плотности пород, слагающих блоки от поверхности земного рельефа до уровня компенсации на глубине 5,1 км [Магницкий, 1965], и о средней плотностной контрастности блоков, можно решить вопрос: является ли граница нижних ограничений блоков кровлей астеносферы, на которой происходит выравнивание давлений [Файтельсон, 1973], и оценить их изостатическое состояние. В качестве примера опять рассмотрим два блока — континентальный и Охотоморский, разделяемый зоной разломов примагаданского звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (см. рис. 32). На присутствие в этом районе достаточно мощного астеносферного слоя, кроме данных табл. 25, характеризующей электропроводность верхней мантии, указывают и сейсмические данные [Винник, 1976]. По результатам МТЗ кровля астеносферы находится на глубине около 100 км.

Исходя из уравнения изостатического равновесия

$$\delta\sigma(\zeta_2 - z) = \sum h_i \sigma_i, \quad (5.1.1)$$

где ζ_2 — глубина до астеносферы, определяемая как среднее значение глубин нижних ограничений блоков из табл. 30 и равная 112 км; $\delta\sigma$ — вычисляемое весьма условное среднее значение разности плотности астеносферы и плавающего на ней блока литосферы; h_i и σ_i — мощность и плотность пород выше уровня компенсации, определяется разность $\Delta\sigma_{\phi} = \delta\sigma_{\kappa} - \Delta\sigma_{\text{м}}$. Исходными для морского блока являются следующие данные: $\sum h_i \sigma_i = \sigma_{\text{ос}} h_{\text{ос}} + \sigma_{\phi} h_{\phi}$, $\sigma_{\text{ос}} = 2,28 \text{ г/см}^3$ — плотность осадочной толщи на море, вычисленная по пластовой скорости $v_{\text{пл}} = 2,7 \text{ км/с}$ [Строение земной коры..., 1962] с помощью формулы (4.4.5) и выражений $\sigma = f(v)$ в работе А.К. Курскеева [1977]; $h_{\text{ос}} = 3 \text{ км}$, $\sigma_{\phi} = 2,75 \text{ г/см}^3$ и $h_{\phi} = 2 \text{ км}$ — плотность и мощность пород консолидированного фундамента. Тогда $\Delta\sigma_{\phi} = 0,151 \div 0,115 = 0,036$, $\Delta\sigma_{\phi} < \Delta\sigma_{\text{и}} = 0,044 \text{ г/см}^3$. Несмотря на близость расчетного $\Delta\sigma_{\phi}$ и интерпретационного $\Delta\sigma_{\text{и}}$ значений, существующее их расхождение значимо, систематически меньше всех интерпретационных значений в таблице, требует объяснения и заключается в следующем: или кровля астеносферы расположена на глубине, большей, чем 112 км, а разность плотности блоков на больших глубинах не прослеживается из-за ее малости по сравнению с $\Delta\sigma = 0,044 \text{ г/см}^3$, или положение кровли астеносферы установлено верно, но изостатическое равновесие нарушено таким образом, что континентальный блок недогружен поверхностными массами и в настоящее время воздымается, а Охотоморский — перегружен и опускается. Предпочтителен второй вариант. Оценки значительно не изменятся, если уровень компенсации $Z = 6 \text{ км}$, но существенно зависят от плотности слоя малоплотных осадков на море. При $\sigma_{\text{ос}} = 2,0 \text{ г/см}^3$ имеет место $\Delta\sigma_{\phi} \approx \Delta\sigma_{\text{и}}$.

Аналогичный расчет для гранитного массива Аннычаг, расположенного в пределах юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области, показал, что $\Delta\sigma_{\phi}$ примерно в 3 раза больше $\Delta\sigma_{\text{и}}$ даже при условии, что уровень компенсации совпадает со средней высотой окружающего массивы рельефа. Делается очевидный вывод об отсутствии связи нижнего ограничения гранитного блока с кровлей астеносферы на глубине 7 км, а происхождение рельефа гранитных блоков связывается не с изостатическими силами, а со степенью сопротивления пород денудации.

5.2. О ПРОИСХОЖДЕНИИ СЕЙСМОГЕННЫХ УЗЛОВ

Если одной из причин тяготения нижних ограничений блоков к квазигоризонтальным поверхностям раздела является тектоническая расслоенность, то современные горизонтальные смещения литопластин земной коры по поверхностям скола должны сопровождаться возникновением и разрядкой (в виде землетрясений) напряжений. При сдвиговом скольжении литопластины вдоль некоторого разлома аномально большие напряжения следует ожидать в узлах пересечения разломов, которые на активных этапах жизни разломов представляли собой зоны максимальной проницаемости, а ныне, будучи пронизаны интрузивными телами, являются закоренными своими корнями за более глубокие слои сейсмогенной зоны.

Безотносительно к вопросу о природе повышенной сейсмичности узлы пересечения разломов многими исследователями рассматривались как потенциально или фактически сейсмоопасные [Андреев и др., 1980а, б; Вашилов, 1979; Гельфанд и др., 1972, 1974; Сейсмическое районирование..., 1980]. Кажется разумным считать, что наибольшее сопротивление будут оказывать разломы, перпендикулярные к линии движения, а при наличии системы из трех и более пересекающихся в данном узле разломов — система с равными углами между разломами.

Количественная оценка напряженности тектонической обстановки в узле пересечения разломов, разделяющих разноплотные блоки, была сделана с помощью введенной автором меры дискордантности D , определяемой как сумма модулей попарных векторных произведений прямолинейных отрезков разломов:

$$D = \sum_{i=1}^m \left| \mathbf{I}_i \times \mathbf{I}_{i+k} \right| = \sum_{i=1}^m |l_i l_{i+k} \sin(\alpha_{i+k} - \alpha_i)|, \quad (5.2.1)$$

$$k = 1, 2, \dots; m - i,$$

где \mathbf{I}_i — вектор-разлом, разделяющий плотностные неоднородности; m — общее число разломов в квадрате палетки; $\alpha_{i+k} - \alpha_i$ — угол между направлениями простираний прямолинейных отрезков разломов с индексами i и $i+k$.

Мера дискордантности характеризуется следующим свойством. Если в (5.2.1) все значения l равны единице, то выражение (5.2.1) приобретает вид

$$D = \sum_{i=1}^m \left| \sin(\alpha_{i+k} - \alpha_i) \right|. \quad (5.2.2)$$

Мера дискордантности в этом случае будет иметь максимальные значения при $(\alpha_{i+k} - \alpha_i)$, кратном π/m , т.е. при равенстве углов пересечения разломов. Например, в случае пересечения двух разломов углы $(\alpha_{i+k} - \alpha_i)$ должны быть кратными $\pi/2$, трех — $\pi/3$ и т. д.

Нормировка по площади S дает вместо выражения (5.2.1) формулу

$$\|D\| = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^m |\mathbf{I}_i \times \mathbf{I}_{i+k}| = \sum_{i=1}^m |l_i l_{i+k} \sin(\alpha_{i+k} - \alpha_i)|. \quad (5.2.3)$$

Для расчета меры дискордантности выбрана территория юга Магаданской области, которая была разбита на квадраты размерами 100×100 км. Результаты расчетов по каждому квадрату приведены на рис. 37 (вкладка).

Расчеты выполнялись по схеме разломов, выделенных по гравиметрическим данным. Выяснилось, что все четыре известных сейсмических узла располагаются в пределах квадратов с максимальными значениями меры дискордантности или рядом с ними. Хурено-Янский и Средне-Арманский участки максимальных значений D следует рассматривать как потенциально сейсмоопасные.

В узлах максимальной дискордантности D разломов, разделяющих плотностные неоднородности на юге Магаданской области, накапливается энергия современных движений и высвобождается в виде сейсмических толчков. Эти движения, по-видимому, связаны с характерными для данного региона левосдвиговыми горизонтальными смещениями вдоль юго-западного широтного отрезка Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Возможна и иная геокинематическая интерпретация этого явления.

5.3. ИНВЕРСИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ МАТЕРИКОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРИМАГАДАНЫЕ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ БЛОКОВО-СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ

При анализе одного из вариантов карты изосейст Артыкского землетрясения 18 мая 1971 г. на границе Магаданской области и Якутской АССР [Козьмин и др., 1971], что вблизи побережья Охотского моря, примерно на участке между поселками Иня и Тахтоямск, отмечается своеобразная инверсия интенсивности: интенсивность, понизившаяся в пос. Усть-Омчуг (на 200 км ближе к эпицентру, чем Магадан) почти до 3 баллов, у побережья вновь увеличивается до 4 баллов (рис. 38). Некоторые исследователи объясняют это явление сейсмоинженерными условиями – значительным распространением талых грунтов в данном районе. Однако такие же условия наблюдаются в долинах рек Охоты, Кухтуй и др., где подобное повышение интенсивности землетрясения не отмечается.

По мнению автора [Вашилов, 1979; Андреев и др., 1980а, б], основные особенности пространственного распределения интенсивности близких материковых землетрясений в основном обуславливаются характером блоково-слоистой структуры земной коры и верхней мантии. Изосейста 4 баллов совпадает с северной границей блока, характеризующегося резко сокращенной мощностью земной коры (в среднем с 35 км на севере до 20–25 км в пределах Примагаданского блока) и почти полным отсутствием "гранитного" слоя. Строение земной коры здесь меняется скачкообразно по глубинному разлому.

Предположим, что сейсмическая энергия, переносимая проходящими волнами, распространяется преимущественно в земной коре. Тогда в связи с общим уменьшением мощности земной коры и практическим выходом к дневной поверхности "базальтового" слоя интенсивность сейсмических колебаний в Примагаданском блоке Охотско-Чукотского вулканогенного пояса повышается на одну треть против нормального. Используя характеристики Артыкского землетрясения (см. рис. 38), а также формулы, приведенные в работе Н.В. Шебалина [Сейсмическое районирование..., 1968], найдем величину аномальной сейсмической энергии. Чтобы оценить величину аномального увеличения энергии сейсмической активности E_a/E_H (E_a – аномальная энергия, E_H – нормальная энергия, т. е. теоретическая рассчитанная для данного очага на данном эпицентральной расстоянии), необходимо знать соответствующие отношения для амплитуд A_a/A_H и преобладающих периодов T_a/T_H , так как

$$E_a/E_H \sim (A_a T_H / A_H T_a)^2. \quad (5.3.1)$$

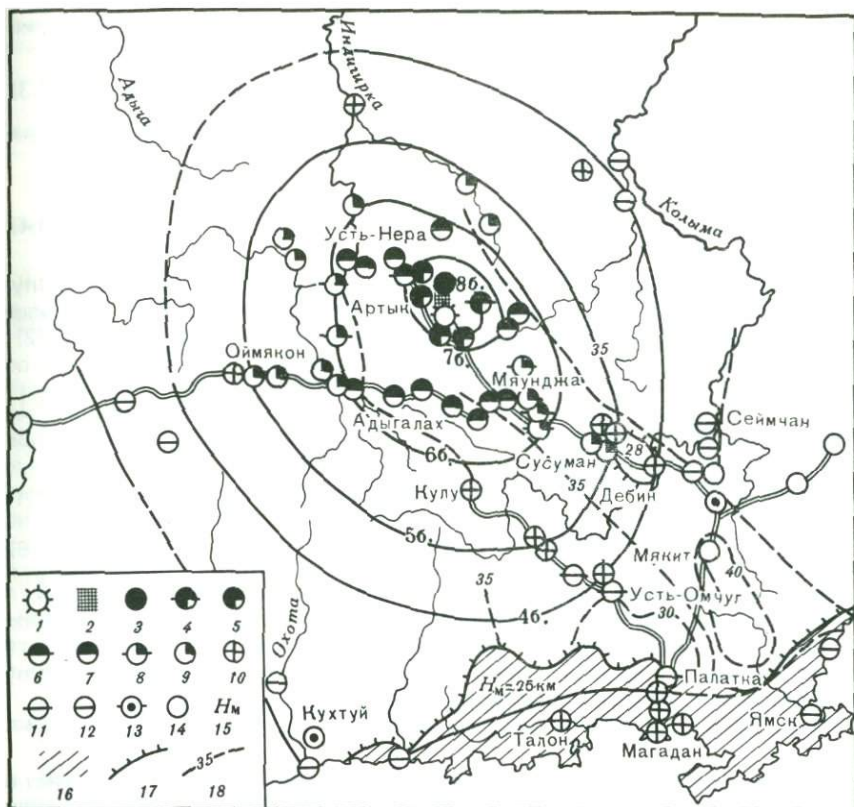


Рис. 38. Схема изосейст Артыкского землетрясения 18 мая 1971 г. и глубинная структура юга Магаданской области

1 — инструментальный эпицентр землетрясения; 2 — эпицентр по макросейсмическим данным; интенсивность землетрясения, баллы: 3 — 8; 4 — 7—8; 5 — 7; 6 — 6—7; 7 — 6; 8 — 5—6; 9 — 5; 10 — 4; 11 — 3—4; 12 — 3; 13 — 2—3; 14 — 2; 15 — глубина до поверхности M; 16 — зона близповерхностного залегания кровли "базальта"; 17 — генеральный разлом ОЧВП; 18 — изогипсы глубин поверхности M, км

Судя по данным опроса населения, сейсмические колебания в Примагаданском блоке имели более низкую частоту, чем в приочаговой неаномальной зоне. По-видимому, преобладающие частоты колебаний в Примагаданском блоке составили 1—3 Гц, в области нормального распределения изосейст — 3—10 Гц. Расчеты выполнялись для четырех значений T_H/T_a : 0,1; 0,3; 0,5; 1,0; первый и последний случаи маловероятны. Определение величины A_a/A_H выполняется в следующем порядке.

В сейсмологии [Сейсмическое районирование..., 1968] существует макросейсмическая формула Блейка

$$I_0 - I_i = S \lg \frac{\sqrt{\Delta_i^2 + h^2}}{h}, \quad (5.3.2)$$

где I_0 и I_i — интенсивность землетрясений соответственно в эпицентре и на i -й изосейсте; Δ_i — средний радиус i -й изосейсты; h — глубина гипоцентра; $S = n_{3\phi} / \lg m$; $m_i = A_i / A_{i+1}$ — коэффициент увеличения ам-

плитуды от $(i + 1)$ -й к i -й изосейсте; $n_{эф}$ - коэффициент эффективного поглощения сейсмической энергии в выражении

$$A = A_0 / (\Delta_i^2 + h^2) n_{эф} \quad (5.3.3)$$

Для Артыкского землетрясения по схеме изосейст (см. рис. 38) и выражения (5.3.2) рассчитаны величины S :

$$S = (I_0 - I_i) / \lg \frac{\sqrt{\Delta_i^2 + h^2}}{h} \quad (5.3.4)$$

Соответствующие теоретические значения для $S = 2 \div 3$ вычислены путем экстраполяции или осреднения (последнее при $h = 20$ км). Наиболее согласованные результаты расчета S получены для $h = 5$ и 20 км (табл. 32).

Теоретические величины радиусов Δ_i изосейст 2 и 3 рассчитаны по формуле

$$\Delta_i = h (10^{\frac{2}{5}(I_0 - I_i)} - 1)^{1/2} \quad (5.3.5)$$

и по ее упрощенной модификации

$$\Delta_i = h \cdot 10^{\frac{I_0 - I_i}{S}}, \quad h \ll \Delta_i \quad (5.3.6)$$

и при $h = 5$ км равны $\Delta_3 = 430$ км и $\Delta_2 = 650$ км, а при $h = 30$ км — $\Delta_3 = 450$ км и $\Delta_2 = 600$ км ($I = 9$). Изосейсты Δ_3 и Δ_2 охватывают Примагаданский район инверсии сейсмичности. Интенсивность Артыкского землетрясения в Магадане и ближайших районах побережья примерно в 1,5 раза выше, чем предполагалось теоретически.

Коэффициент эффективного поглощения $n_{эф}$ примем условно равным 2. Приращение амплитуды между изосейстами $m = 10^S$ составляет в среднем 2,5 при $h = 30$ км и 5,3 при $h = 5$ км. Так как балльность Примагаданского блока выше ожидаемой в 1,5 раза, то $A_a/A_H = 4$ при $h = 30$ км и $A_a/A_H = 8$ при $h = 5$ км. Величины приращения энергии приведены в табл. 33.

Из формулы (5.3.1) очевидна возможность аномального изменения амплитуды и, следовательно, интенсивности землетрясения не только без повышения, но даже с уменьшением энергии сейсмической активности при некотором увеличении периодов колебания и определенных параметрах очага (см. табл. 33).

Следовательно, в Примагаданской зоне инверсию сейсмической активности при $h = 30$ км, $n_{эф} = 2$ и других указанных выше допущениях можно объяснить и уменьшением частоты колебаний сейсмических волн, распространяющихся в "базальтовом" слое. Однако само уменьшение частоты является аномальным, поскольку кровля "базальта" практически выходит на дневную поверхность. При средних значениях ($T_H/T_a = 0,5$, $h = 30$ км и $T_H/T_a = 0,3$, $h = 5$ км) происходит увеличение сейсмической энергии в 2–6 раз. Для такого увеличения необходима ее фокусировка глубинными структурами, которая и имеет место в приокеанической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) в результате уменьшения мощности земной коры от 37 до 22 км (в среднем), практического исчезновения "гранитного" слоя и уплотнения верхней мантии в южном направлении.

Явление инверсии сейсмической активности в Примагаданском блоке, вызванное проходящими колебаниями, очаги которых расположены в

Таблица 32

Зависимость значения S от интенсивности землетрясения I и глубины очага h

I , балл	h , км		
	5	20	30
7	1,9	4,3	6,3
6	2,0	3,4	4,2
5	2,4	3,7	4,4
4	3,8	4,2	4,8
3	3,1	4,0	5,1
2	3,3	4,0	5,4

Таблица 33

Зависимость аномального изменения энергии сейсмической активности E_a/E_H от амплитуды A_a/A_H , периода колебаний T_H/T_a и глубина очага h

T_H/T_a	$(E_a/E_H)_1$	$(E_a/E_H)_2$
0,1	0,16	0,6
0,3	1,8	6
0,5	4	16
1,0	16	64

бассейне рек Колымы и Индигирки, подтверждается и при анализе других землетрясений (например, землетрясения 18 июня 1974 г. вблизи пос. Сеймчан). Гипотеза, связывающая инверсию с инженерно-сейсмическими условиями, должна быть отвергнута также и потому, что, кроме положительных аномалий инверсии от материковых землетрясений, существуют отрицательные аномалии от восточнокамчатских. Самые сильные землетрясения восточного побережья Камчатки, значительно превосходящие по энергетическому классу Артыкское землетрясение, макросейсмически в г. Магадане не ощущаются, хотя расстояние до их эпицентра всего не более чем в 1,5–2 раза превосходит расстояние до эпицентра Артыкского землетрясения.

5.4. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ БЛОКОВ И РОТАЦИОННЫЕ СИЛЫ

Вертикальные большой амплитуды движения блоков генерируют тангенциальные ротационные силы широтной ориентировки, которые нельзя не учитывать при различных геодинамических построениях [Каттерфельд, 1962; Хаин, 1963; Шило, Вашилов, 1979а, 1980] и которые могут вызывать смещения блоков по поверхностям расслоения тектоносферы. Некоторые оценки ротационной энергии сделаны автором для Южно-Охотской глубоководной котловины [Вашилов, Гайнанов, 1970]. Они показали возможность ее значимого вклада в суммарную сейсмическую энергию Курило-Камчатского региона. Еще большую величину ротационной энергии можно получить, если предположить проседание всего блока Тихого океана [Шило, Вашилов, 1979а, б, 1980; Shilo, Vashchilov, 1982].

Примем четыре главных постулата: 1. Увеличение степени гипсометрической контрастности твердой поверхности Земли как одного из кардинальных направлений развития Тихого океана и окаймляющих его материков [Леонтьев и др., 1976]. Его допустимость определяется некоторыми интерпретациями факта существования гийотов и атоллов. 2. Неизменное в целом положение географических полюсов в течение длительного времени геологического развития, о чем говорит анализ литогенеза Н.М. Страхова [1960], палеоклимата [Синицын, 1980], а также повсеместное существование зон линейных неоднородностей земной коры и верхней мантии, правильно ориентированных относительно земного сфероида, причем очень многие из них имеют древний геологический возраст. 3. Незменность площади бассейна Тихого океана. 4. Относительное постоянство радиуса Земли R и угловой скорости вращения ω . В отношении содержания

третьего и четвертого постулатов существует много противоречивых мнений, но очень мало данных, поэтому они принимаются без обсуждения.

Следствием этих постулатов является возникновение следующей динамокинематической ситуации. Ротационные силы, приложенные к опускающимся океаническим глыбам, направлены на восток, а к поднимающимся материкам — на запад. Величина энергии, создаваемая ротационными силами, определяется по формуле

$$\sum_{k=1}^n \Delta E_k = \sum_{k=1}^n \left[\sigma \omega^2 h H R^3 (\lambda_2 - \lambda_1) (\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1 + \frac{1}{3} \sin^2 \varphi_1 - \frac{1}{3} \sin^2 \varphi_2) \right]_k, \quad (5.4.1)$$

где σ — средняя плотность коры и мантии блока толщиной H , км при вертикальном перемещении h , км; ω и R — соответственно угловая скорость вращения и средний радиус Земли; $\lambda_{1,2}$ и $\varphi_{1,2}$ — географические долготы и широты углов составляющих трапеций, n которых покрывает дно Тихого океана.

Полагаем, что мощность H опускающейся глыбы дна Тихого океана составляет 700 км, т. е. определяется глубиной фокусов самых глубоких землетрясений. Средняя величина относительного вертикального перемещения материков и дна океана h по результатам оценки погружения атоллов и гийотов и средней величины воздымания материка принята равной 1,5 км [Леонтьев и др., 1976]. Плотность глыбы принята равной $3,7 \text{ г} \cdot \text{см}^3$. При этих условиях, постоянных радиусе Земли и угловой скорости ее вращения суммарная энергия ротационных сил оказалась равной 10^{25} Дж. Опускание вершин гийотов и атоллов, очевидно, относительно молодо и происходило непрерывно в течение около 10 млн. лет, начиная примерно с мела. Тогда годовой расход энергии составит величину 10^{18} Дж. Более вероятно предположение о скачкообразном характере погружения дна океана во времени, что обусловило небольшую общую продолжительность опускания дна (менее 10 млн. лет). Тогда в моменты максимальной скорости погружения энергии будет выделяться больше, в спокойные периоды — меньше. Потери внутреннего тепла Земли за год составляют в энергетическом эквиваленте 10^{21} Дж, а суммарная энергия землетрясений оценивается величиной порядка 10^{18} Дж [Ботт, 1974; Гутенберг, 1973]. Таким образом, возникновение части энергии Тихоокеанского сейсмического кольца можно связать с увеличением степени гипсометрической контрастности твердой поверхности Земли океанических впадин и обрамляющих материков.

Вполне вероятно, что с действием ротационных сил связано формирование асимметрии строения востока и запада Тихого океана и его континентального обрамления, главной чертой которой является существование систем островных дуг и задуговых морей на западе и отсутствие таковых на востоке. Ротационные силы создают обстановку планетарного растяжения азиатской континентальной окраины и сжатия в структурах американской материковой рамы океана.

5.5. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА ОБРАЗОВАНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГОВОЙ СИСТЕМЫ

Своеобразной блоково-слоистой структурой характеризуются области перехода от континента к океану. Это своеобразие является отражением сложного процесса развития структуры региона, в результате которого за счет вещества астеносферных слоев формируются блоки, образованные относительно малоплотными породами.

Переходная зона от материковых к океаническим структурам на западной окраине Тихого океана включает системы островных дуг и тыловых (по отношению к дугам) шовных зон, на которых происходит коренная перестройка структуры земной коры. На суше шовные зоны фиксируются позднемезозойскими – кайнозойскими Катазиатско-Чукотскими вулканическими поясами. В подразд. 5.4 было показано, что переход от материка к океану через систему дуговых структур получил свое развитие в условиях доминирования сил растяжения на востоке Азии.

Возникновение ослабленных зон растяжения в земной коре и мантии вызывает следующие процессы: повышенный подток тепла конвективным путем, магмообразование, дренаж астеносферы, заполнение ослабленных зон магматическим материалом снизу и осадками сверху, взаимодействие магматических и осадочных образований и генерация специфической магмы андезит-базальтового ряда и разнообразных метаморфических пород, компенсационное опускание прилегающих к разрывам блоков и т. д.

Многие из перечисленных здесь явлений наблюдаются в пределах островных вулканических дуг, например Курило-Камчатской. Вблизи островной дуги теплопоток достигает $2,9-3,3$ мккал/(см² · с), в Южно-Охотской впадине – $2,2$ мккал/(см² · с). Последние крупные вертикальные движения с амплитудой не менее 1500–2000 м в пределах акваторий Южно-Охотской впадины и Курило-Камчатского желоба произошли в послеплиоценовое время [Сергеев, 1976]. Эти опускания могли носить компенсационный характер за счет оттока пластичного вещества в стороны раскрывающихся дуговых трещин. Эта гипотеза подтверждается количественной интерпретацией аномалий силы тяжести и палеогравиметрическими реконструкциями, выполненными для района Курильской островной дуги [Ващилов, 1973а].

Кривая силы тяжести на профиле через южную часть Курильских островов осложнена двумя минимумами (рис. 39). Наиболее интенсивный из них тяготеет к северо-западному склону Курило-Камчатского желоба. Другой, с меньшей амплитудой, расположен непосредственно в зоне островов Курильской дуги. Южно-Охотская котловина в южной части Охотского моря отмечена гравитационным максимумом. Весь облик кривой свидетельствует о блоковом строении зоны, хотя это не отражается на сейсмическом разрезе.

В результате количественной интерпретации аномалий силы тяжести (предполагая блоковую природу источников возмущения) получен разрез земной коры и мантии (см. рис. 39). На рисунке видно, что нижние границы блоков испытывают подъем в направлении к Тихому океану – от 140 км близ о-ва Сахалин до 300 км и менее с западной стороны Курило-Камчатского желоба. На глубине около 30 км, по сейсмическим данным, расположена граница Мохоровичича.

Гравитационные минимумы в южной части Курильских островов имеют двойную природу. Они связаны, во-первых, с существованием в земной коре и мантии зон растяжения, насыщенных относительно малоплотным

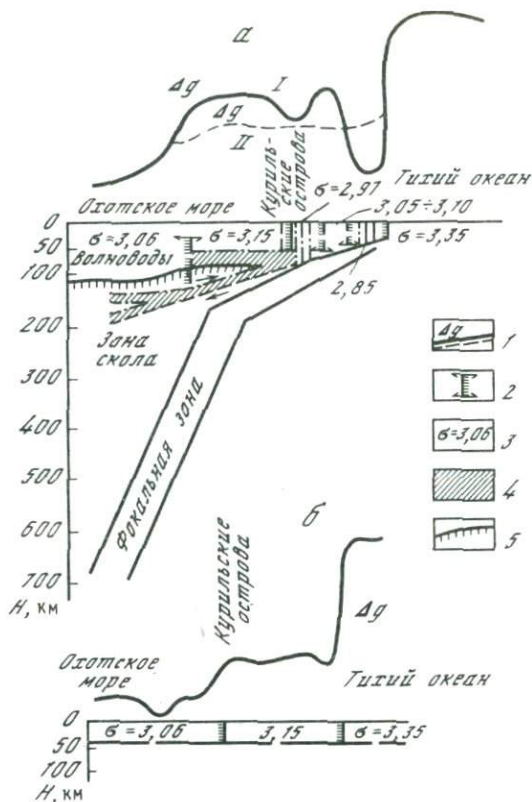


Рис. 39. Характер поля Δg и строение земной коры и верхней мантии по профилям вкрест простираения южной (а) и северной (б) частей Курильских островов

1 — кривые Δg до и после палеорекострукции разреза; 2 — разломы и верхние и нижние ограничения плотностных неоднородностей (блоков) по данным интерпретации аномалий силы тяжести; 3 — плотность пород, слагающих блоки; 4 — слой мало-плотного вещества мантии после реконструкции разреза; 5 — кровля эцлогитового слоя

веществом, поднявшимся из земных недр, и, во-вторых, с увеличением мощности малоплотных неконсолидированных осадков. При количественной интерпретации гравитационное влияние осадков исключалось. Материал глубинных поступлений значителен по объему и в верхних частях земной коры может быть представлен магматическими породами, наиболее распространенными на поверхности, например андезито-базальтами с плотностью $2,80-2,90 \text{ г/см}^3$. В результате вычислены средние горизонтальные перепады плотности между блоками. Если принять за исходную плотность андезито-базальтов $2,85 \text{ г/см}^3$, то можно рассчитать средние абсолютные значения плотностей каждого блока (см. рис. 39); полученные величины характеризуют плотность верхних первых десятков километров разреза.

Возможность возникновения относительно пониженного поля силы тяжести в зоне разлома, свидетельствующего о процессах плотностной дифференциации, зависит не только от состава магматических поступлений по разлому, но и от строения и петрографического состава вмещающих частей земной коры и мантии. Кристаллизуясь в коре и мантии океани-

ческого типа, расплавы образуют тела, отмечаемые минимумами силы тяжести. Тем же породам в коре материкового типа могут соответствовать положительные аномалии, например андезито-базальты в зоне разломов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Кривая Δg на профиле, пересекающем северную часть Курильской дуги, имеет слабовыраженный двухступенчатый вид. Не объясняются ли указанные особенности гравитационного поля оттоком вещества пониженной плотности из-под Южно-Охотской котловины, явившегося причиной ее образования?

Чтобы ответить на этот вопрос, проведена реконструкция земной коры и мантии. В результате интерпретации были определены пространственные параметры и относительная плотность пород, образующих блоки. Вещество блоков, обладающих пониженной плотностью и фиксируемых отрицательными аномалиями силы тяжести, распределено на некоторой глубине равномерным горизонтальным слоем от западного края Курило-Камчатского желоба до западной окраины Южно-Охотской котловины. Расчет показывает, что кривая силы тяжести в такой модели приобретает неярко выраженную двухступенчатую форму, подобную форме кривой по профилю через северную часть Курильской дуги. Примечательно, что даже амплитуды ступенчатых аномалий силы тяжести одинаковы. Аномалии отличаются лишь горизонтальным размером ступеней. Следовательно, разуплотнение в зоне разломов Курильской дуги сопровождается процессами уплотнения верхней мантии в Южно-Охотской котловине. В условиях общего растяжения на западе Тихого океана, приведшего к образованию разломов дуговой формы, произошел надвиг опускающейся плиты Южно-Охотской котловины на восток. Образованию надвига способствовали направленные на восток ротационные силы, но главным образом конвекция малоплотного и пластичного вещества астеносферного вздутия, существовавшего под современной Южно-Охотской котловиной, в направлении к раскрывшемуся дугообразному раздвигу.

Есть основания полагать, что образование Большой и Малой Курильских гряд фиксирует два основных этапа растяжения земной коры и мантии, в результате чего сформировался современный структурный план. Первый этап (верхний мел) — заложение прогиба на месте Малокурильской гряды и тылового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса шовной природы. Второй этап (конец палеогена — начало неогена) — заложение гряды Больших Курильских вулканических островов и подновление Восточно-Сахалинского разлома, выделяемого по гравиметрическим и магнитным данным. В верхнем плиоцене, по-видимому, начался третий, тектонический этап.

Астеносферные слои, являющиеся источником внедряющейся по дуговым разломам малоплотной магмы, располагаются на разных глубинах в верхней мантии. Сейсмические наблюдения в период извержений современных вулканов на Камчатке [Балеста, 1981; Федотов, 1976] и результаты интерпретации аномалий силы тяжести [Вашилов и др., 1968] показывают, что в пределах собственно Курило-Камчатской дуги источники питания вулканов располагаются на глубинах 60–80 км. В сторону материка их глубина увеличивается до 100–140 км, и здесь, по расчетам, располагается кровля эклогитового слоя (рис. 32 и 40).

Характерно, что аномалии силы тяжести, похожие на аномалии по профилям, секущим южную часть Курильских островов и Южно-Охотскую впадину, фиксируются в зонах глубинных разломов Верхояно-Чукотской складчатой области (рис. 40). Аномалии ступенчатого типа, связанные с разломами, осложняются аномалиями пониженного поля Δg , ассоцииру-

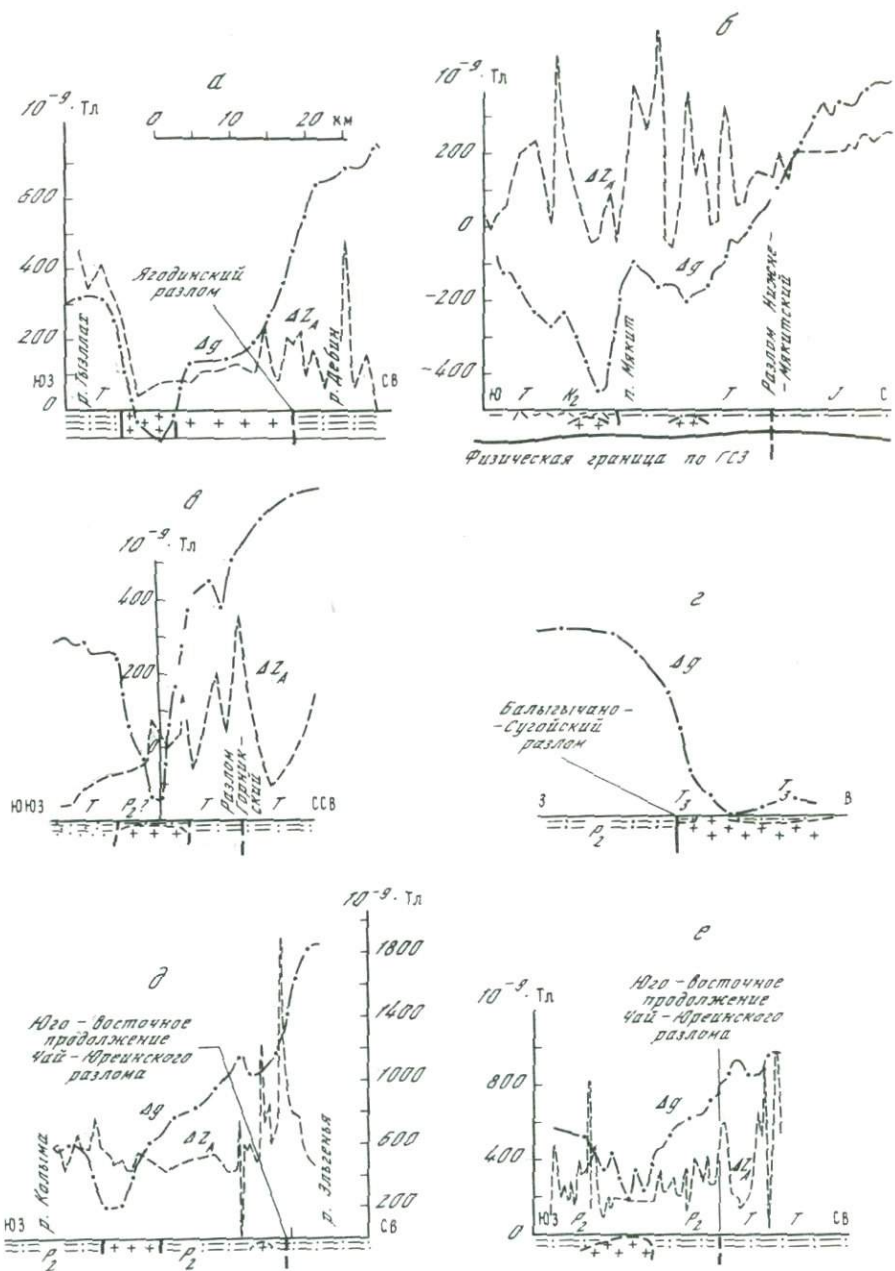


Рис. 40. Аномалии силы тяжести и магнитного поля ΔZ_A по профилям, секущим разломы и приразломные гранитные массивы юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области

а — разрез по линии р. Тызллах—р.Левая Суухаы—р. Дебин—пос. Ягодное; б — р. Мякит; в — водораздел р. Оротукан—р. Гербы; г — западный борт Балыгычано-Сугуйской впадины, верховье ручья Останцовый; д — разрез по линии низовье р. Теньки—р.Колыма—низовье р. Эльгыны; е — разрез по линии устье р. Детрин — правый берег р. Колыма — устье р. Обо

щами с гранитными массивами в опущенном по разлому блоке. Здесь аномалии силы тяжести типа гравитационной ступени, фиксирующие разломы, осложнены относительной отрицательной аномалией силы тяжести. Последние обычно смещены от зон максимальных горизонтальных градиентов Δg в сторону низких значений гравитационных ступеней и фиксируют гранитные тела в терригенных отложениях верхоянского комплекса, выходящие на поверхность или еще не вскрытые процессами эрозии. В магнитном поле они обычно отмечаются ровными пониженными значениями напряженности. Формирование гранитных массивов связано с процессами плотностной дифференциации в основании отложений верхоянского комплекса, элементом которой является мобилизация и движения к поверхности палингенной гранитной магмы.

Глава 6

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ РАЗЛОМОВ, БЛОКОВ И КВАЗИГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

В гл. 1 дано определение блока как одного из главных элементов делимости земной коры и верхней мантии, как геологического тела, ограниченного полностью или частично геологическими поверхностями, причем боковые ограничения являются разломами, а верхние и нижние — поверхностями расслоения. Рассматривая блоки в качестве уровня иерархии естественной кусковости твердого вещества Земли, их следует классифицировать в зависимости от типа его граничных поверхностей и вещественного состава, структуры и генезиса выделяемого этими поверхностями геологического тела — блока. Классификации блоков в том широком толковании этого понятия, которое дается в данной работе, нет. Отсутствует единство и в представлениях о природе многих глубинных горизонтальных поверхностей расслоения. Некоторые из них, особенно границы в верхней мантии, выделяются предположительно, имеют место объективные трудности обнаружения и прослеживания этих границ, что также препятствует разработке удовлетворительной классификации. Но существует обширная литература [Вашилов, 1975].

В данной главе на основе содержательного и формализованного определений блоков и разломов, приведенных в гл. 1, представлений о квазигоризонтальных поверхностях расслоения и обобщения приведенного в монографии материала рассматриваются вопросы классификации указанных структурных элементов.

6.1. КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗЛОМОВ

Теорию, которая развивается для конкретной математической модели с помощью фиксированных логических правил, математическая логика квалифицирует как неформальную (материальную, содержательную). Неформальная теория включает в себя список исходных неопределяемых внутри теории терминов, список терминов определяемых, список аксиом и всех выводимых из аксиом теорем. Для геологических теорий, в частности для теории "разломов", характерно как раз отсутствие достаточной ясности в отношении свойств и закономерностей, а также терминологическая неоднозначность. Поэтому в таких теориях формулировка аксиом (постулатов), отражающих свойства изучаемых объектов, и употреб-

ление некоторых терминов не должны рассматриваться как абсолютно истинные.

Разлом ранее был определен как наклонная или квазивертикальная геологическая поверхность нарушения сплошности вещества земных недр с глубиной заложения или прониновения от 10–15 до 800 км. Последним своим свойством — глубиной — они отличаются от поверхностных разрывов. Выделение разломов, так же как и квазигоризонтальных поверхностей и блоков, является операцией вероятностной и реализуется интерпретацией геолого-геофизических признаков разломов. Интерпретация признаков неоднозначна, тем не менее именно на их основе изучаются свойства конкретных разломов и определяется их класс.

Проблема классификации разломов, как и классификация реальных объектов и явлений вообще, имеет два аспекта: 1) собственно содержательный, информативный и 2) методический. Состояние и возможности первой из указанных сторон проблемы классификации целиком определяются объемом научной информации об интересующем явлении или системе явлений. Состояние фактической основы определяет также и выбор метода классификации.

Методически возможен путь выявления множества признаков, их разбиения на классы, подклассы, выделения классов разломов по каждому из этих признаков, "эмпирического" выделения типов разломов с близкими свойствами (по мере накопления информации) и установления природы подобной типизации, т.е. физической закономерности.

Доказательство одновременного существования трех определяющих свойств разлома $\{u_i\}$, $i = 1, 2, 3$, является необходимым и достаточным условием отождествления элемента структуры $e \in E$ с разломом F вообще. Большинство геофизических признаков разлома $\{q_k^2\}$, $k = 1, 2, \dots$, так же как геологических $\{q_n^1\}$, $n = 1, 2, \dots$, неоднозначно интерпретируется в свойства разломов. Варианты истолкования характеристик $\{q_k\}$, $k = 1, 2, \dots$, которые указывают на существование, кроме трех определяющих $\{u_i\}$, $i = 1, 2, 3$, еще и других свойств разломов, причинно вытекающих из них, являются классифицирующими.

С позиций содержательности понятия "разлом" классификацией множества разломов F назовем разбиение их на подмножества, обладающие свойством u_j или системой свойств $\{u_j\}$, $j = \overline{1, m}$.

Вероятность существования каждого из свойств-признаков неравнозначна и определяется вероятностью интерпретации геологических и геофизических данных $\{q_i\}$, $i = 1, 2, \dots$, в свойства разломов $\{u_k\}$, $k = 1, 2, \dots$.

Классифицируем вначале все свойства разломов $\{u_k\}$, $k = 1, 2, \dots$ (см. схему).

Разбиение свойств $\{u_k\}$, $k = 1, 2, \dots$, на классы диктуется внематематическими соображениями. В свойствах разломов отражаются их пространственные, временные и генетические особенности. Поэтому естественно первое подразделение признаков на три основные группы: $U(1)$ — генетические, $U(2)$ — структурно-морфологические и кинематические, $U(3)$ — исторические. Это позволяет представить систему свойств U в виде

$$U = \sum_{k=1}^3 U(k).$$

Степень разбиения на классы системы признаков определяется состоянием содержательной основы, в данном случае степенью изученности свойств разломов. Конечный результат классификации оформляется различными

способами. Здесь принята строчная и табличная (см. схему) системы представления. Классификация свойств с содержательных позиций приведена на схеме. Ниже даются некоторые разъяснения.

Все перечисляемые далее признаки используются для классификации разломов, что записывается в виде $f-u(k, l, \dots, r)$, $f \in F$. Получено три надкласса классифицирующих признаков $U(k)$, $k = 1, 3$. Класс генетических признаков $U(1)$ является наименее бесспорным, отражает лишь определенные эмпирические и теоретические представления об условиях образования, формирования, роли, развития разломов, представления, которые значительно ближе к гипотезам, чем к теориям.

Класс признаков $u(1,1) \in U(1)$ разделяет разломы по глубинам источников энергии, активизированного вещества, в общем тех процессов, которые послужили непосредственной причиной возникновения разломов. В свою очередь, глубинные источники также классифицируются на ряд типов, в результате чего получаем следующую классификацию (в основе ее сейсмические, сейсмологические и гравитационные данные):

$u(1, 1, 1)$ — "нормальная" глубина заложения в диапазоне от 10–15 до 70–90 км на океанах и морях и до 120 км на суше; на указанных глубинах до 70–90 км на морях и океанах и 120 км на суше предполагается кровля слоя с астеносферными свойствами. На глубинах до 60 км располагаются очаги неглубоких землетрясений в классификации Б. Гутенберга. Более детальные подразделения глубин заложения разломов, выполненные на основе статистического анализа глубин нижних ограничений плотностных неоднородностей и анализа сейсмических данных, имеют региональный характер (см. схему).

$u(1, 2)$ — группа свойств, характеризующая происхождение динамической системы, т.е. сил, приведших к образованию разломов. Можно лишь предполагать, что эти силы делятся на $u(1, 2, 1)$ — глобальные, связанные с изменением фигуры, объема Земли, например с гипотетическим ее расширением, и $u(1, 2, 2)$ — региональные, связанные с существованием первичных и последующих неоднородностей, с которыми связана специфика тектонических условий в разных регионах.

$u(1, 3)$ — группа свойств, характеризующая взаимодействие, взаимоотношение сил в динамической системе. Свойства $u(1, 4)$ отражают характер процессов дифференциации в зоне разлома как источник тектонической энергии и сил, газово-ликвационного дренажа.

$U(2)$ — в группе структурно-морфологических и кинематических свойств выделяется ряд классов, которые совпадают с генетическими типами свойств. Последние следует рассматривать как результат интерпретации структурно-морфологических и кинематических свойств. К числу таких относятся признаки $u(2, 1)$ — по глубине заложения разломов; классификация является полным аналогом классификации по свойству $u(1, 1)$ — глубине источников энергии.

Свойство $u(2, 4, 3)$ — наложенный характер взаимоотношения с предшествующим структурным планом — означает, что разлом дискордантен к простираюмым линейным структурным элементам, в том числе более древних разломов, но интраструктура разлома образована системой раскрывшихся разноориентированных унаследованных трещин и не представляет собой сплошной линейной зоны нарушения, согласного с разломом простираения. Свойства кинемоморфности $u(2, 6)$ отражает двуединое свойство — форму образуемой разломом структуры в разрезе и направлении подвижек крыльев, приведших к ее возникновению. "Слепота" разломов $u(2, 8, 1)$ может быть вызвана тем, что разломы перекрываются геологическими образованиями после их возникновения. Разломы та-

кого типа называются замаскированными $u(2, 8, 1, 1)$. Если формирование разлома и перекрывающих толщ происходит одновременно, то говорят о сингенетических слепых разломах $u(2, 8, 1, 2)$. Наконец, "слепые" постгенетические разломы $u(2, 8, 1, 3)$ затухают в толще ранее возникших пород, не достигая поверхности. Правильная ориентировка прямолинейных разломов, например меридиональная $u(2, 10, 1)$, типа системы разломов Урала и Западно-Сибирской низменности или широтная $u(2, 10, 2)$, реже диагональная $u(2, 10, 3)$, является прямым указанием на глобальное происхождение сил (свойства $u(1, 2, 1)$), приведших к их образованию.

Активному этапу $u(3, 2, 1)$ развития разлома (см. схему) свойственна максимальная проницаемость, следовательно, наибольший размах процессов дифференциации, с которыми обычно связана вулканическая деятельность и повышенная сейсмичность. На пассивном этапе разломы представляют собой малопроницаемую структуру типа швов, рубцов и т.д.

Синрегмогенные разломы $u(3, 3, 1)$ возникают и развиваются одновременно на всем своем протяжении в противоположность разломам типа $u(3, 3, 2)$, окончательная протяженность которых больше начальная.

Данная нами система признаков разломов неполна. Это означает, что, кроме перечисленных, существуют и иные свойства разломов, опущенные нами ввиду их второстепенности для целей данной работы или еще не обнаруженные. Эта неполнота в классификации восполняется в многочисленных работах советских геологов, занимавшихся классификацией разломов. Так, согласно Л.И. Красному [1972], разломы могут быть классифицированы по признаку соотношения с конкретными геологическими структурами и среди них выделяются разломы, контролируемые на поверхности перикратонные, интеркратонные, краевые прогибы, различные вулканогены и т.д.

Приведем несколько примеров. Свойства разломов $u(2, 3, 1)$ можно еще более детализировать, рассматривая те структуры, которые разделяются краевыми разломами $u(2, 3, 1)$, т.е. океаны и материка, платформы и складчатые области, геосинклинальные системы и срединные массивы, антеклизы и синеклизы, антиклинории и синклинории и структурные формы более высокого порядка, зоны глубинных разломов и их крылья. Аналогичный подход можно продемонстрировать в отношении более детальной классификации разломов внутренних $u(2, 3, 2)$, секущих $u(2, 3, 3)$, в том числе суперлинеаментов, вклинивающихся $u(2, 3, 4)$. Детализация и углубление классификации свойства $u(2, 1, 1, 1)$ — формации магматических пород в интраструктуре разлома — возможны на основе классификаций Ю.А. Кузнецова, Е.К. Устиева и др. В предлагаемой классификации опущены как несущественные или представляющие специфический интерес такие свойства, как геоморфологические — проявление разломов в рельефе твердой поверхности, реакция интраструктуры разлома на вертикальные и горизонтальные движения разделяемых ими блоков (можно предположить два типа — инертная и подвижная) и т.д. К числу важных классификационных свойств, которые не используются из-за слабой разработанности вопроса, относятся классификации по величине выделяющейся избыточной тектонической энергии в зоне разлома в тепловой, сейсмической и других формах, по характеру смены условий напряженности, величины и направления действующих сил во времени и др. По мере накопления информации о разломах их классификация расширяется и уточняется. Таким образом, на первом этапе разломы классифицируются по каждому из приведенных выше признаков в отдельности. Нынешнее состояние геологии, геофизики, геохимии таково, что имеется очень незначительное число разломов, для которых существ-

вует весь или большая часть комплекса данных, которые требуются классификационными признаками. Поэтому данный период является по преимуществу периодом накопления информации.

На втором этапе осуществляется синтез всех или части свойств разлома, создается образ каждого конкретного разлома по множеству его признаков, выявляются эмпирические закономерности, позволяющие классифицировать эти образы в непересекающиеся классы, и т.д.

В качестве примера рассмотрим классификацию разлома, контролирующего Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Формирование вулканогенного пояса связано с системой разломов, глубина заложения которых по результатам интерпретации аномалий силы тяжести составляет не менее 100 км (признаки $u(1, 1, 1, 6)$ и $u(2, 1, 1, 6)$). Эти разломы контролируют проявления магматической деятельности в пределах пояса. Простираение разломов, в целом согласное с простираем пояса, меняется лишь на отдельных его участках, где пояс пересекают глубинные структуры типа линейментов, или в тех местах, в которых позднемезозойская тектономагматическая деятельность в пределах пояса не оказалась столь энергичной, чтобы генерировать разломы согласно с поясом простираения. Примером участков первого рода является Иня-Охотский, представляющий собой элемент Азиатско-Австралийского меридионального суперлинеамента. В месте пересечения суперлинеамента поясом широтные разломы изменяют простираение на диагональное и меридиональное. Примером участков второго рода является северо-восточный фланг пояса, где магматическая деятельность ОЧВП связана с раскрытием уже существовавших разломов.

Система генеральных разломов пояса является краевой ($u(2, 3, 1)$) по отношению к материковым структурам. Она протягивается на первые тысячи километров (второй порядок масштабы $u(2, 2, 2)$), по отношению к предшествующему структурному плану имеет комбинированный (унаследованный и новообразованный) характер ($u(2, 4, 4)$) и разграничивает две разнородные структуры земной коры и верхней мантии — континентальную и переходную от континента к океану. Разломы представляют собой кинемоморфную комбинацию сброса ($u(2, 6, 1)$), раздвига ($u(2, 6, 6)$) и левого сдвига ($u(2, 6, 5)$). Сбросовый характер смещений по разлому устанавливается по геолого-геоморфологическим и главным образом геофизическим признакам. Раздвиговая его природа подтверждается широким развитием магматических горных пород. Внедрение интрузий и эффузивная деятельность привели к образованию в пределах приокеанической зоны пояса молодой коры, сложной преимущественно магматическими породами мелового возраста. Одним из внешних проявлений левосдвигового характера смещений, предполагаемых на магаданском участке ОЧВП, служит изменение меридиональных простираений структурных элементов, вытянутых гранитных тел, русел рек, хребтов, осей магнитных аномалий Охотского массива (фрагмент упомянутого выше Азиатско-Австралийского меридионального суперлинеамента) на юго-восточное вблизи побережья Охотского моря. В разрезе крылья разломов пояса образуют вертикальные или почти вертикальные ступени ($u(2, 5, 1)$) и ($u(2, 12, 1)$). По характеру проявления на поверхности разломы являются преимущественно "слепыми" сингенетическими ($u(2, 8, 1, 2)$), т.е. зона разлома перекрыта на поверхности продуктами магматической деятельности, связанной с раскрытием разлома. Заложение разломов и формирование ОЧВП произошло в верхнем палеозое, причем разломы сформировались на всем протяжении вулканического пояса одновременно (синрегмогенный тип разлома $u(3, 3, 1)$). Разломы возник-

ли под воздействием сил, приложенных к обоим крыльям ($u(1, 3, 1, 2)$). Вулканическая деятельность в зоне разломов привела к уплотнению земной коры в пределах ОЧВП ($u(1, 4, 1)$). В настоящее время геологические процессы в зоне разломов сводятся к незначительным проявлениям гидротермальной деятельности ($u(1, 4, 2)$).

Основываясь на схеме классификационных признаков разломов, охарактеризуем систему контролирующих пояс разломов как разрывные нарушения F , определенные на логической конъюнкции следующих свойств разлома:

$$\begin{aligned} & (1, 1, 1, 6) \wedge (1, 2, 1) \wedge (1, 3, 1, 2) \wedge (1, 3, 2, 3) \wedge (1, 4, 1, 2) \wedge \\ & \wedge (2, 1, 1, 6) \wedge (2, 2, 2) \wedge (2, 3, 1) \wedge (2, 4, 4) \wedge (2, 5, 2) \wedge \\ & \wedge [(2, 6, 1) \wedge (2, 6, 6) \wedge (2, 6, 5)] \wedge (2, 7, 3) \wedge (2, 8, 1) \wedge \\ & \wedge (2, 9, 6) \wedge (2, 11, 5) \wedge (2, 12, 1) \wedge (3, 2, 2) \wedge (3, 3, 1). \end{aligned}$$

Здесь перед скобками опущен символ свойства u , т.е. $u(k, l, \dots, r) \equiv (k, l, \dots, r)$. В этой системе свойств, определяющих разлом, свойство $u(1, 2, 1)$ указывает на глобальную природу сил, с которыми связано возникновение разлома, $u(1, 3, 2, 3)$ — на косое направление сил по отношению к плоскости разлома, $u(1, 4, 7, 2)$ — на уплотняющий характер их воздействия на земную кору в верхней части разлома в период его заложения, $u(2, 7, 3)$ — на преобладающее торцевое (обрезающее) соотношение в плане с разломами близкого порядка, $u(2, 9, 6)$ — на неправильную форму в плане, $u(2, 11, 5)$ — на комбинированный (магматический, осадочный, метаморфический, пневмолито-гидротермальный) характер формаций в интраструктуре разлома и в приразломной зоне, $u(3, 2, 2)$ — на пассивный этап развития в настоящее время.

Схема классификационных признаков разлома

Генетические $U(1)$. Структурно-морфологические $U(2)$. Исторические $U(3)$ и кинематические

$U(1)$ — генетические признаки

$u(1, 1)$ — глубина источников энергии и активизированного вещества, обусловивших возникновение разломов

$u(1, 1, 1)$ — "нормальная в пределах литосферы от 10–15 до 70–90 км на море и до 120 км на суше

На суше

$u(1, 1, 1, 1)$ — 0–14 км, "надгранитные"
 $u(1, 1, 1, 2)$ — 18–30 км, "надбазальтовые"
 $u(1, 1, 1, 3)$ — 30–50 км
 $u(1, 1, 1, 4)$ — 55–60 км
 $u(1, 1, 1, 5)$ — 67–85 км
 $u(1, 1, 1, 6)$ — 88–95 км
 $u(1, 1, 1, 7)$ — 100–115 км
 $u(1, 1, 1, 8)$ — 120–140 км

На морях и океанах

$u(1, 1, 1, 1)$ — 15–25 км
 $u(1, 1, 1, 2)$ — от 45 до 70–90 км
 $u(1, 1, 2)$ — от 70–140 до 300–350 км

На суше

$u(1, 1, 2, 1)$ — 180–220 км

На морях и океанах в зонах перехода

$u(1, 1, 2, 1)$ — от 110 до 150 км, иногда до 210–240 км
 $u(1, 1, 2, 2)$ — около 300–350 км

- $u(1, 1, 3)$ — 300—800 км
- $u(1, 2)$ — происхождение сил (динамической системы), обусловивших возникновение разломов
 - $u(1, 2, 1)$ — глобальные
 - $u(1, 2, 2)$ — региональные
- $u(1, 3)$ — характер взаимоотношения активных сил в динамической системе
 - $u(1, 3, 1)$ — характер воздействия на крылья разломов
 - $u(1, 3, 1, 1)$ — приложены к одному крылу
 - $u(1, 3, 1, 2)$ — к обоим крыльям
 - $u(1, 3, 1, 2, 1)$ — двустороннее однонаправленное разных по величине сил
 - $u(1, 3, 1, 2, 2)$ — встречное
 - $u(1, 3, 2)$ — ориентировка относительно плоскости разлома
 - $u(1, 3, 2, 1)$ — параллельная
 - $u(1, 3, 2, 2)$ — перпендикулярная
 - $u(1, 3, 2, 3)$ — косая
 - $u(1, 3, 3)$ — ориентировка относительно поверхности геоида
 - $u(1, 3, 3, 1)$ — радиальные
 - $u(1, 3, 3, 2)$ — тангенциальные
 - $u(1, 3, 3, 3)$ — наклонные
- $u(1, 4)$ — процессы дифференциации вещества в зоне разлома как источник тектонической энергии и причина возникновения активных сил
 - $u(1, 4, 1)$ — дифференцирующие
 - $u(1, 4, 1, 1)$ — разуплотняющие зону в верхней части разлома (уплотняющие корневую зону разлома)
 - $u(1, 4, 1, 2)$ — уплотняющие
 - $u(1, 4, 2)$ — слабодифференцирующие (преимущественно пневмоталито-гидротермальные проявления)
 - $u(1, 4, 3)$ — недифференцирующие

U(2) — структурно-морфологические и кинематические признаки

- $u(2, 1)$ — по глубине заложения — аналогично классификации
 - $u(1, 1)$
- $u(2, 2)$ — масштабность
 - $u(2, 2, 1)$ — первый порядок, планетарная, многие тысячи километров
 - $u(2, 2, 2)$ — второй порядок, первые тысячи километров
 - $u(2, 2, 3)$ — третий порядок, трансрегиональная, многие сотни километров
 - $u(2, 2, 4)$ — четвертый порядок, региональная, сотни километров
 - $u(2, 2, 5)$ — пятый порядок и выше, десятки и многие десятки километров
- $u(2, 3)$ — структурное положение
 - $u(2, 3, 1)$ — краевое
 - $u(2, 3, 2)$ — внутреннее
 - $u(2, 3, 3)$ — секущее ("трансформное")
 - $u(2, 3, 4)$ — вклинивающееся
- $u(2, 4)$ — соотношение с предшествующим структурным планом
 - $u(2, 4, 1)$ — унаследованное
 - $u(2, 4, 2)$ — новообразованное
 - $u(2, 4, 3)$ — наложенное
 - $u(2, 4, 4)$ — комбинированное
- $u(2, 5)$ — форма в разрезе
 - $u(2, 5, 1)$ — ступенчатая
 - $u(2, 5, 2)$ — контактная
 - $u(2, 5, 3)$ — трещиноподобная
 - $u(2, 5, 4)$ — варьирующая (знакопеременная)
- $u(2, 6)$ — кинемоморфный
 - $u(2, 6, 1)$ — сброс
 - $u(2, 6, 2)$ — взброс
 - $u(2, 6, 3)$ — надвиг
 - $u(2, 6, 4)$ — поддвиг
 - $u(2, 6, 5)$ — сдвиг
 - $u(2, 6, 6)$ — раздвиг
 - $u(2, 6, 7)$ — встречный сдвиг
 - $u(2, 6, 8)$ — комбинированный
 - $u(2, 6, 8, 1)$ — сбрососдвиг
 - $u(2, 6, 8, 2)$ — взбрососдвиг

- $u(2, 7)$ – соотношение в плане разломов близких порядков
 - $u(2, 7, 1)$ – согласное
 - $u(2, 7, 2)$ – секущее
 - $u(2, 7, 3)$ – торцовое-обрезающее
 - $u(2, 8)$ – характер проявления в поверхностной структуре
 - $u(2, 8, 1)$ – “слепой”
 - $u(2, 8, 1, 1)$ – замаскированный
 - $u(2, 8, 1, 2)$ – сингенетический
 - $u(2, 8, 1, 3)$ – постгенетический
 - $u(2, 8, 2)$ – полукрытый, преимущественно в виде пликативных проявлений на поверхности
 - $u(2, 8, 2, 1)$ – непрерывные дислокации
 - $u(2, 8, 2, 2)$ – прерывистые (цепочечные дислокации)
 - $u(2, 8, 3)$ – открытый
 - $u(2, 8, 3, 1)$ – в виде непрерывных разрывов
 - $u(2, 8, 3, 2)$ – прерывистая система разрывов
 - $u(2, 9)$ – форма в плане
 - $u(2, 9, 1)$ – прямолинейная
 - $u(2, 9, 2)$ – дуговая
 - $u(2, 9, 3)$ – окаймляющая (кольцевая, оконтуривающая, концентрическая)
 - $u(2, 9, 4)$ – ветвящаяся
 - $u(2, 9, 4, 1)$ – виргация первого рода
 - $u(2, 9, 4, 2)$ – второго рода
 - $u(2, 9, 5)$ – волнистая, зубчатая
 - $u(2, 9, 6)$ – неправильная
 - $u(2, 10)$ – ориентировка прямолинейных разломов относительно стран света
 - $u(2, 10, 1)$ – меридиональная или близмеридиональная
 - $u(2, 10, 2)$ – широтная или близширотная
 - $u(2, 10, 3)$ – диагональная
 - $u(2, 11)$ – формация пород в интраструктуре разлома и приразломной зоне
 - $u(2, 11, 1)$ – магматические
 - $u(2, 11, 2)$ – пневматолито-гидротермальные
 - $u(2, 11, 3)$ – осадочные
 - $u(2, 11, 4)$ – метаморфические
 - $u(2, 11, 5)$ – комбинированные
 - $u(2, 12)$ – наклон плоскости разлома
 - $u(2, 12, 1)$ – вертикальный или почти вертикальный
 - $u(2, 12, 2)$ – наклонный
 - $u(2, 12, 2, 1)$ – пологий до 30°
 - $u(2, 12, 2, 2)$ – крутой, свыше 30°
 - $u(2, 12, 3)$ – комбинированный
 - $u(2, 12, 3, 1)$ – выполаживающийся с глубиной
 - $u(2, 12, 3, 2)$ – с увеличивающейся крутизной
- $U(3)$ – исторические признаки
- $u(3, 1)$ – время заложения. Классификация в соответствии с геохронологией и циклами тектогенеза
 - $u(3, 2)$ – этап развития
 - $u(3, 2, 1)$ – активный
 - $u(3, 2, 2)$ – пассивный
 - $u(3, 3)$ – характер формирования зоны разлома во времени
 - $u(3, 3, 1)$ – синрегогенный
 - $u(3, 3, 2)$ – асинхронный

6.2. ЭЛЕМЕНТАРНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КВАЗИГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗДЕЛА И БЛОКОВ

Формально классификации квазигоризонтальных поверхностей расчленения и блоков построены несколько по-иному, чем классификация разломов (табл. 34 и 35). Вместо схемы классификационных признаков и свойств в таблицах показаны классы блоков B и поверхностей S , обладающих этими свойствами. Конкретные классы блоков $B(j, i, \dots)$ со свойствами $u(k)$, $k = 1, 2, \dots$, выделяются как пересечения множеств блоков, каждое из кото-

Таблица 34

Элементарная классификация поверхностей расщепления земной коры и верхней мантии

Индекс	Классификационный признак	Класс поверхностей
<i>u</i> (1)	Характер изменения плотности, скорости сейсмических волн и других физических свойств на поверхности	S (1) границы первого рода — скачкообразное изменение физических свойств S (2) границы второго рода — скачкообразное изменение вертикальных градиентов физических свойств
<i>u</i> (2)	Механический характер границы	S (3) границы жестких сред S (3.1) разрывные S (3.2) неразрывные S (4) границы жестких и пластичных сред (типа литосфера—астеносфера)

Таблица 35

Классификационные признаки и классификация блоков

Индекс	Классификационный признак	Класс блоков
1	2	3
<i>U</i> (1) <i>u</i> (1.1)	Генетические Природа процессов, с которыми связано образование блоков	<i>B</i> (1) эндогенные ("геоблемы") <i>B</i> (1.1) протрузивно-магматогенного происхождения <i>B</i> (1.2) блоки—отдельности — ячейки сети глубинных трещин <i>B</i> (1.3) метаморфогенные <i>B</i> (1.4) "тектогенные" <i>B</i> (1.5) комбинированного генезиса
<i>u</i> (1.2)	Глубинность эндогенных блоков как отражение глубины источников энергии, обусловивших их возникновение	<i>B</i> (2) экзогенные ("астрооблемы") <i>B</i> (3) коровые на суше <i>B</i> (3.1) меньше 14 км ("надгранитные") <i>B</i> (3.2) 18—30 км ("надбазальтовые") <i>B</i> (3.3) 30—50 км <i>B</i> (3.4) меньше 15—25 км <i>B</i> (4) литосферные (верхней мантии) <i>B</i> (4.1) 50—60 км <i>B</i> (4.2) 67—85 км <i>B</i> (4.3) 88—95 км <i>B</i> (4.4) 100—115 км <i>B</i> (4.5) 120—140 км <i>B</i> (4.6) 180—220 км <i>B</i> (4.7) 300—350 км <i>B</i> (5) сверхглубокие: 300—800 км
<i>U</i> (2) <i>u</i> (2.1)	Структурно-морфологические и формационные Форма в плане (характер разрывных ограничений)	<i>B</i> (6) линейные <i>B</i> (7) изометричные полигональные (ячейка сети разломов) <i>B</i> (8) изометричные кольцевые <i>B</i> (9) изометричные комбинированные (в том числе дуговые разрывные ограничения) <i>B</i> (10) вытянутые полигональные (отношение длины к ширине конвенционально > 3:1) <i>B</i> (11) вытянутые округлые <i>B</i> (12) вытянутые комбинированные

Таблица 35 (продолжение)

1	2	3
<i>u</i> (2.2)	Размеры в плане изометрических и вытянутых блоков	<p><i>B</i> (13) плиты континентов и океанов (многие тысячи км) <i>B</i> (13) платформы континентов и океанов, блоки геосинклинальных областей внутренних и окраинных морей (первые тысячи — многие сотни км) <i>B</i> (14) щиты, плиты, антеклизы, синеклизы и другие структурные элементы платформ, остаточные и срединные массивы, блоки геосинклинальных зон, глубоководные впадины и поднятия морей и океанов (сотни км) <i>B</i> (15) разнообразные блоки более высокого порядка (от многих десятков до единиц км) <i>B</i> (16) блоки крупнейших срединных океанических хребтов (первый порядок протяженности, ширина — многие сотни км) <i>B</i> (17) суперлинеаменты (первый порядок протяженности, ширина — первые сотни км) <i>B</i> (18) интрасруктура разломов второго и третьего порядков (ширина — десятки км) <i>B</i> (19) интрасруктура разломов четвертого порядка (ширина — многие км) <i>B</i> (20) интрасруктура разломов пятого порядка и выше (ширина — от единиц км до сотен м)</p>
<i>u</i> (2.3)	Размеры в плане линейных блоков, образующих интрасруктуру зон разломов (порядок длины соответствует масштабу разлома)	<p>Выделяются классы, аналогичные <i>B</i> (3) — <i>B</i> (5)</p>
<i>u</i> (2.4)	Глубина заложения блоков	
<i>u</i> (2.5)	Соотношение вертикальных и горизонтальных размеров	<p><i>B</i> (21) пластинчатые, плито- и пластообразные блоки <i>B</i> (22) вертикально-вытянутые блоки <i>B</i> (23) блоки промежуточной формы</p>
<i>u</i> (2.6)	Замкнутость в плане	<p><i>B</i> (23) полностью замкнутые <i>B</i> (24) частично незамкнутые — структурные носы, мысы, заливы</p>
<i>u</i> (2.7)	Наклон боковых разрывных ограничений	<p><i>B</i> (25) блоки с вертикальными боковыми ограничениями <i>B</i> (26) то же, с наклонными <i>B</i> (27) то же, с комбинированным наклоном боковых ограничений</p>
<i>u</i> (2.8)	Характер структуры блока	<p><i>B</i> (28) блоки слоистой структуры <i>B</i> (29) блоки однородной структуры <i>B</i> (30) блоки скучивания, бесструктурные <i>B</i> (31) блоки с комбинированным типом структуры</p>
<i>u</i> (2.9)	Формации пород, образующих блок	<p><i>B</i> (32) блоки, образованные магматическими породами <i>B</i> (33) то же, метаморфическими <i>B</i> (34) то же, осадочными <i>B</i> (35) то же, комбинированного типа</p>
<i>u</i> (2.10)	Характер ограничения квазигоризонтальными поверхностями	<p><i>B</i> (36) блоки, ограниченные сверху и снизу <i>B</i> (37) блоки, ограниченные сверху (горсты, выступы магматических и протрузивных образований) <i>B</i> (38) ограниченные снизу (грабены и прочие депрессии блокового типа)</p>
<i>u</i> (2.11)	Тип ограничивающих квазигоризонтальных поверхностей	<p>В соответствии с классификацией поверхностей в табл. 34</p>
<i>U</i> (3)	Кинематический и динамический	

Таблица 35 (окончание)

1	2	3
<i>u</i> (3.1)	Кинематические	<i>B</i> (39) блоки, испытывающие вертикальные перемещения <i>B</i> (39.1) нисходящие <i>B</i> (39.2) восходящие <i>B</i> (40) то же, горизонтальные <i>B</i> (41) испытывающие вращательные движения <i>B</i> (41.1) по часовой стрелке <i>B</i> (41.2) против часовой стрелки <i>B</i> (42) то же, колебательные <i>B</i> (42.1) вертикальные <i>B</i> (42.2) горизонтальные <i>B</i> (42.3) вращательные
<i>u</i> (3.2)	Динамические – происхождение сил, вызывающих движение блоков	<i>B</i> (43) блоки, движущиеся под действием сил эндогенного происхождения <i>B</i> (44) то же, под действием ротационных сил <i>B</i> (45) то же, под действием сил, возникающих при изменении фигуры геоида <i>B</i> (46) то же, под действием сил внеземного происхождения (притяжение Луны, Солнца и т.д.)
<i>U</i> (4)	Исторические	
<i>u</i> (4.1)	Время возникновения	Классификация в соответствии с геохронологией и циклами тектогенеза <i>B</i> (47) блок на активном конструктивном этапе развития <i>B</i> (48) блок на пассивном этапе своего развития <i>B</i> (49) блок на активном деструктивном этапе развития

рых характеризуется одним из заданных свойств. По глубине проработки проблемы обе классификации являются элементарными.

В табл. 35 класс горизонтальных границ *S*(3) эквивалентен классу геологических границ с разрывом сплошности *D* со свойством U_{10} – квазигоризонтальности (см. подразд. 1.1), т.е.

$$S(3) \sim \bigcap_i E(u_i), \quad i = 2, 3, 10. \quad (6.1.1)$$

S(3) и *S*(4) являются квазигоризонтальными границами внутри жестких сред, обладающих выше и ниже границы примерно равной вязкостью.

Поверхность типа *S*(5) разделяет среды с существенно разной вязкостью – литосферу (литострату) и астеносферу (астенострату), т.е. "твердые" и "жидкие" среды. В этом смысле граница *S*(5) может рассматриваться как граница с разрывом сплошности (свойство u_3). Граница *S*(3) является горизонтальным разломом по А.В. Пейве.

Блоки типа *B*(1.1)–*B*(1.5) в табл. 35 различаются своим генезисом. Блоки протрузивно-магматогенного происхождения *B*(1.1) обычно представляют собой положительные структурные элементы и возникают за счет движения магмы вверх в процессе дифференциации вещества земных недр или относительно пластичного материала в холодном состоянии (протрузивный механизм).

В качестве примеров магматогенных блоков можно привести крупные мезозойские гранитные массивы в Верхоянско-Чукотской складчатой области и протерозойские граниты Енисейского кряжа. Нередко гранитные массивы образуют ядра горстов и других антиклинальных структурных

Таблица 35 (продолжение)

1	2	3
<i>u</i> (2.2)	Размеры в плане изометрических и вытянутых блоков	<p><i>B</i> (13) плиты континентов и океанов (многие тысячи км)</p> <p><i>B</i> (13) платформы континентов и океанов, блоки геосинклинальных областей внутренних и окраинных морей (первые тысячи — многие сотни км)</p> <p><i>B</i> (14) щиты, плиты, антеклизы, синеклизы и другие структурные элементы платформ, остаточные и срединные массивы, блоки геосинклинальных зон, глубоководные впадины и поднятия морей и океанов (сотни км)</p>
<i>u</i> (2.3)	Размеры в плане линейных блоков, образующих инфраструктуру зон разломов (порядок длины соответствует масштабу разлома)	<p><i>B</i> (15) разнообразные блоки более высокого порядка (от многих десятков до единиц км)</p> <p><i>B</i> (16) блоки крупнейших срединных океанических хребтов (первый порядок протяженности, ширина — многие сотни км)</p> <p><i>B</i> (17) суперлинеаменты (первый порядок протяженности, ширина — первые сотни км)</p> <p><i>B</i> (18) инфраструктура разломов второго и третьего порядков (ширина — десятки км)</p> <p><i>B</i> (19) инфраструктура разломов четвертого порядка (ширина — многие км)</p> <p><i>B</i> (20) инфраструктура разломов пятого порядка и выше (ширина — от единиц км до сотен м)</p>
<i>u</i> (2.4)	Глубина заложения блоков	Выделяются классы, аналогичные <i>B</i> (3) — <i>B</i> (5)
<i>u</i> (2.5)	Соотношение вертикальных и горизонтальных размеров	<p><i>B</i> (21) пластинчатые, плито- и пластообразные блоки</p> <p><i>B</i> (22) вертикально-вытянутые блоки</p>
<i>u</i> (2.6)	Замкнутость в плане	<p><i>B</i> (23) блоки промежуточной формы</p> <p><i>B</i> (23) полностью замкнутые</p> <p><i>B</i> (24) частично незамкнутые — структурные носы, мысы, заливы</p>
<i>u</i> (2.7)	Наклон боковых разрывных ограничений	<p><i>B</i> (25) блоки с вертикальными боковыми ограничениями</p> <p><i>B</i> (26) то же, с наклонными</p> <p><i>B</i> (27) то же, с комбинированным наклоном боковых ограничений</p>
<i>u</i> (2.8)	Характер структуры блока	<p><i>B</i> (28) блоки слоистой структуры</p> <p><i>B</i> (29) блоки однородной структуры</p> <p><i>B</i> (30) блоки скупивания, бесструктурные</p> <p><i>B</i> (31) блоки с комбинированным типом структуры</p>
<i>u</i> (2.9)	Формации пород, образующих блок	<p><i>B</i> (32) блоки, образованные магматическими породами</p> <p><i>B</i> (33) то же, метаморфическими</p> <p><i>B</i> (34) то же, осадочными</p> <p><i>B</i> (35) то же, комбинированного типа</p>
<i>u</i> (2.10)	Характер ограничения квазигоризонтальными поверхностями	<p><i>B</i> (36) блоки, ограниченные сверху и снизу</p> <p><i>B</i> (37) блоки, ограниченные сверху (горсты, выступы магматических и протрузивных образований)</p> <p><i>B</i> (38) ограниченные снизу (грабены и прочие депрессии блокового типа)</p>
<i>u</i> (2.11)	Тип ограничивающих квазигоризонтальных поверхностей	В соответствии с классификацией поверхностей в табл. 34
<i>U</i> (3)	Кинематический и динамический	

Таблица 35 (окончание)

1	2	3
$u(3.1)$	Кинематические	<p>$B(39)$ блоки, испытывающие вертикальные перемещения</p> <p>$B(39.1)$ нисходящие</p> <p>$B(39.2)$ восходящие</p> <p>$B(40)$ то же, горизонтальные</p> <p>$B(41)$ испытывающие вращательные движения</p> <p>$B(41.1)$ по часовой стрелке</p> <p>$B(41.2)$ против часовой стрелки</p> <p>$B(42)$ то же, колебательные</p> <p>$B(42.1)$ вертикальные</p> <p>$B(42.2)$ горизонтальные</p> <p>$B(42.3)$ вращательные</p>
$u(3.2)$	Динамические — происхождение сил, вызывающих движение блоков	<p>$B(43)$ блоки, движущиеся под действием сил эндогенного происхождения</p> <p>$B(44)$ то же, под действием ротационных сил</p> <p>$B(45)$ то же, под действием сил, возникающих при изменении фигуры геоида</p> <p>$B(46)$ то же, под действием сил внеземного происхождения (притяжение Луны, Солнца и т.д.)</p>
$u(4)$	Исторические	
$u(4.1)$	Время возникновения	<p>Классификация в соответствии с геохронологией и циклами тектогенеза</p> <p>$B(47)$ блок на активном конструктивном этапе развития</p> <p>$B(48)$ блок на пассивном этапе своего развития</p> <p>$B(49)$ блок на активном деструктивном этапе развития</p>

рых характеризуется одним из заданных свойств. По глубине проработки проблемы обе классификации являются элементарными.

В табл. 35 класс горизонтальных границ $S(3)$ эквивалентен классу геологических границ с разрывом сплошности D со свойством U_{10} — квазигоризонтальности (см. подразд. 1.1), т.е.

$$S(3) \sim \bigcap_i E(u_i), \quad i = 2, 3, 10. \quad (6.1.1)$$

$S(3)$ и $S(4)$ являются квазигоризонтальными границами внутри жестких сред, обладающих выше и ниже границы примерно равной вязкостью.

Поверхность типа $S(5)$ разделяет среды с существенно разной вязкостью — литосферу (литострату) и астеносферу (астенострату), т.е. "твердые" и "жидкие" среды. В этом смысле граница $S(5)$ может рассматриваться как граница с разрывом сплошности (свойство u_3). Граница $S(3)$ является горизонтальным разломом по А.В. Пейве.

Блоки типа $B(1.1) - B(1.5)$ в табл. 35 различаются своим генезисом. Блоки протрузивно-магматогенного происхождения $B(1.1)$ обычно представляют собой положительные структурные элементы и возникают за счет движения магмы вверх в процессе дифференциации вещества земных недр или относительно пластичного материала в холодном состоянии (протрузивный механизм).

В качестве примеров магматогенных блоков можно привести крупные мезозойские гранитные массивы в Верхоянско-Чукотской складчатой области и протерозойские граниты Енисейского края. Нередко гранитные массивы образуют ядра горстов и других антиклинальных структурных

элементов в осадочных толщах, таких, как Мякитская антиклиналь и Паутовский горст Яно-Колымской складчатой зоны. Смешанное протрузивно-магматогенное происхождение имеет блок Таловско-Майнского антиклинория, возникший за счет подъема габброидной магмы и серпентинизированных ультрабазитов в холодном состоянии. Ультрабазиты выдавливаются вверх в результате сжатия или увеличения их объема при серпентинизации.

Блоки-отдельности *B*(1.2) возникли как ячейки системы трещин и не различаются от соседних структурой и веществом. К блокам тектоногенного происхождения *B*(1.4) относятся положительные и отрицательные тектонические элементы типа горстов, грабенов, рифтоподобных структур и т.д., формирование которых не связано с механическим воздействием внедряющейся магмы или протрузии.

Класс *B*(21) пластинчатых блоков, к которому относятся плиты в тектонике плит, литопластины, объединяет структурные элементы промежуточной между блоками и слоями природы.

По характеру структуры однородными *B*(29) являются некоторые блоки магматогенного происхождения, например указанные выше массивы гранитных интрузий. Бесструктурные блоки скучивания нередко возникают в зонах развития основных — ультраосновных пород, которые сами представляют собой блоки скученных пород. Скученность выражается в виде специфических тектонических форм типа серпентинитового меланжа, олистостром и т.д.

Примерами блоков, ограниченных квазигоризонтальными поверхностями только снизу *B*(38), являются некоторые грабены, а сверху *B*(37) — горсты и выступы вещества подстилающих слоев в перекрывающие горизонты.

Время образования блока определяется по возрасту наиболее молодого из разломов, оконтуривающих блок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе рассмотрены проблемы, относящиеся к вопросу о блоково-слоистом характере устройства земной коры и верхней мантии. Главные результаты проведенного исследования можно сформулировать следующим образом.

1. Показано, что земная кора и верхняя мантия имеют преимущественно блоково-слоистую структуру с характерным сочетанием слоев и блоков — верхние и нижние ограничения блоков совпадают с горизонтальными поверхностями расслоения, определяя тем самым главную форму делимости верхней части Земли; к этим же квазигоризонтальным поверхностям тяготеют глубины заложения разломов и их затухания вблизи верхних ограничений блоков; закономерность в сочетании слоев и блоков имеет разнообразную природу, в том числе может быть связана с существованием глубинных фронтов метаморфизма, астеносферных слоев, горизонтальных разломов, зон вещества в активизированном состоянии и т.д.; такая модель структуры достаточно универсальна и в целом не противоречит основным тектоническим концепциям современной тектоники — мобилизма в трактовке советской геологической школы, тектоники плит, первичности вертикальных движений и вторичности горизонтальных и т.д.

2. На основе блоково-слоистой модели земной коры и верхней мантии с указанным закономерным сочетанием слоев и блоков развито новое направление в интерпретации геофизических данных, в частности аномалий силы тяжести и магнитного поля, которое включает в себя:

а) представления о преимущественно блоковой природе источников региональных аномалий силы тяжести;

б) методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в классе блоковых моделей источников возмущения (в том числе в трехмерном варианте) — билогарифмические палетки для интерпретации аномалий силы тяжести над телами в форме параллелепипеда, метод интерпретации аномалий силы тяжести над вертикальным уступом на ЭВМ, многочисленные формулы для асимптотических оценок глубин нижних ограничений блоков, образуемых плотностными и магнитными неоднородностями, методы, использующие итерационное разложение Хана при решении обратной задачи по аномалии ΔZ_A и интегралы, решающие внешние задачи Дирихле и Неймана, и некоторые другие;

в) принцип и практическая реализация тотальной интерпретации магнитных и гравитационных аномалий в классе блоковых моделей источников, представляющий собой итерационный процесс, на каждом этапе которого определяются параметры источника, происходит разделение аномалий и рассчитывается положение нулевого уровня;

г) критерии значимости мод и статистических гипотез для множества малых статистик, которыми являются полигоны частот исследуемых данных, и способ расчета вероятности случайных конфигураций, порождающих полигоны с фиксированными модами;

д) методы плотностного зондирования земной коры и верхней мантии;

е) эмпирическое выражение, связывающее минералогическую плотность, число анионов кислорода в единице объема и химический состав силикатных горных пород как основа петрологической интерпретации;

ж) методы объемного картирования по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, в которой главную роль играют результаты интерпретации аномалий силы тяжести, в том числе методы построения петрофизических разрезов и срезов, схем изогипс квазигоризонтальных поверхностей расслоения, схем разломов и блоков с оцифровкой порядка глубин их заложения и проникновения вверх, объемных петрофизических моделей и их геологической интерпретации.

3. Проведены интерпретационные исследования блоково-слоистой структуры различных районов, в том числе на территории СССР и за рубежом, на акватории морей и океанов, обобщение которых позволило сделать следующие выводы:

а) в низах земной коры и в верхней мантии обычно отсутствуют квазигоризонтальные границы раздела с большим скачком плотности и пользуются распространением границы второго рода, на которых скачкообразно изменяется лишь вертикальный градиент плотности;

б) существует расслоенность верхней мантии с максимальным числом границ раздела по гравиметрическим данным (на глубинах 50–60, 67–85, 85–95, 100–115, 120–140, 180–220, 300–350 км) около семи;

в) имеется соответственно семь типов глубинных разломов по глубине заложения в верхней мантии;

г) выделенный по результатам плотностного зондирования верхней мантии вблизи г. Магадана слой с плотностью $3,5\text{--}3,6\text{ г/см}^3$ и кровлей на глубине около 80–130 км интерпретируется как слой мантийных эклогитов;

д) граница Мохоровичича может быть границей первого рода (с относительно небольшим скачкообразным изменением физических свойств на ней) или второго рода в зависимости от тектонической обстановки, мощности коры, возраста слагающих ее образования и т. д.;

е) выделен "базит-гипербазитовый" слой в низах земной коры с плотностью $3,0\text{--}3,2\text{ г/см}^3$;

ж) горизонтальными разломами могут быть границы первого рода и литосферы--астеносферы;

з) в интервале глубин 14–17 км нормальной земной коры материкового типа обычно отсутствуют поверхности расслоения; предполагается, что на этой глубине генерируется палингенная гранитная магма.

4. Рассмотрены некоторые геокинематические и геодинамические следствия, которые вытекают из представлений о блоково-слоистом характере устройства земной коры и верхней мантии, а именно:

а) показано пространственное совпадение сейсмогенных узлов на юге Магаданской области с участками повышенных значений меры дискордантности разломов, что может расцениваться как прогностный признак;

б) инверсия интенсивности сейсмических колебаний приокеанической части юго-западного звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса при землетрясениях с очагами в пределах материка объясняется поднятием кровли "базальтового" слоя и границы М по системе блоков пояса, "гранитный" слой которых имеет мощность в первые километры;

в) образование дуговых структур на западе Тихого океана связывается с действием ротационных сил растяжения, возникших при проседании чаши (блока) Тихого океана и поднятии континентальной глыбы Азии; блоки относительно малоплотных пород возникают в дуговых трещинах раздвиг

южного отрезка Курило-Камчатской зоны за счет оттока этого вещества из-под блока Южно-Охотской котловины;

г) прямой расчет изостатического эффекта по объемной плотностной модели района северной акватории Охотского моря, магаданского звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области указывает на существование тенденции изостатического опускания Охотоморского блока и поднятия континентального блока мезозойд.

5. На основе обобщения материала исследования блоково-слоистой структуры различных регионов предложены элементарные классификации разломов, блоков и квазигоризонтальных поверхностей расщепления.

Кроме перечисленных результатов, значение блоково-слоистой модели и разработанных на ее основе оперативных и производительных методов исследования глубинного строения весьма велико при оценке перспектив различных территорий на месторождения полезных ископаемых.

Построение сетки крупнейших разломов по геофизическим данным на Северо-Востоке СССР, большая часть которых не может быть выделена геологическими методами, заставила пересмотреть структурную позицию ряда месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых и впервые подчеркнуть большую роль древних меридиональных и широтных разломов с глубиной заложения 60–75 км в контроле металлогении ртути, серебра и золото-серебряных проявлений; меридиональными разломами контролируется примерно 90% всех рассмотренных рудопроявлений. Месторождения, рудопроявления, минерализация и т.д. ртути тяготеют к узлам пересечения разломов, выявленных по геофизическим данным, что не может быть установлено по одним геологическим данным. Такова же позиция серебра. Однако для ртутоносных узлов более характерен контроль, кроме меридиональных, широтными разломами (60% узлов), а для серебра и золото-серебряного рудопроявления — контроль разломами северо-западного простирания (75% узлов) и широтного (56%).

Показана приуроченность крупных нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири к участкам повышенной мощности земной коры на составленной автором схеме изогипс поверхности М. Возникновение здесь крупных сводов в осадочном чехле фундамента связывается с действием изостатических сил. Применение метода построения объемных моделей позволило оперативно без использования дорогостоящих сейсмических методов оценить перспективы различных территорий и акваторий на те или иные виды месторождений полезных ископаемых; в благоприятных случаях объемные модели могут быть использованы для определения запасов горючих ископаемых. На основе разработанной методики интерпретации в Марковской впадине (Чукотка) обнаружена и выделена система локальных структур, представляющих интерес при поисках месторождений нефти и газа.

Перспективы развития данного направления следующие: а) широкое использование предлагаемого подхода к интерпретации геофизических данных в различных по своей геологической природе регионах с целью оперативного исследования глубинной структуры, накопления и обобщения получаемой информации и выявления на ее основе новых свойств и особенностей строения земной коры и верхней мантии; б) привлечение полученных представлений о блоково-слоистой структуре для изучения закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, для оценки перспектив различных площадей на те или иные виды месторождений полезных ископаемых, для прогноза сейсмической опасности, для выбора мест заложения сверхглубоких скважин; в) в совершенствовании методики интерпретации путем развития автоматических систем интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов А.Н., Дьячков Н.П., Любимов А.А.* Применение функции локализации для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. — Разведочная геофизика, 1978, вып. 33, с. 71—76.
- Абрамов А.Н., Дьячков Н.П., Любимов А.А.* Разностный метод интерпретации потенциальных полей. — В кн.: Новейшие достижения в области техники и методики гравитационных работ, обработки и хранения гравиметрических материалов. М.: Недра, 1979, с. 53—56.
- Агакулиев Г.Б., Гомбарлы Р.Э., Манфеллы А.И., Саркисев Г.А.* Магнитотеллурические исследования в зоне сверхглубокой скважины СГ-1. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 125. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Агапова Г.В., Гайнанов А.Г., Калинина Е.П., Строев П.А.* Статистические характеристики некоторых морских геофизических профилей. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1969, вып. 4, с. 48—57.
- Аксенова В.Д., Генкин П.О., Драбкин И.Е.* Влияние эрозионного среза на распределение россыпей в золотоносных зонах Яно-Кольимского пояса. — В кн.: Проблемы геологических россыпей. Магадан, 1970, с. 274—278.
- Алексидзе М.А.* Редукция силы тяжести. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 256 с.
- Алексидзе М.А., Гелашвили М.С., Картвелишвили К.М.* Исследование некоторых вопросов трансформации потенциальных полей. Тбилиси: Мецниереба, 1972. 282 с.
- Альмухамбетов Д.А., Галкин А.С., Тулегенов С.И.* Результаты магнитотеллурических исследований в Казахстане. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 129. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Альмухамбетов Д.А., Ажибаев С.К., Финкельштейн М.И.* Неоднородности строения литосферы и их связь с современными движениями земной коры. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 43. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Андреев Б.А.* Послойная зональность физических свойств осадочных пород и ее связь со структурами платформенных областей. — Сов. геология, 1958, сб. 61, с. 112—120.
- Андреев Б.А.* Геофизические методы в региональной и структурной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 258 с.
- Андреев Б.А., Клушин И.Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 496 с.
- Андреев Т.А., Ващилов Ю.Я., Мишин С.В., Смирнов В.Н.* К оценке сейсмической опасности района Кольмской ГЭС. — В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980а, с. 80—86.
- Андреев Т.А., Ващилов Ю.Я., Мигovich И.М., Смирнов В.Н.* Связь сейсмичности Северо-Востока СССР с геологическими структурами и неотектоникой. — В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток, 1980б, с. 59—64.
- Антонов Ю.В.* Разделение сложных магнитных и гравитационных аномалий. — Прикл. геофизика. М.: Недра, 1974, вып. 76, с. 164—172.
- Аронов В.И.* К вопросу о решении задач Нейманна в гравиметрии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 2, с. 54—59.
- Аронов В.И., Гордин В.М., Ширцова А.И.* Значение редукцирования гравитационных и магнитных аномалий на внешнюю плоскость при геологической интерпретации. — Развед. геофизика, 1972, вып. 54, с. 100—110.
- Артемьев М.Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М.: Наука, 1966. 138 с.
- Артемьев М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.

- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
- Архангельский А.Д., Михайлов А.А., Федьинский В.В., Люстих Е.Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 4, с. 701—742.
- Балабушевич И.А. К вопросу о редуцировании силы тяжести при количественной интерпретации локальных аномалий. — ДАН БССР, 1958, т. 2, № 2, с. 61—64.
- Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
- Басов М.Д., Сафронова А.Д., Меркулов Ю.Е. Некоторые результаты глубинных исследований МТЗ в Западном Узбекистане. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 127. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Белов В.В., Воробьев Е.М., Шаталов В.Е. Теория графов. М.: Высш. школа, 1976. 392 с.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.
- Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
- Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Белоусов В.В. Программа изучения глубинных недр Советского Союза. — Природа, 1982, № 1, с. 3—13.
- Белый В.Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса (масштаб 1:1 500 000): Объяснительная записка. Магадан, 1981. 58 с.
- Беляевский Н.А., Федьинский В.В. Изучение глубинных недр Земли и задачи сверхглубокого бурения. — Сов. геол., 1961, № 12, с. 55—78.
- Боганик Г.И. О задаче сглаживания экспериментальных данных путем параметрической аппроксимации. — Развед. геофизика. М.: Недра, 1968, вып. 33, с. 26—41.
- Борисов А.А. О глубинной структуре платформенных областей СССР. — Сов. геол., 1962, № 1, с. 35—54.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 376 с.
- Браунли К.А. Статистическая теория и методология в науке и технике. М.: Наука, 1977. 408 с.
- Булах Е.Г., Маркова М.Н. Методическое руководство и сборник программ для решения обратных задач гравиразведки на ЭЦВМ "Минск-22". Киев: Наук. думка, 1971. 184 с.
- Булин Н.К. О глубинных разломах земной коры на территории Туркмении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 8, с. 51—67.
- Булина Л.В. Приближенная оценка глубин залегания нижней границы крутопадающих намагнитченных тел. — Развед. геофиз., 1966, вып. 15, с. 99—104.
- Буллен К.Е. Плотность земли. М.: Мир, 1978. 444 с.
- Ваньян Л.Л. О моделях глубинной электропроводности. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 5, с. 57—66.
- Ваньян Л.Л., Харин Е.П., Осипова И.Л., Сливак В.А. Электропроводность океанической астеносферы вблизи побережья Калифорнии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 6, с. 102—108.
- Вашилов Ю.Я. Глубинные разломы Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). — Сов. геол., 1963, № 4, с. 54—72.
- Вашилов Ю.Я. К вопросу о глубинных разломах и их геологических признаках. — Геофиз. исслед., 1966, вып. 2, с. 154—177.
- Вашилов Ю.Я. Метод интерпретации аномалий силы тяжести, создаваемых возмущающим телом в форме вертикального уступа. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967а, № 1, с. 96—103.
- Вашилов Ю.Я. Закономерность в глубинах заложения разломов. — Сов. геол., 1967б, № 3, с. 119—122.
- Вашилов Ю.Я. Морфология и тектоническое положение некоторых магматических тел Крайнего Северо-Востока СССР по геофизическим данным. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1968, № 5, с. 92—101.
- Вашилов Ю.Я. Разломы и мощность отложений верхоянского комплекса юго-восточной части Яно-Колымской складчатой зоны по геофизическим данным. — Колыма, 1970а, № 3, с. 45—47.
- Вашилов Ю.Я. Методика интерпретации при геофизических исследованиях строения верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970б, № 12, с. 45—60.
- Вашилов Ю.Я. Структура верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1, с. 51—64.
- Вашилов Ю.Я. Глубинные гравиметрические исследования. М.: Наука, 1973а. 156 с.
- Вашилов Ю.Я. Блоково-слоистая структура земной коры и верхней мантии

- и представление об астеносфере. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973б, с. 31—43.
- Ващилов Ю.Я.** Геофизические признаки разломов. М.: ВИЭМС, 1975. 74 с. (Сер. Регион., развед. и промысл. геофиз.).
- Ващилов Ю.Я.** Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива. Магадан, 1977, с. 64—78. (Тр. СВКНИИ; Вып. 77).
- Ващилов Ю.Я.** Проблема регулярности потенциальных полей на бесконечности и ее значение в интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 8, с. 79—84.
- Ващилов Ю.Я.** Сейсмичность и вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР. — В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан, 1979, с. 138—157.
- Ващилов Ю.Я., Воробьев И.В., Науменко-Бондаренко И.И.** Интерпретация гравитационных аномалий Енисейского края и прилегающих районов на основе блоково-слоистой модели литосферы. — Геология и геофизика, 1979, № 10, с. 95—106.
- Ващилов Ю.Я., Гайнанов А.Г.** Новые данные о плотностных неоднородностях земной коры и верхней мантии. — ДАН СССР, 1968, т. 183, № 3, с. 661—663.
- Ващилов Ю.Я., Гайнанов А.Г.** О природе гравитационных аномалий зоны Курильской островной дуги. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, 1970, вып. 5, с. 28—31.
- Ващилов Ю.Я., Гайнанов А.Г., Строев П.А.** Интерпретация гравитационного поля области Охотского моря и Тихого океана. — Физика Земли, 1968, № 2, с. 55—62.
- Ващилов Ю.Я., Зимникова Т.П., Шило Н.А.** Петрофизика поверхностных и глубинных образований северо-востока Азии. М.: Наука, 1982. 162 с.
- Ващилов Ю.Я., Кучериненко В.А., Марков Г.С. и др.** Новые данные о структуре шельфа юго-западной акватории Баренцева моря по гравиметрическим данным. — ДАН СССР, 1974, т. 217, № 6, с. 1383—1386.
- Ващилов Ю.Я., Кучериненко В.А.** Интерпретация аномалий силы тяжести северо-западной части Черного моря. — Физика Земли, 1977, № 7, с. 99—103.
- Ващилов Ю.Я., Нападенский Г.Б., Попов М.Г.** Интегральный метод интерпретации аномалий Δg над вертикальным уступом. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 9, с. 48—58.
- Ващилов Ю.Я., Политов В.К., Умитбаев Р.В., Бабайцев О.В.** Магматические комплексы Верхнетуромчинской вулкано-тектонической структуры. — В кн.: Магматизм и металлогения Дальневосточного региона. Владивосток, 1980, с. 67—79.
- Ващилов Ю.Я., Размышляев А.А.** Геолого-гравиметрические исследования глыбово-слоистой структуры Суйфунской впадины. — В кн.: Тез. докл. М.: МГУ, 1969, с. 12—13. (IV науч. отчетная конф. геол. фак.).
- Ващилов Ю.Я., Сим А.А.** Об определении положения нижней кромки намагниченных пород в Западной Сибири. — Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 83—90.
- Ващилов Ю.Я., Строев П.А.** Некоторые черты структуры Южного океана и Антарктики по гравиметрическим данным. — В кн.: Антарктика, 1972, вып. 11, с. 72—83.
- Великанов М.А.** Ошибки измерения и эмпирические зависимости. Л.: Гидрометиздат, 1962. 302 с.
- Вентцель Е.С.** Теория вероятностей. 2-е изд. перераб. и доп. М.: Физматгиз, 1962. 564 с.
- Веселов К.Е., Сагитов М.У.** Гравиметрическая разведка. М.: Недра, 1968. 512 с.
- Винник Л.П.** Исследование мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 198 с.
- Виноградов А.П.** Происхождение оболочек Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3—17.
- Виноградов А.П.** О происхождении вещества земной коры. — Геохимия, 1961, № 1, с. 3—30.
- Виноградов И.М.** Основы теории чисел. М.: Наука, 1972. 167 с.
- Витте Л.В.** Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск: Наука, 1981. 210 с.
- Волк В.Э.** Опыт использования данных аэромагнитной съемки для изучения земной коры в пределах Арктического бассейна. — Сов. геология, 1964, № 11, с. 117—120.
- Волков Ю.М., Евстигнеев В.В., Кукса Ю.И. и др.** — Физическое моделирование эксперимента Хибинь. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 58. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Володарский Р.Ф.** Природа гравитационного поля Предкавказья по результатам профиля ГСЗ: Черный Яр — Мутный Артезиан. — В кн.: Геофизические исследования М.: Изд-во МГУ, 1966, вып. 2, с. 178—183.
- Володарский Р.Ф., Ланда Т.И.** Геологическая интерпретация гравитацион-

- ных и магнитных полей с помощью ЭВМ. М.: Недра, 1970. 200 с.
- Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С.** Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 268 с.
- Вольвовский Б.С., Кунин Н.Я., Терехин Е.И.** Краткий справочник по полевой геофизике. М.: Недра, 1977. 392 с.
- Воскобойников Г.М., Начапкин Н.И.** Метод особых точек для интерпретации потенциальных полей. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 5, с. 24—39.
- Воскобойников Г.М., Начапкин Н.И.** Теоретические предположки и опыт применения методов особых точек в интерпретации сложных магнитных аномалий. — В кн.: Теория и практика применения аналитических методов интерпретации и математического моделирования геофизических полей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 3—21.
- Воскобойников Г.М., Начапкин Н.И.** Методические рекомендации по применению метода особых точек для интерпретации потенциальных полей. Свердловск, 1980. 130 с.
- Вотах О.А.** Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1968, с. 138.
- Гайманов А.Г.** Плотностная неоднородность верхней мантии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 10, с. 30—39.
- Гаек Я., Шidak З.** Теория ранговых критериев. М.: Физматгиз, 1971. 376 с.
- Гельфанд Н.И.** К определению нижней границы вертикального пласта по гравитационным и магнитным аномалиям. — Геология и геофизика, 1967, № 3, с. 103—105.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Жидков М.П.** и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. — В кн.: Машинный анализ цифровых сейсмических данных. М.: Наука, 1974, с. 41—64. (Вычислит. сейсмол.; Вып. 7).
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.П.** и др. О критериях высокой сейсмичности. — ДАН СССР. Сер. геофиз., 1972, № 6, с. 1317—1321.
- Геологическая карта Енисейско-Саянской складчатой области/Под ред. А.Л. Янисина. М., 1975.
- Гладкий К.В.** О замене вертикальной ступени материальной полуплоскостью. — Развед. и промысл. геофиз., 1957, вып. 18, с. 47—50.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия/Под ред. В.С. Соболева, Н.В. Добрецова, Н.В. Соболева. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 71).
- Гольдин С.В.** О проверке однородности совокупности геологических объектов. — В кн.: Математические методы при геологических исследованиях Западной Сибири. ЗапсибНИГНИ, 1968, вып. 18, с. 108—126.
- Гольцман Ф.М.** Статистические модели интерпретации. М.: Наука, 1971. 328 с.
- Гордиенко В.В., Загородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.Н.** Геоэлектрические и геотермические исследования в Крыму. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 132. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Горшков Г.С.** О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703—706.
- Гравиразведка: Справочник геофизика/Под ред. Е.А. Мудрецовоной. М.: Недра, 1981. 398 с.
- Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли.** Киев.: Наук. думка, 1979. 248 с.
- Грачев Ю.Н., Дехнич М.Я., Литвиненко И.В.** и др. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита. — В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Раздел II. Геофизика. Глубинное строение Земли по геофизическим данным. М.: ГНТИ литер. по геологии и охране недр, 1960, с. 43—50 (МГК, XXI сессия, докл. сов. геол.).
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е., Мак-Греггор И.Д.** и др. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 336 с.
- Гришин М.П., Лотышев В.И., Сурков В.С.** Особенности глубинного строения земной коры Сибирской платформы. — Тр. СибНИИ геологии, геофизики и минерального сырья, 1977, вып. 249, с. 48—56.
- Гугунава Г.Е.** Некоторые результаты электромагнитных исследований на Кавказе. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 46. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Гурвич И.И.** Сейсмическая разведка. М.: Недра, 1970. 552 с.
- Гусев Ю.М.** Построение алгоритмической схемы районирования территорий по гравитационным и магнитным данным. — В кн.: Результаты магнитных исследований на Северо-Востоке СССР и Камчатке. Магадан, 1966, с. 3—17 (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 75).

- Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: Мир, 1973. 264 с.
- Давыдова Н.И., Шварц Я.Б., Ярошевская Г.А. Материковый профиль Магадан—Колыма. — В кн.: Строение земной коры в области перехода от материка к Тихому океану. М.: Наука, 1964, с. 117—127.
- Деменцкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967. 280 с.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 486 с.
- Диткин В.А., Прудников А.П. Операционное исчисление. М.: Высш. шк., 1975. 408 с.
- Донабедов А.Г., Сидоров В.А. О соотношении между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на территории Европейской части СССР. — В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 1, с. 224—244.
- Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Сивкова Л.В., Халевич Н.И. Глубинные сейсмические исследования верхов мантии Среднего Урала. — В кн.: Сейсмические исследования земной коры и рудоперспектив структур Урала. Свердловск, 1980, с. 18—27.
- Духовский А.А. Приближенное определение вертикальных размеров геологических образований по магнитным аномалиям. — Развед. геофиз., 1966, № 12, с. 104—109.
- Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 2, с. 37—50.
- Жаворонкин И.А., Страхов В.Н. Об интерпретации сложных магнитных аномалий Белгородского района КМА. — Прикл. геофизика, 1961, вып. 31, с. 248—257.
- Жданов М.С., Шрайбман В.И. Корреляционный метод разделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1973. 128 с.
- Жонглович И.Д. О редукциях силы тяжести. — Тр. ЦНИИГА и К. Геодезиздат, 1949, вып. 68, с. 11—63.
- Забродин В.Ю. Тектоническое районирование Енисейского кряжа по новейшим данным. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, 1975, с. 3—8.
- Зайченко В.Ю., Кузнецов О.Л., Попсуй-Шапко Г.П. О природе кольцевых фотоаномалий, фиксируемых дистанционными методами. — Сов. геология, 1981, № 1, с. 98—106.
- Заморев А.А. Об определении производных гравитационного потенциала и соотношений между моментами возмущающих масс по производной, заданной на плоскости. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1939, № 3, с. 276—286.
- Зорин Ю.А. Новейшая история и изоэстзия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Недра, 1972. 260 с.
- Зуннунов Ф.Х., Ахмеджанов М.А., Борисов О.Н., Эрзешев Т. Геолого-геофизическая модель земной коры Западного Узбекистана (Южный и Средний Тянь-Шань). — Геотектоника, 1974, № 1, с. 59—68.
- Иванов В.К. О линейных некорректных задачах. — ДАН СССР, 1962, т. 145, № 2, с. 270—272.
- Иванов В.К. О некорректно поставленных задачах. — Мат. сб. НС, 1963, т. 61, вып. 2, с. 211—223.
- Иванов С.С. Об определении глубины залегания нижней границы магнитных тел. — Вестн. МГУ, 1968, № 5, с. 114—117.
- Иванова Т.Н. Роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон юга Алтае-Саянской области и распространении в их пределах магматических образований. — В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 134—139.
- Идельсон Н.И. Теория потенциала и ее приложение к вопросам геофизики. М.; Л.: ГНТИ, 1932. 348 с.
- Ито К., Кеннеди Г. Экспериментальное изучение равновесий перехода в поликристаллических гетерогенных системах в геохимии. — Геохимия, 1972, № 4, с. 402—414.
- Казанский А.А. Определение основных элементов залежи большой протяженности в глубину по данным гравиметрии и магнитометрии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1938, № 2/3, с. 251—260.
- Калинина Т.Б. Статистические алгоритмы интерпретации магнитных и гравитационных полей. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 8, с. 62—67.
- Калинина Т.Б., Безруков С.Ф. Определение параметров намагниченных объектов в условиях сложного поля. — Геология и геофизика, 1980, № 9, с. 94—101.
- Конторович Л.В., Акилов Г.П. Функциональный анализ. М.: Наука, 1977. 744 с.
- Каратаев Г.И. Строение земной коры Западной Сибири по геофизическим данным. — Геология и геофизика, 1960, № 11, с. 65—82.
- Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск: Наука, 1966. 71 с.

- Карлин С.** Основы теории случайных процессов. М.: Мир, 1971. 536 с.
- Карпинский А.П.** Геологические исследования на восточном склоне Урала. — Собр. соч., М.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 4, с. 7—389.
- Карсаков Л.П., Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф.** Модель глубинного строения и эволюции докембрийских блоков Дальнего Востока. — ДАН СССР, 1981, т. 256, № 1, с. 150—152.
- Коттерфельд Г.Н.** Лик Земли и его происхождения. М.: Географиздат, 1962. 152 с.
- Кац Я.Г., Рябухин А.Г., Трофимов Д.М.** Космические методы в геологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 246 с.
- Кендалл М.Дж., Стьюарт А.** Теория распределений. М.: Наука, 1966. 588 с.
- Кендалл М.Дж., Стьюарт А.** Статистические выводы и связи. М.: Наука, 1973. 900 с.
- Клини С.** Математическая логика. М.: Мир, 1973. 480 с.
- Козлов В.В., Коваленок В.В., Иванченко А.С.** Разломы и кольцевые структуры юга СССР по наблюдениям с орбитальной научной станции "Салют-6". — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 1, с. 7—17.
- Козьмин Б.М., Емельянова А.А., Емельянов Н.П.** и др. Сильные землетрясения Якутии. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1971 г. М.: Наука, 1971, с. 133—144.
- Колман Р.Г.** Офиолиты. М.: Мир, 1979. 264 с.
- Колмогоров А.Н.** О логарифмически-нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении. — ДАН СССР, 1941, т. 31, № 2, с. 99—101.
- Колмогоров А.Н., Фомин С.В.** Элементы теории функции и функционального анализа. 4-е изд., перераб. М.: Наука, 1976. 544 с.
- Колчин В.С., Севастьянов Б.А., Чистяков В.П.** Случайные размещения. М.: Наука, 1976. 224 с.
- Кондорская Н.В., Павлова Л.Н., Пустовитенко А.Н., Соловьев С.Л.** Некоторые результаты изучения спектров продольных волн дальневосточных землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1, с. 60—76.
- Коржинский Д.С.** Зависимость содержания редких элементов в магматических породах от их щелочности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 145—147.
- Косминская И.П.** Строение земной коры по сейсмическим данным. — Бюл. МОИП, 1958, № 4, с. 25—37.
- Косминская И.П.** Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1967, № 5, с. 8—17.
- Косминская И.П.** Методы глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Косыгин Ю.А.** Тектоника. М.: Недра, 1969. 614 с.
- Косыгин Ю.А.** Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.
- Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А.** Некоторые фундаментальные понятия структурной геологии. — Геотектоника, 1965а, № 1, с. 51—60.
- Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А.** Геологическое пространство как основа структурных построений. — Геология и геофизика, ст. 1, 1965б, № 9, с. 3—12; ст. 2, 1965в, № 10, с. 3—12.
- Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А., Борукаев Ч.Б.** и др. Геологическая структура, опыт формализационного определения и описания. — Геология и геофизика, 1966, № 1, с. 20—25; 1967, № 8, с. 16—26.
- Косыгин Ю.А., Забродин В.Ю., Коваленко А.А.** и др. Понятие "глубинный разлом" и проблемы систематики глубинных разломов. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 106—112.
- Косыгин Ю.А., Юшманов В.В., Маслов М.А.** О формировании и локализации концентрических комплексов (кольцевых структур) в связи с развитием разломов. — ДАН СССР, 1980, т. 255, № 6, с. 1454—1458.
- Крамер Г.** Математические методы статистики. М.: Мир, 1975. 648 с.
- Краснобаева А.Г.** О геоэлектрической модели строения земной коры и верхней мантии Среднего Урала. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 41. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Краснобаева А.Г., Дьяков Б.П., Астафьев П.Ф.** и др. Строение северо-восточной части Балтийского щита по магнитотеллурическим данным. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 6, с. 65—73.
- Красный Л.И.** Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1972. 152 с.
- Красовский С.С.** Моделирование структур земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы Физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 53—57.
- Креймер С.Г., Рокитянский И.И.** Магнитотеллурические зондирования на профиле Тарханкут—Керчь в Крыму. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 137. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).

- Крестников В.Н., Нерсесов И.П.* Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. — Сов. геология, 1962, № 11, с. 36—69.
- Крылов С.В., Рудницкий А.П., Мишенькин Б.П.* и др. Сейсмические исследования земной коры в Западной Сибири. — В кн.: Глубинные сейсмические зондирования в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 57—114. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 93).
- Кудря А.В.* О решении прямых задач гравиметрии для трехмерных тел на ЭВМ. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 9, с. 83—93.
- Кузванов В.А.* Об аналитическом продолжении гравитационного потенциала во внутреннюю область. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 12, с. 1419—1426.
- Кулик С.Э., Логвинов И.М., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В.* Астеносфера платформенных и активизированных регионов Европы. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 136. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Курскеев А.К.* Геофизическая характеристика земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. 190 с.
- Курош А.Г.* Лекции по общей алгебре. М.: Наука, 1973. 400 с.
- Лаверов Н.П., Невекин В.А., Толкунов А.Е.* Кольцевые и дуговидные разломы. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 32—44.
- Ладынин А.В.* Гравитационные аномалии Графф—Хантера и изостатическое состояние земной коры в Забайкалье. — Геология и геофизика, 1966, № 3, с. 113—120.
- Левбедев Т.С., Познанская Н.Ф., Мирошников В.П., Тюремнов В.А.* Оценка магнитных параметров пород глубинных зон земной коры Кольского полуострова. — Геофиз. журн., 1981, т. 3, № 2, с. 70—76.
- Леонтьев О.К., Лукьянов С.А., Калинин Л.И.* О предполагаемых масштабах вертикальных движений дна океана и изменениях объема океанических впадин в кайнозойе. — В кн.: Проблемы палеогеологии. М.: Наука, 1976, с. 69—80.
- Линник Ю.В.* Метод наименьших квадратов и основы математико-статистической теории обработки наблюдений. М.: Физматгиз, 1962. 352 с.
- Литвиненко И.В., Некрасова К.А.* Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. ГСЗ земной коры в СССР. Л.: Гос-топтехиздат, 1962, с. 187—205.
- Литвиненко О.К., Русьянов Ю.Г.* Редуцирование гравиметрических измерений на основе численного решения уравнения Молодцова. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 9, с. 49—63.
- Литвиненко О.К., Русьянов Ю.Г., Руккин М.Д., Сафонова З.П.* Автоматическая система обработки и интерпретации результатов гравиметрических измерений. М.: Недра, 1973. 352 с.
- Личков Б.Л.* Теория тангенциально-складчатых образований гор и шаррижей Альп. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1948, № 9, с. 3—21.
- Логачев А.А., Захаров В.П.* Магниторазведка. Изд. 5-е, перераб. и доп. Л.: Недра, 1979. 352 с.
- Лоран П.-Ж.* Аппроксимация и оптимизация. М.: Мир, 1975. 496 с.
- Лукк А.А., Нерсесов И.П.* Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага. — ДАН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 559—563.
- Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.
- Любимов А.А.* К вопросу оценки глубины нижней кромки намагниченных двухмерных тел прямоугольного сечения по аномалии ΔZ_A . — Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 7, с. 123—128.
- Люстерник Л.А., Соболев В.И.* Элементы функционального анализа. М.: Наука, 1965. 520 с.
- Ляпух Е.Н.* Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести. М.: Изд-во АН СССР, 1947, с. 3—45. (Тр. Ин-та теорет. геофизики АН СССР; Вып. 3).
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов/Под. ред. В.С. Соболева, В.П. Костюка. Новосибирск: Наука, 1975, с. 232 (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 264).
- Магниторазведка. Справочник геофизики. М.: Недра, 1980. 368 с.
- Магницкий В.А.* О редукциях силы тяжести. — Тр. ЦНИИГА и К, 1948, вып. 51, с. 46—60.
- Магницкий В.А.* Основы физики Земли. М.: Геодиздат, 1953. 290 с.
- Магницкий В.А.* О волноводах в земной коре и подкорковом слое. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 4, с. 15—23.
- Магницкий В.А.* К вопросу об интерпретациях основных неправильностей гравитационного поля Земли. — М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 79—85. (Тр. ИФЗ АН СССР; Вып. 11).
- Магницкий В.А.* Внутреннее строение и

- физика Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.
- Малышев Ю.Ф.* Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1977. 127 с.
- Маловичко А.К.* Методы аналитического продолжения аномалий силы тяжести и их приложения к задачам гравиразведки. М.: Гостоптехиздат, 1956. 160 с.
- Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Масайтис В.Л.* Астроблемы на территории СССР. — Сов. геология, 1975, № 11, с. 52—64.
- Мерзляков В.Н., Лычагин П.П., Терехов М.И.* Еще раз о проблеме Колымского массива. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 43—55.
- Метеоритные структуры на поверхности планет/Под ред. В.В. Федьнского, А.И. Дабижа. М.: Наука, 1979. 239 с.
- Милановский Е.Е.* О некоторых закономерностях строения и развития шовных зон (на примере Кавказа). — Сов. геология, 1962, № 6, с. 52—76.
- Мишин С.В., Дарешкина Н.М.* О выделении обменных составляющих на записях удаленных землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 9, с. 87—92.
- Моисеев Ф.С.* Основы глубинной геологии. Л.: Недра, 1981. 280 с.
- Мороз Ю.Ф.* Геоэлектрическая модель Камчатки. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 42 (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Мороз Ю.Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки по данным магнитотеллурического зондирования. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 1, с. 76—85.
- Мудрецова Е.Н., Филатов В.Г.* Решение обратной задачи гравиметрии для контактной поверхности. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 1, с. 93—98.
- Налимов В.В.* Применение математической статистики при анализе вещества. М.: Физматгиз, 1960. 320 с.
- Немцов Л.Д.* Высокоточная гравиразведка. М.: Недра, 1967. 231 с.
- Непомнящий А.А.* Логарифмические гравитационные палетки. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1952, № 1, с. 40—46.
- Непомнящий А.А.* Интерполяция геофизических аномалий. Некоторые принципы комплексного геологического толкования геофизических аномалий методом сравнения. Л.: Недра, 1964. 284 с.
- Никитин А.А.* Обнаружение слабых геофизических аномалий при детальном геофизическом наблюдении. — Прикл. геофизика. М.: Недра, 1970, вып. 59, с. 164—174.
- Николаев А.В.* Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1972. 174 с.
- Новоселицкий В.М.* К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 5, с. 25—32.
- Облозина Т.И., Пийп В.Б., Ваццоло Ю.Я., Камбаров Н.Ш.* Новый метод интерпретации сейсмических данных. — ДАН СССР, 1969, т. 190, № 5, с. 1120—1122.
- Озерская М.Л., Семенова С.Г.* Использование результатов исследования физических свойств горных пород при геотектоническом районировании. — Бюл. МОИП. 1972, вып. 6, т. 17, с. 17.
- Оуэн Д.Б.* Сборник статистических таблиц. Изд. 2-е, исправл. М.: ВЦ АН СССР, 1973. 586 с.
- Павленкова Н.И.* Комплексная интерпретация данных глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 2, с. 38—46.
- Палаванджян С.А.* О происхождении перидотитового слоя литосферы. — ДАН СССР, 1981, т. 258, № 4, с. 983—986.
- Палицын Н.Д., Кошечкин Б.И.* Проявление разрывной тектоники в центральной части Колымского полуострова и возможности ее изучения на основе аэрометодов. — В кн.: Разработка и применение аэрометодов при геолого-геофизических исследованиях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 67—82.
- Панов Д.Г.* Морфология дна Мирового океана. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 238 с.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—47.
- Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
- Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра. — Природа, 1977а, № 6, с. 3—7.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы и мобилизм. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977б, с. 5—8.
- Пейве А.В., Трифонов В.Г.* Мобилизм и тектоническая расчлененность литосферы. — Природа, 1981, № 8, с. 2—9.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Петров В.П., Богатилов О.А.* Новые идеи в современной петрографии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 22—36.

- Петрунин Г.И., Попов В.Г.* Влияние серпентинизации на тепловые свойства гипербазитов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 4, с. 18—24.
- Подоба Н.В., Серова А.Д.* Состав и строение складчатого основания Восточной части Русской платформы. — Прикл. геофизика, М.: Гостоптехиздат, 1962, вып. 34, с. 145—170.
- Померанцева И.В., Мажженко А.Н., Егоркин Г.В.* и др. Результаты изучения строения земной коры и верхней мантии с помощью станций "Земля" в Азово-Кубанской впадине. — Прикл. геофизика, М.: Недра, 1969, вып. 55, с. 70—83.
- Полов Ю.Н.* Области сноса и седиментации Верхояно-Колымской геосинклинали в пермский период. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3, с. 103—114.
- Поспеев В.И., Михалевский В.И.* Оценка астеносферы Восточной Сибири. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 123 (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Прохоров Ю.В., Розанов Ю.Я.* Теория вероятностей. М.: Наука, 1973. 496 с.
- Пятницкий В.К.* К методу касательных. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1961, вып. 11, с. 109—118.
- Разумовский Н.К.* Характер распределения содержания металлов в рудных месторождениях. — ДАН СССР, 1940, т. 28, № 9, с. 815—817.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Риордан Дж.* Введение в комбинаторный анализ. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 288 с.
- Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химический состав земной коры и ее оболочек. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 379—401.
- Ростова Н.С.* Блоково-слоистая модель глубинного строения земной коры юго-восточной части Татарского пролива. — В кн.: Геофизические исследования блоково-слоистой структуры литосферы. Магадан, 1983, с. 132—147.
- Рухин Л.Б.* Основы общей палеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
- Рыбников К.А.* Введение в комбинаторный анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 256 с.
- Саваренский Е.Ф., Кирос Д.П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гостехиздат, 1955. 544 с.
- Садовский М.А.* Естественная кусковатость горной породы. — ДАН СССР, 1979, 147, № 4, с. 829—831.
- Сажина Н.Б.* Интерпретация гравиметри-
- вой съемки в Крымском и Абинском районах Краснодарского края. — Прикл. геофизика, М.: Гостоптехиздат, 1957, вып. 17, с. 263—210.
- Сачков В.Н.* Комбинаторные методы дискретной математики. М.: Наука, 1977. 320 с.
- Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 475 с.
- Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой (Под ред. М.А. Фаворской, И.Н. Томсона). М.: Недра, 1969. 264 с.
- Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 307 с.
- Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
- Сидоренко А.В., Хаин В.Е.* Основные направления и задачи развития космических методов исследования. — Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1974, № 12, с. 3—5.
- Симоненко Т.Н., Толстихина М.М.* Блоковое строение складчатого фундамента Европейской части СССР. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 37—54.
- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. М.: Недра, 1980. 248 с.
- Скоков В.А., Орлова Л.Е.* Алгоритм минимизации функций многих переменных при наличии ограничений общего вида. М.: Изд-во МГУ, 1971, вып. 24. 16 с.
- Смирнов В.С.* Интерпретация магнитотеллурических зондирований на юго-восточной Камчатке. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 135 (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы: М.: Наука, 1973. 34 с.
- Сорокин Л.В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М.: Гостоптехиздат, 1953. 484 с.
- Справочник геофизика. М.: Недра, 1968. Т. V. 512 с.
- Справочник геофизика. М.: Недра, 1969. Т. VI. 400 с.
- Старостенко В.И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 228 с.
- Старостенко В.И., Дядюра В.А., Заворотько А.Н.* Об интерпретации гравитационного поля методом подбора. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 4, с. 75—85.
- Стишов С.Н.* Природа границы Мохоравичича. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1, с. 42—47.
- Стовас М.Б.* Некоторые вопросы тектогенеза. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 222—274.
- Страхов В.Н.* Об аналитическом продол-

- жении двумерных магнитных полей. — ДАН СССР, 1959, т. 126, № 5, с. 987—989.
- Страхов В.Н.* О состоянии и проблемах геологической интерпретации данных гравитационных и магнитных наблюдений. — В кн.: Разведочная геофизика в СССР на рубеже 70-х годов. М.: Недра, 1974а, с. 113—121.
- Страхов В.Н.* К теории обратных задач логарифмического потенциала для контактной поверхности. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974б, № 6, с. 39—60.
- Страхов В.Н.* О проблеме параметризации в обратных задачах гравиметрии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 6, с. 39—49.
- Страхов В.Н.* Метод приближенного решения прямой трехмерной задачи гравиметрии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 9, с. 52—63.
- Страхов В.Н., Лапина М.И.* О монтажном принципе построения решения обратной задачи гравиметрии. — Геофиз. сб. Киев: Наук. думка, 1976, № 74, с. 3—19.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 211 с.
- Стрельцов М.И.* Об эшелонированном расположении структур в южной части Курильской островной гряды. — Геотектоника, 1970, № 1, с. 108—116.
- Строение земной коры в области перехода от азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
- Суворов А.И.* Проблемы пространственной и возрастной корреляции глубинных разломов. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 238—256.
- Субботин С.И., Наумчик Г.П., Рахимова И.Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1968. 174 с.
- Сурков В.С.* Тектонические структуры фундамента Западно-Сибирской плиты, особенности отражения их в гравитационных и магнитных аномальных полях. — В кн.: Рациональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 49—59.
- Тафеев Ю.П.* О расчетах магнитного поля ΔT . — В кн.: Геофизическая разведка рудных месторождений. Свердловск, 1953, с. 3—43.
- Таль-Вирский Б.Б., Каржаев А.Т., Аширматов А.С.* и др. Геоэлектрическая модель литосферы и астеносферы горных сооружений, межгорных и предгорных впадин Тянь-Шаня. — В кн.: Электромагнитные зондирования. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 39. (Тез. докл. VI Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям).
- Тараканов Р.З., Левый Н.В.* Полиастено-сферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 571—575.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некоторых задач. М.: Наука, 1974. 224 с.
- Тихонов А.Н., Самарский А.А.* Уравнения математической физики. М.: Наука, 1977. 736 с.
- Трофимов Д.М.* Особенности тектонической интерпретации космоснимков и пути ее совершенствования. — В кн.: Аэрокосмические исследования природных ресурсов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 26—35.
- Файтельсон А.Ш.* Архимедово равновесие земной коры. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 44—53.
- Федотов С.А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 5—16.
- Федотов С.А., Болдырев С.А.* О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии Курильской островной дуги. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 9, с. 17—34.
- Федынский В.В.* Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. М.: Госгеолиздат, 1960, с. 5—13. (Международ. геол. конгресс XXI сессии, докл. сов. геол. Раздел II. Геофизика).
- Федынский В.В.* Глубина заложения и форма крупных разломов континентальных и океанических структур по геофизическим данным. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 30—31.
- Федынский В.В., Ващилов Ю.Я.* О слоисто-блоковой модели литосферы. — ДАН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1180—1182.
- Федынский В.В., Ващилов Ю.Я.* Слоисто-блоковое строение литосферы. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 37—44.
- Феллер В.* Введение в теорию вероятности и ее приложения. М.: Мир, 1967. Т. 1. 500 с. Т. 2. 752 с.
- Формы геологических тел: (Терминолог. справочник) / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. М.: Недра, 1977б. 246 с.
- Фотиади Э.Э.* Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследо-

- ваний и опорного бурения. М.: Гос-
топтехиздат, 1958. 242 с.
- Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И.* Строение
земной коры Сибири и Дальнего
Востока по данным региональных
геофизических исследований. — Гео-
логия и геофизика. 1963, № 10, с. 5—
19.
- Хаин В.Е.* Некоторые основные вопросы
современной геотектоники. — Изв.
АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12,
с. 47—60.
- Хаин В.Е.* О глыбово-волновой (склад-
чато-глыбовой) структуре земной ко-
ры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958,
№ 4, с. 87—99.
- Хаин В.Е.* Глубинные разломы: основ-
ные признаки, принципы классифика-
ции и значение в развитии земной
коры (исторический обзор). — Изв.
вузов. Сер. геол. и разведка, 1963,
№ 3, с. 13—29.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.:
Недра, 1973. 512 с.
- Химмельблау Д.* Прикладное нелиней-
ное программирование. М.: Мир,
1975. 536 с.
- Холл М.* Комбинаторика. М.: Мир,
1970. 424 с.
- Хорева Б.Я.* Петрологические особен-
ности зон смятия и характер связи
их с глубинными разломами. —
В кн.: Глубинные разломы. М.:
Недра, 1964, с. 139—146.
- Цареградский В.А.* К вопросу о де-
формациях земной коры. — В кн.:
Проблемы планетарной геологии. М.:
Гостоптехиздат, 1963, с. 149—221.
- Цимельзон И.О.* Диапиризм и гравита-
ционные аномалии нефтегазоносных
областей. — Прикл. геофизика. М.:
Гостоптехиздат, 1961, вып. 29,
с. 123—135.
- Цирульский А.В., Аронов В.И.* О реду-
кции потенциальных геофизических
полей на внешнюю плоскость. —
Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971,
№ 7, с. 94—102.
- Чало С.С., Ефимкин Н.С., Борисова Г.Н.*
и др. Глубинное строение земной
коры и верхней мантии Воронежской
антиклизы. — Бюл. МОИП. Сер.
геол., 1971, № 5, с. 27—33.
- Чесноков Е.М.* Сейсмическая анизотро-
пия верхней мантии Земли. М.:
Наука, 1977. 144 с.
- Чирвинская М.В.* Характеристика склад-
чатых и разрывных дислокаций осе-
дочной толщи в Днепровско-Донец-
кой впадине и северо-западных ок-
раинах Донецкого складчатого соору-
жения. — Тр. Ин-та геол. наук
АН УССР. Сер. геофиз., 1956, вып. 1,
с. 21—35.
- Шалаев С.В.* Геологическое столкновение
геофизических аномалий с помощью
линейного программирования. Л.:
Недра, 1972. 142 с.
- Шатский Н.С.* О происхождении Пачелм-
ского прогиба. — Бюл. МОИП. Отд.
геол., 1955, № 5, с. 5—26.
- Шерман С.И.* Физические закономер-
ности развития разломов земной
коры. Новосибирск: Наука, 1977.
104 с.
- Шило Н.А., Анкудинов Л.А., Бабкин П.В.*
и др. Новые данные о структуре
и перспективах нефтегазоносности
Яно-Тауйской системы рифтоподоб-
ных впадин на примере Кавинско-
Тауйской. — ДАН СССР, 1976, т. 229,
№ 1, с. 173—177.
- Шило Н.А., Ващилов Ю.Я.* Формирова-
ние коренных различий глубинной
структуры на западе и востоке Ти-
хого океана. — В кн.: Геофизи-
ческие исследования структуры и
геодинамики земной коры и верх-
ней мантии Северо-Востока СССР.
Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1979а,
с. 92—112.
- Шило Н.А., Ващилов Ю.Я.* Глубинное
строение Северо-Востока СССР по
гравиметрическим данным. — В кн.:
Геофизические исследования струк-
туры и геодинамики земной коры
и верхней мантии Северо-Востока
СССР. Магадан: Магадан. кн. изд-во,
1979б, с. 3—29.
- Шило Н.А., Ващилов Ю.Я.* Формиро-
вание коренных различий глубинной
структуры на западе и востоке Ти-
хого океана. — В кн.: Морская ге-
ология, седиментология, осадочная
петрография. и геология океана.
Л.: Недра, 1980, с. 220—228 (Меж-
дунар. геол. конгресс, 26-я сессия,
Докл. сов. геол.).
- Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Зимнико-
ва Т.П., Мигович И.М.* Новые дан-
ные о глубинном строении и при-
роде Колымо-Индибирского меж-
дуречья (по геофизическим дан-
ным). — ДАН СССР, 1978, т. 243,
№ 2, с. 459—462.
- Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Макси-
мов А.Е.* и др. Новые данные о глу-
бинной структуре юго-западной ак-
ватории Чукотского моря по грави-
метрическим данным. — ДАН СССР,
1982, т. 265, № 2, с. 442—444.
- Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Мигович И.М.*
Вопросы глубинного строения Се-
веро-Востока СССР по гравиметри-
ческим данным. — Геология и гео-
физика, 1979в, № 2, с. 12—28.
- Шимарев В.Н.* О вычислениях нижней
кромки вертикального намагничен-
ного пласта. — В кн.: Геофизические
методы разведки в Арктике. Л.:
НИИГА, 1968, вып. 5, с. 244—248.
- Шрайбман В.И., Жданов М.С., Витвиц-
кий О.В.* Корреляционные методы

- преобразования и интерпретации геофизических аномалий. М.: Недра, 1977. 238 с.
- ЩербакOVA Б.Е., Бережная О.Ф., Волхонин В.С.* и др. Результаты изучения строения земной коры и верхней мантии на северо-востоке Иркутского амфитеатра с помощью станций "Земля". — Прикл. геофизика. М.: Недра, 1967, вып. 57, с. 90–98.
- Эпштейн О.Г.* Верхнепермские ледовоморские отложения бассейна штоков Колымы. — Литология и полезные ископаемые, 1972, № 3, с. 112–127.
- Anderson D.* The upper mantle Transition region: Eclogite? — Geophys. Res. Lett., 1979a, vol. 6, N 6, p. 433–436.
- Anderson D.* Chemical stratification of the Mantle. — J. Geophys. Res., 1979b, vol. 84, N B11, p. 6297–6298.
- Barnett C.T.* Theoretical modeling of the magnetic and gravitational fields of an arbitrarily shaped three-dimensional body. — Geophysics, 1976, vol. 41, N 6, p. 1353–1364.
- Barth T.F.W.* Oxygen in rocks: A basis for petrographic calculations. — J. Geol., 1948a, vol. 46, N 1, p. 41–49.
- Barth T.F.W.* The distribution of oxygen in the lithosphere. — J. Geol., 1948b, vol. 56, N 1, p. 50–60.
- Bhattacharyya B.K.* Computer modeling in gravity and magnetic interpretation. — Geophysics, 1978, vol. 43, N 5, p. 912–929.
- Bhattacharyya B.K., Chan K.C.* Computation of gravity and magnetic anomalies due to inhomogeneous distribution of magnetization and density in a localized region. — Geophysics, 1977, vol. 42, N 3, p. 602–609.
- Bhattacharyya B.K., Leu Lei-kuang.* Analysers of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: Mapping of Curie point isothermal surface for geothermes reconnaissance. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, p. 4461–4465.
- Bhattacharyya B.K., Leu Lei-kuang.* Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies to rectangular prismatic bodies. — Geophysics, 1977, vol. 42, N 1, p. 41–50.
- Birch F.* The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. 1, 2. — J. Geophys. Res., 1960, vol. 65, p. 1083–1102; 1961, vol. 66, p. 2199–2224.
- Coulon C., Thorpe R.S.* Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. — Tectonophysics, 1981, vol. 77, N 1/2, p. 79–93.
- Choudbury S.K.* Bouguer gravity and its geologic evaluation in the western part of Bengal Basin and adjoining area, India. — Geophysics, 1973, vol. 38, N 4, p. 691–700.
- Dehlinger P., Couch R.W., Gemperle M.* Gravity and structure of the eastern part of Mendocino Escarpment. — J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, p. 1233–1247.
- Dietz R.S.* Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. — Nature, 1961, vol. 200, p. 1085–1086.
- Dietz R.S.* Plate tectonics: A revolution in geology and geophysics. — Tectonophysics, 1967, vol. 37, N 1/2, p. 1–6.
- Douglas J.K.* Extended terrain correction tables for gravity reductions. — Geophysics, 1972, vol. 37, N 2, p. 377–379.
- Fedinsky V.V., Litvinenko O.K., Ushakov S.A.* et al. Application of the mathematical methods for the interpretation of the results of regional geophysical investigations. — In: Proc. Intern. geol. congr., XXIII sess., sect. 13, Prague: Academia, 1968, p. 181–188.
- Fermor L.L.* The relationship of isostasy, earthquakes and vulcanity to the earth's infra-plutonic shell. — Geol. Mag., 1914, vol. 51, p. 65–67.
- Geldart L.P., Denis E.C., Bijon Sharm.* Gravity anomalies of two-dimensional faults. — Geophysics, 1966, vol. 31, N 2, p. 372–397.
- McGrinnis L.D., Heigolol P.C., Ervin C.P., Heidari M.* The gravity field and tectonic of Illinois. — In: Illinois state geological survey. Urbana: State of Ill. Dep. of registration and education, 1976, p. 28–32.
- Green T.N.* High pressure experimental studies of the mineralogical composition of the lower crust. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, vol. 3, p. 441–450.
- Gutenberg B.* Wave velocities in the earth's crust. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, N 62, p. 19–34.
- Hales A.L., Bloch S.* Upper mantle structure are the low velocity layers thin? — Nature, 1969, vol. 221, p. 5182.
- Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M.* et al. Magnit magnetic anomalies, geomagnetic field reversal and motions of the ocean floor and continents. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, p. 2119–2136.
- Hess H.H.* History of ocean basins. — In: Petrologic studies: A volume to honour of A.F. Buddington. N.Y.: Geol. Soc. Amer., 1962, p. 599–620.
- Hjelt S.E.* The gravity anomaly of a dipping prism. — Geoexploration, 1974, vol. 12, p. 29–38.
- Holmes A.* Structure of the continents. — Nature, 1926, vol. 118, p. 586–587.
- Jordan T.H., Anderson D.L.* Earth structure from free oscillations and travel times. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, vol. 36, p. 416–459.
- Jacks B., Oliver J., Sykes L.R.* Seismology and the new global tectonics. — J. Geol.

- phys. Res., 1968, vol. 73, N 18, p. 5855–5899.
- Karl J.H.* The Bouguer correction for the spherical earth. — *Geophysics*, 1974, vol. 36, N 4, p. 761–762.
- Kucherinenko V.A., Storev P.A., Vashchilov Yu.Ya.* Block structure of the Sea of Japan (Yamato Hill) based on gravimetric data. — In: *Geology of Japan Sea*. Tokai: Univ. press, 1982, p. 159–164.
- Kuno H., Aoki K.* Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 273–301.
- Lake Ph.* Island arc and mountain building. — *Geogr. J.*, 1931, vol. 78, N 2, p. 149–160.
- Lawson A.C.* Insular arcs foredeeps and geosynclinal seas of the asiatic coast. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1932, vol. 43, N 3.
- Leliwa-Kapystynsky J., Lasam A., Peyronneau J.* Polimorphic transformations in the Earth's mantles: Structure of the phase boundary. — In: *High-pressure sci. and technol.*: Proc. 6th AIRAPT conf., Boulder (Col.), 1977. N.Y.; L., 1979, vol. 2, p. 43–52.
- Lewis-Brian I.R., Meyer R.P.* Upper mantle velocities along the east coast margin of the US. — *Geophys. Res. Lett.*, 1977, vol. 4, N 8, p. 341–344.
- Mykkeltveit S., Husebye E.S., Oftedahl C.* Subduction of the Iapetus ocean crust beneath the Mole Geiss Region, southern Norway. — *Nature*, 1980, vol. 288, N 5790, p. 473–475.
- Nagy D.* The gravitational attraction of a right rectangular prism. — *Geophysics*, 1968, vol. 31, N 2, p. 362–371.
- Naudy H.* Contribution des abaques bilogarithmiques à l'interprétation gravimétrique. — *Geophys. pros.*, 1962, vol. 10, N 2, p. 171–176.
- Paul M.K.* The gravity effect of a homogeneous polyhedron for three-dimensional interpretation. — *Pure and Appl. Geophys.*, 1977, vol. 112, p. 553–561.
- Plouff D.* Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic ferrain corrections. — *Geophysics*, 1976, vol. 41, N 4, p. 727–741.
- Press F.* Earth models obtained by Monte Carlo inversion. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, p. 5223–5234.
- Press F.* Earth models consistent with geophysical data. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 3–22.
- Regan R.D., Hinze W.J.* Gravity and magnetic investigation of Meteor Crater, Arizona. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 5, p. 776–788.
- Ringwood A.E.* Phase transformation in descending plates and implications for mantle dynamics. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 32, N 1/2, p. 129–143.
- Ringwood A.E., Green D.H.* An experimental investigations of the gabbro to eclogite transformations and some geophysical implication. — *Tectonophysics*, 1966, vol. 3, N 5, p. 383–427.
- Shilo N.A., Vashchilov Yu.Ya.* Formation of principal differences in the deep structure of the western and eastern Pacific. — *Pacif. Geol.*, 1982, N 16, p. 39–52.
- Stanley J.M., Green R.* Gravity gradients and the interpretation of the truncated plate. — *Geophysics*, 1976, vol. 41, N 6, p. 1370–1376.
- Sykes L.R., Oliver J., Isacks B.* Earthquakes and tectonic. — *Sea*, 1970, vol. 3, pt 1, p. 353–420.
- Takashi F.* The analytical solution of the two tilt problem. — *Annu. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, 1978, N 4, p. 21–22.
- Talvani M., Ewing M.* Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. — *Geophysics*, 1960, vol. 25, p. 203–225.
- Vine F.* Spreadings of the ocean floor: New evidence. — *Science*, 1966, vol. 154, p. 1405–1415.
- Woodward D.J.* The gravitational attraction of vertical triangular prisms. — *Geophys. Prospect.*, 1975, N 23, p. 526–532.
- Yoder H.S., Tilley C.E.* Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. — *J. Petrol.*, 1962, N 3, p. 342–532.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1	
Геолого-геофизические представления о блоково-слоистой структуре земной коры и верхней мантии	5
1.1. Некоторые определения и понятия	5
1.2. Некоторые геологические и геоморфологические признаки	9
1.3. Геофизические и геодезические признаки	13
1.4. Природа региональных геофизических аномалий	22
Глава 2	
Методы количественной интерпретации в классе блоковых моделей источников гравитационных и магнитных аномалий	26
2.1. Классификация и взаимосвязь методов решения обратных задач интерпретации гравитационных и магнитных аномалий	26
2.2. Амплитудно-асимптотические методы интерпретации, использующие свойства регулярности на бесконечности потенциала и его производных	34
2.3. Внешняя проблема Дирихле и Неймана на плоскости и решение обратных задач гравиметрии и магнитометрии	52
2.4. Интегральный метод решения обратной задачи гравиметрии для возмущающего тела в форме вертикальной ступени	60
2.5. Логарифмирование числовых полей интерпретируемых данных при решении нелинейных уравнений в обратных задачах гравиметрии (трехмерный вариант)	73
2.6. Итерационное разложение Хана как метод решения одной обратной задачи магнитометрии для аномалий ΔZ_A	76
2.7. Решение систем нелинейных уравнений при интерпретации аномалий магнитного поля ΔT_A	83
2.8. Принципы и реализация тотальной интерпретации в классе блоковых моделей источников возмущения	86
2.9. Прямая задача гравиметрии в классе блоковых моделей источников возмущения (треугольная вертикальная призма)	92
2.10. Некоторые постулаты и выводы	96
Глава 3	
Методы статистического анализа результатов массовой интерпретации гравиметрических и магнитных данных	98
3.1. Полигон частот как множество целочисленных статистик, некоторые их свойства и особенности приложения к статистическому анализу данных	99
3.2. Статистическая оценка полигона в целом и выбор оптимального полуинтервала; критерий серий по выборочной медиане	103
3.3. Модифицированный критерий Бьенэмэ	107
3.4. Полиномиальные оценки значимости мод	115
3.5. О вероятности случайных комбинаторных конфигураций, порождающих мультимодальные распределения с фиксированными модами	121
3.6. Некоторые обобщения	133
Глава 4	
Явление закономерного сочетания слов и блоков в земной коре и верхней мантии и его геолого-геофизическое значение	134
4.1. Совпадение глубин верхних и нижних ограничений плотностных и магнитных неоднородностей в форме блоков с квазигоризонтальными поверхностями расщепления земной коры и верхней мантии	134

4.2. Геолого-геофизическое истолкование явления закономерного сочетания слоев и блоков	145
4.3. Прикладное значение явления закономерного соотношения слоев и блоков	149
4.4. Некоторые вопросы петроплотностной и литолого-петрологической интерпретации	175
Глава 5	
Блоково-слоистая модель тектоносферы и некоторые вопросы геокинематики и геодинамики	199
5.1. Прямые расчеты изостатического эффекта	200
5.2. О происхождении сейсмогенных узлов	201
5.3. Инверсия интенсивности материковых землетрясений в Примагаданье в связи с особенностями блоково-слоистой структуры	202
5.4. Вертикальные перемещения блоков и ротационные силы	205
5.5. Геодинамическая гипотеза образования Курило-Камчатской дуговой системы	207
Глава 6	
Некоторые вопросы классификации разломов, блоков и квазигоризонтальных поверхностей	211
6.1. Классификация разломов	211
6.2. Элементарная классификация квазигоризонтальных поверхностей раздела и блоков	218
Заключение	223
Литература	226

4380

3р. 10к.

Таблица 3
Схема взаимосвязи классов методов решений обратных задач гравиметрии и магнитометрии в процессе интерпретации (индексы в табл. 1 и 2)

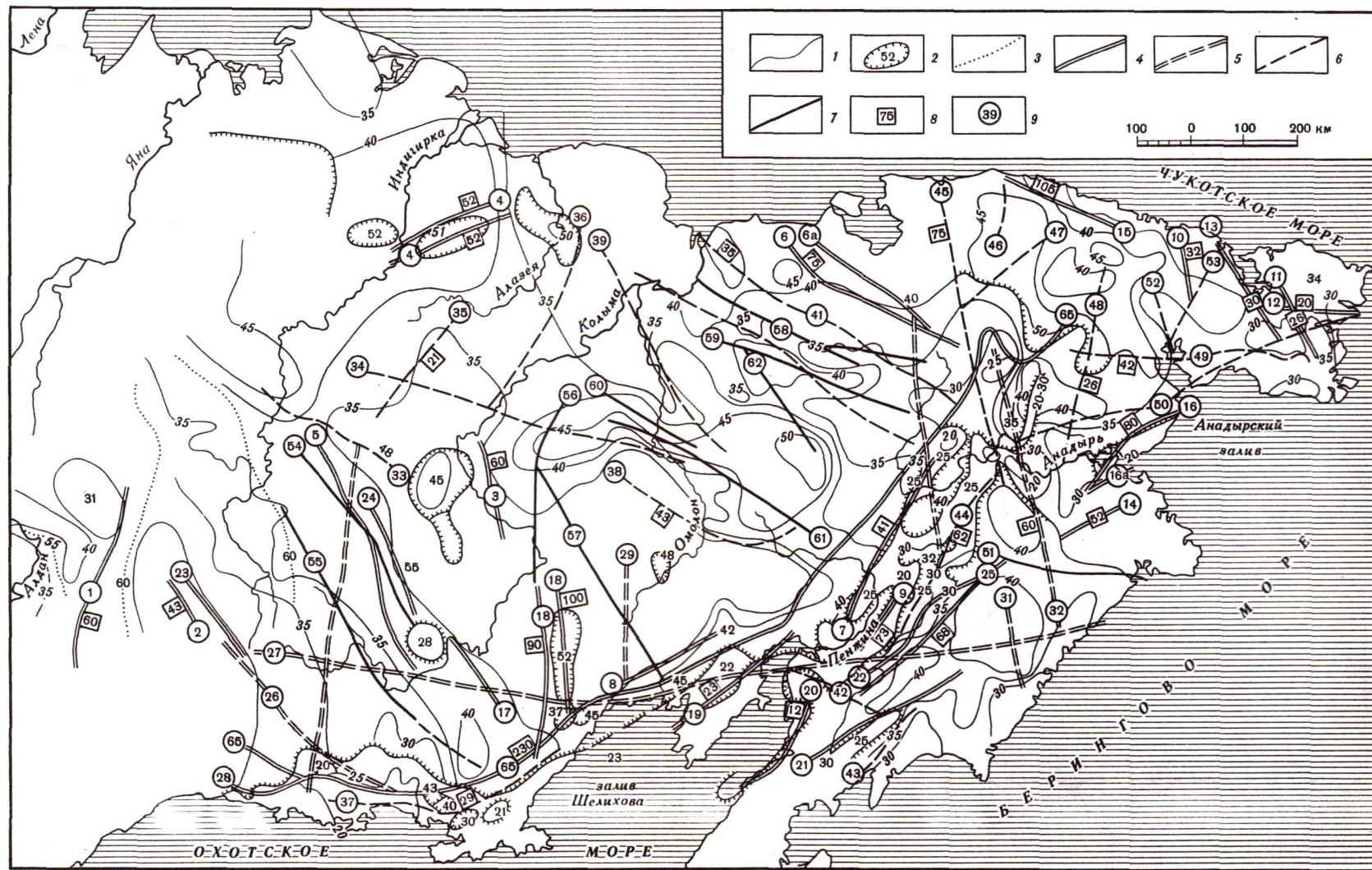
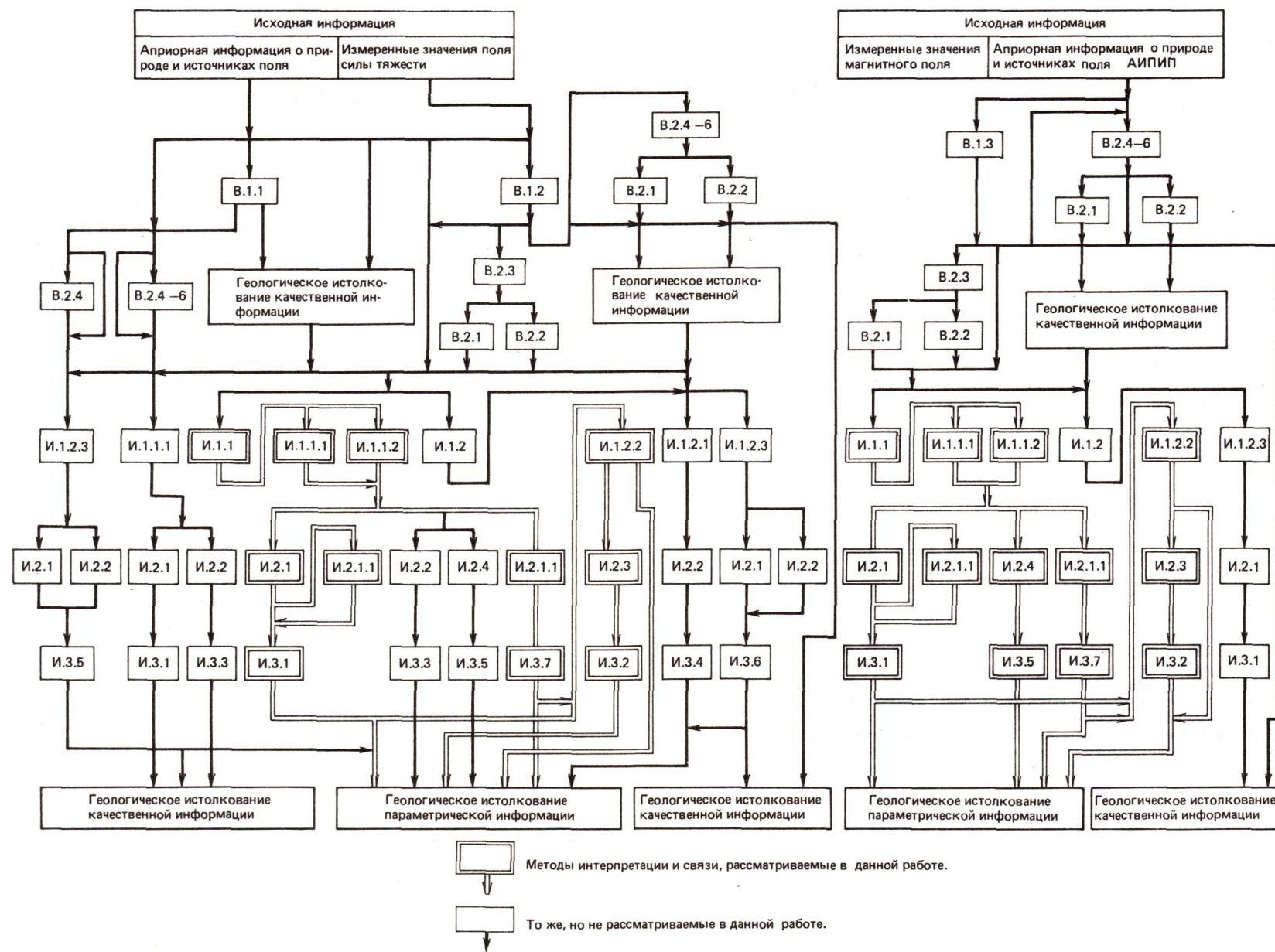


Рис. 24. Схема изогипс поверхности Мохоровичича и некоторых разломов Северо-Востока СССР, классифицированных по глубинности

1 — изогипсы поверхности Мохоровичича (М); 2 — участки скачкообразного изменения глубины до поверхности М (берг-

штрихи указывают направление увеличения глубины); 3 — изогипсы подкоровой границы; 4 — разломы, установленные по полосам высоких горизонтальных градиентов поля силы тяжести (коэффициент интерполяции $I > 0,25$); 7 — некоторые разломы по геологическим данным; 8 — сквозные разломы, установленные по комплексу геофизических при-

знаков; 6 — разломы, выявленные по полосам высоких горизонтальных градиентов поля силы тяжести (коэффициент интерполяции $I > 0,25$); 7 — некоторые разломы по геологическим данным; 8 — глубина заложения разлома, км; 9 — номер разлома

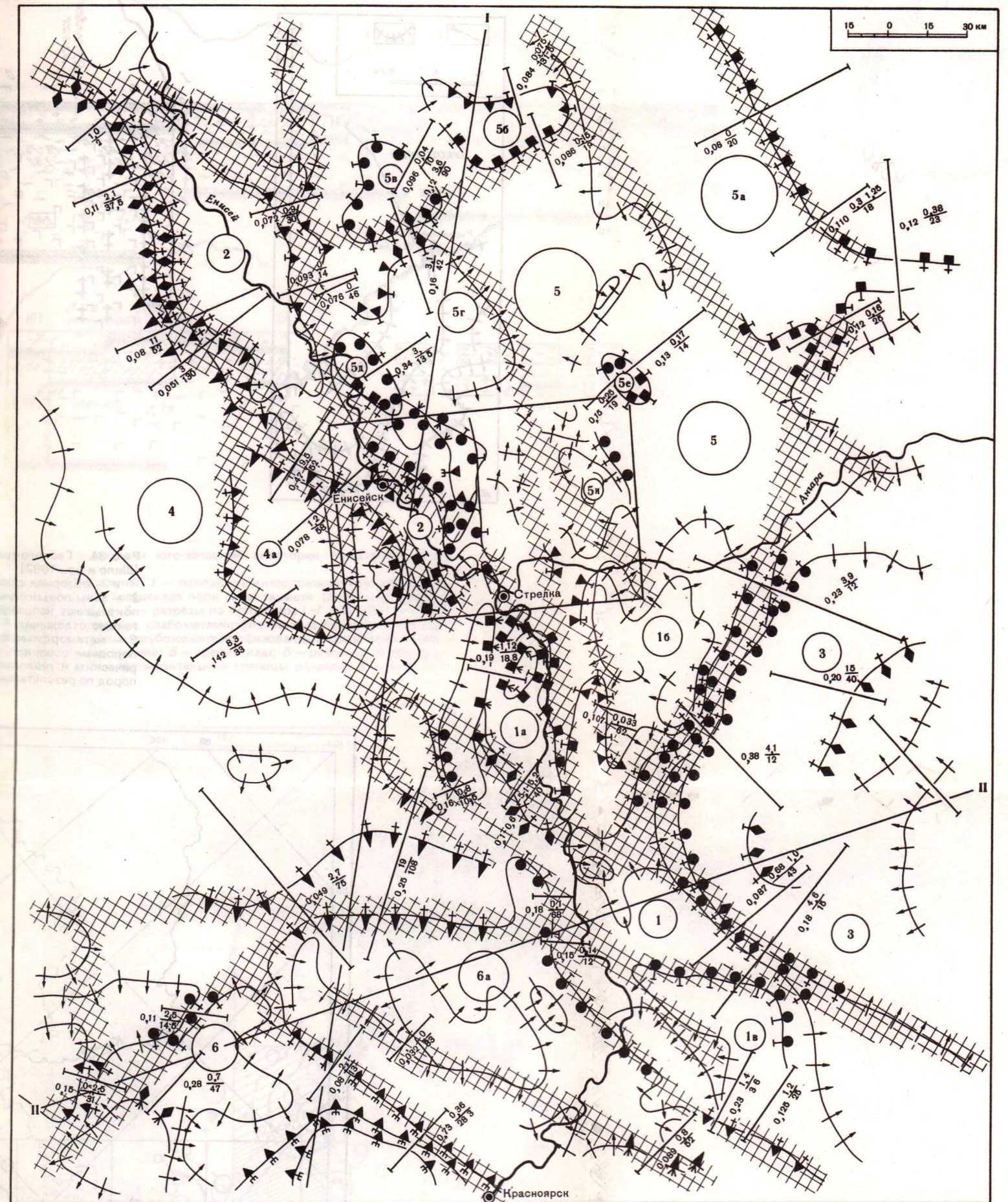


Рис. 19. Схема глубинных разломов центральной и южной частей Енисейского кряжа

1 — с неопределенной глубиной заложения; 2 — 45 км и более; 3 — 34-45; 4 — 25-34; 5 — 17-25; 6 — 7,5-15; 7 — до 7,5 км; с глубиной заложения от поверхности: 8 — 1,5 км; 9 — 0,6-1,5; 10 — 0,4-0,5; 11 — 0-0,28 км; 12 — результаты расчетов по интерпретационному профилю; 13 — эле-

менты сетки крупнейших разломов, полученные в результате интерполяционной реконструкции; 14 — линии разрывов земной коры и верхней мантии; 15 — участок детальных гравиметрических исследований (см. рис. 3); 16 — цифры в кружках — районы и блоки: 1 — Ангаро-Канский; 1а — Приенисейский, 1б — Тасевский, 1в — Нижнеканский блоки; 2 —

ско-Тасевский; 4 — Касский; 5 — Заангарский (5а — Ангаро-Питский грабенсклоны, 5б — Черимбинский, 5в — Верхнеийский, 5г — Камский, 5д — Чернореченский, 5е — Татарский, 5ж — Большетарско-Рудяковский, 5и — Татарско-Погромненский блоки); 6 — Кемчугский (6а — Верхнекемчугский блок)

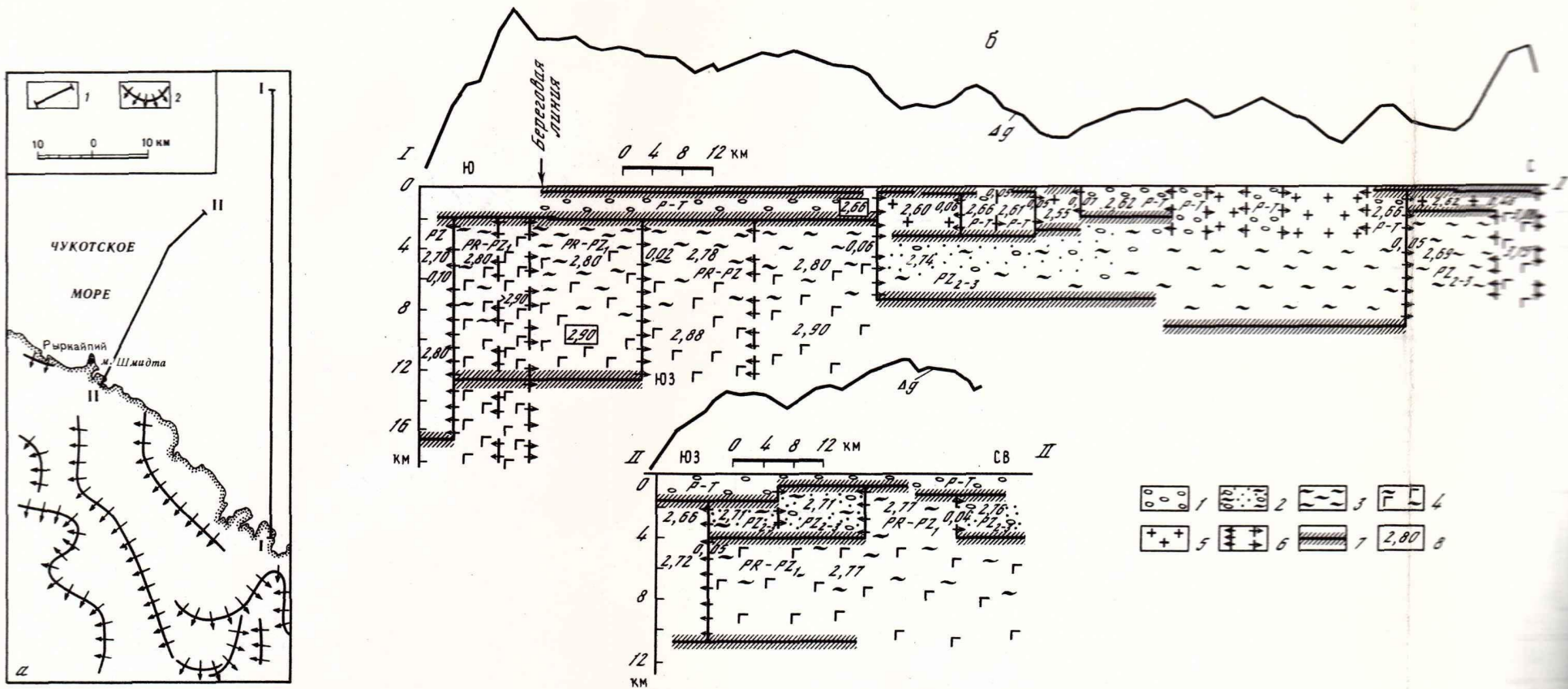


Рис. 34. Геолого-гравиметрические разрезы юго-западной акватории Чукотского моря [Шило и др., 1982]

а — обзорная схема положения профилей: 1 — положение интерпретируемых профилей; 2 — зоны повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести (разломы), стрелки показывают направление разуплотнения; б — разрезы по профилям I-I' и II-II': 1 — терригенные отложения P-T; 2 — терригенные и слабометаморфизованные осадочные породы; 3 — метаморфические породы; 4 — смесь глубокометаморфизованных осадочных пород с породами основного и ультраосновного состава; 5 — гранитоиды; 6 — разломы по гравиметрическим и геологическим данным; 7 — горизонтальные границы раздела; 8 — плотность пород по результатам интерпретации

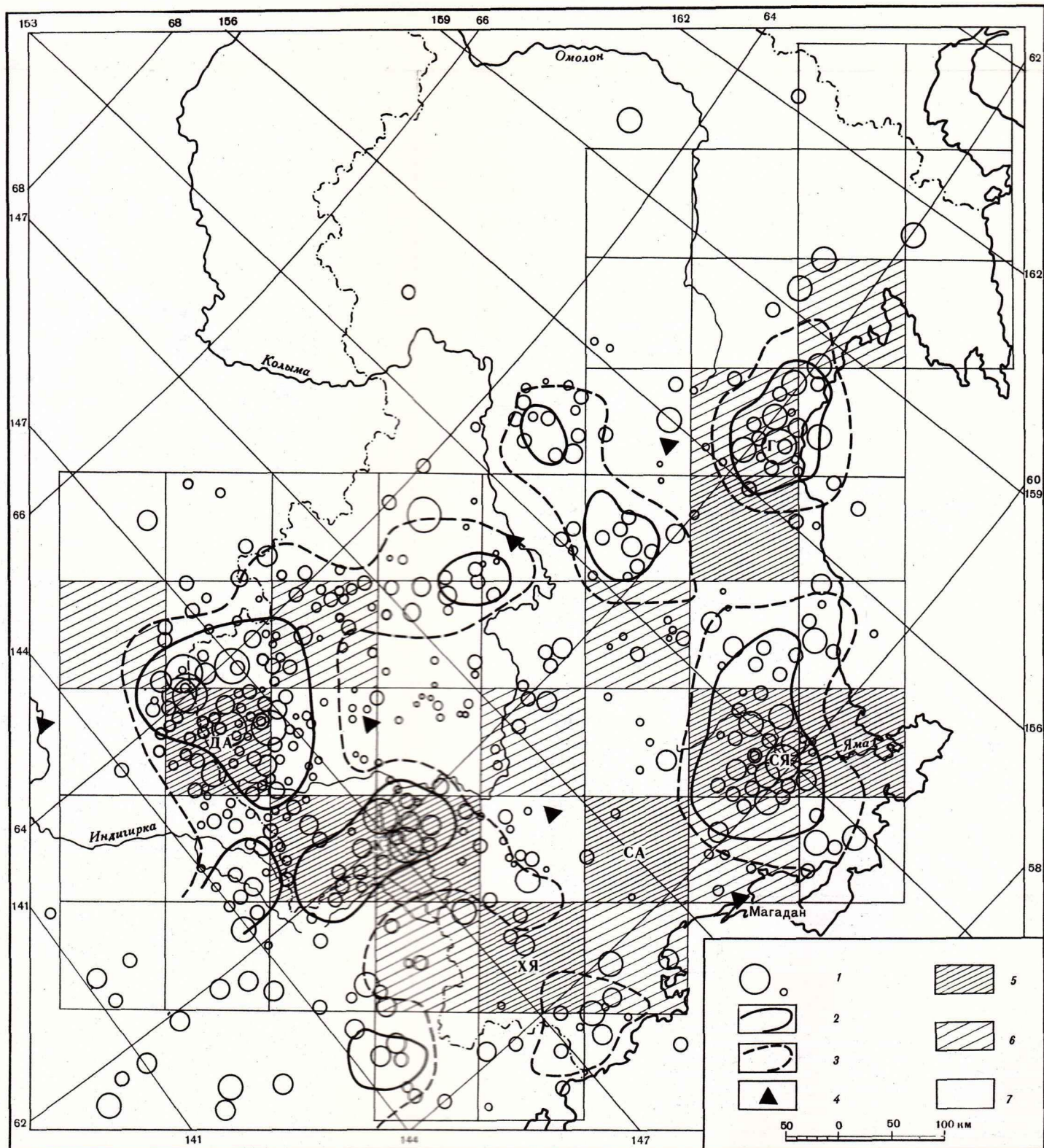


Рис. 37. Характеристика величин меры дискордантности и сейсмической активности юга Магаданской области
 1 — эпицентры землетрясений энергетического класса $K=16$ и менее; 2 — изолинии сейсмической активности 0,05; 3 — то же, 0,02; 4 — сейсмостанции; 5 — квадраты, где величина меры дискордантности $D > 11,0$ выражена в $6,25 \cdot 10^3 \text{ км}^2$; 6 — то же, для $11 > D > 7$; 7 — то же, для $D < 7$. Сеймотектонические узлы: ДА — Делянкирско-Артыкский; К — Кулинский; СЯ — Средне-Ямский; Г — Гижигинский. Узлы повышенных значений меры дискордантности: ХЯ — Хурено-Ямский; СА — Средне-Арманский