

В.И. Гольдшмидт

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
и методика их
количественного
анализа**

В. И. ГОЛЬДШМИДТ

550.83

РЕГИОНАЛЬНЫЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
И МЕТОДИКА ИХ
КОЛИЧЕСТВЕННОГО
АНАЛИЗА



МОСКВА ● «НЕДРА» ● 1979



Гольдшмидт В. И. Региональные геофизические исследования и методика их количественного анализа. М., «Недра», 1979, 219 с.

Рассматриваются методы количественной интерпретации, под которыми понимаются количественный анализ структуры полей и их трансформации, моделирование геологической среды с помощью итерационных способов, а также формально-содержательное решение многомерных геолого-геофизических задач, отвечающих объективно существующим ситуациям. Изложены результаты исследований глубинного строения литосферы Казахстана сейсмическими, гравиметрическими, аэромагнитными, электrorазведочными и термическими методами, анализ комплекса этих методов, позволивший выяснить глубинное строение земной коры, ее плотностную неоднородность и состояние изостатического равновесия, исследовать внутрикоровую дифференциацию.

Приводятся результаты анализа геолого-геофизических данных с целью проведения глубинно-тектонического и металлогенического районирования территории Казахстана формальными и содержательными методами по комплексу глубинных геологических и геофизических параметров,дается комплексная геолого-геофизическая характеристика его геосистем и металлогенические особенности.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков, научных работников и производственников, имеющих опыт региональных исследований и занимающихся математическими методами в геологии и геофизике.

Табл. 25, ил. 60, список лит. — 165 назв.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время геофизика, тектоника, металлогения так же, как и другие науки о Земле, характеризуются широким внедрением количественных методов исследований, основанных на современном математическом аппарате и ЭВМ, комплексной интерпретацией геолого-геофизических данных, а также разработкой проблем глубинного строения земной коры и верхней мантии, геотектоники (в том числе новой глобальной тектоники или тектоники плит), металлогении. Основная цель региональных геофизических исследований — изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии, их сопоставление с приповерхностным геологическим строением, тектоникой и магматизмом, историей развития, специфическое структурно-геофизическое и глубинно-тектоническое районирование территорий.

Методика интерпретации региональных геофизических данных и полученные результаты в основном рассматриваются на примере территории Казахстана. Этот район характеризуется высокой геофизической и геологической изученностью и содержит многие структурные элементы, известные в современной тектонике. Для территории Казахстана до настоящего времени является спорным ряд проблем региональной тектоники и металлогении, таких как пространственное положение и конфигурация крупных геоблоков, роль субширотных линеаментов в развитии земной коры, положение юго-восточных границ Русской платформы, сочленение Уральских и Тянь-Шаньских структур, граница уральских герцинид и казахских каледонид под образованиями Тургайской впадины, металлогеническая специализация в связи с глубинным строением земной коры.

Современные представления о строении земной коры, которые должны быть положены в основу решения этих проблем, не могут полностью реализоваться качественными моделями и потребовали разработки количественных основ районирования (Косыгин, 1974; Карапаев, 1966; Родионов, 1968; Гольдшмидт, 1973₁₋₄, 1975; Боголепов, 1976). В 1964 г. В. В. Белоусов писал, что следует ввести количественный подход в геотектонические (и геологические вообще) исследования всюду, где это возможно и где это еще не сделано.

В основу решения указанных задач положено глубинно-геофизическое районирование (или глубинно-тектоническое районирование по геофизическим данным), которое сводится к значимому разделению участков земной коры по признакам их строения и истории геологического развития, нашедших отражение в многочисленных содержательных количественных параметрах: физических свойствах пород, геофизических полях, глубинных поверхностях раздела земной коры и верхней мантии, распределении

ареалов плутонического магматизма¹ и др. Анализ существующих принципов тектонического районирования показывает, что ближе всего к глубинно-геофизическому районированию находится группа методов, основанная на выделении, типизации крупных тектонических форм и исследовании земной коры на больших глубинах и базирующаяся главным образом на данных региональных геофизических исследований. В региональных геофизических полях, фиксирующих состояние земной коры на современной стадии ее развития, отражены результаты не одной главной или завершающей складчатости, положенной в настоящее время в основу классического геотектонического районирования, а интегральной, существующей на момент измерения поля структуры литосферы, в которой запечатлены наиболее интенсивные движения как в геосинклинальные этапы развития, так и в этапы постскладчатой тектономагматической активизации. Отсюда ясна главная концепция,ложенная в основу районирования территории,— если блоки земной коры в процессе развития подвергаются интенсивным изменениям, что зафиксировано в их современном облике, то это должно найти отражение в глубинном строении, на поверхностях раздела и соответственно в геофизических полях. Следовательно, для того чтобы разделить территорию на геоблоки, необходимо учесть совместное изменение всех изученных глубинных и геофизических параметров и рассматривать задачу как многомерную. В одних случаях будут выделяться геоблоки древней консолидации, не затронутые молодыми процессами, в других — геоблоки, возникновение которых обязано наложению более молодых тектонических движений на древние формы и их интенсивной переработке. Такое районирование представляется наиболее объективным, поскольку основной задачей является выяснение глубинных закономерностей, сложившихся к настоящему времени, важных как в тектонике, так и в металлогении.

Количественная интерпретация геофизических данных основывается на некотором комплексе содержательных постулатов, имеющих общий характер или присущих только данному региону. Опыт геологической интерпретации региональных геофизических данных показывает, что корреляционные связи между характеристиками геофизических полей и крупными геотектоническими элементами в разных районах различны, однако в основном участки земной коры с различающимися геофизическими параметрами характеризуются неодинаковым строением тектоносферы. При этом площадное положение, морфология и простиранье геофизических аномалий взаимосвязаны и отражают пространственное положение крупных геотектонических элементов (геоблоков) и их глубинное строение, а ограничивающие их полосы больших градиентов соответствуют тектоническим границам этих участков (глубинным разломам).

¹ В дальнейшем глубины залегания поверхности раздела в земной коре и верхней мантии, а также мощности соответствующих слоев будем именовать глубинными параметрами.

В основе наших построений лежит концепция разломно-блоковой тектоники, основанная на анализе региональных геофизических полей и поведении глубинных поверхностей раздела земной коры.

Традиционные методы анализа больших объемов разнообразной геолого-геофизической информации, большого числа факторов не обеспечивают оптимальное решение и не отвечают сложности стоящих перед геологией задач, зачастую ведут к неоднозначным решениям, к противоположным выводам у разных исследователей по одним и тем же исходным фактическим данным, поскольку эти методы не дают возможности провести совместный анализ многих факторов. Это приводит к неравноценной подмене многомерной геологической задачи рядом одномерных решений.

Специалисты, занимающиеся региональными геофизическими исследованиями, сталкиваются при анализе колоссальной информации с трудностями, присущими многомерным задачам. Успехи в разработке методов количественного анализа таких задач зависят от более строгого комплексирования геологических и геофизических исследований, полагая при прочих равных условиях, что современная тектоника — наука не только геологическая, но и геофизическая (Белоусов, 1964; Боголепов, 1976). Оптимальные выводы по изучению глубинного строения и районированию могут быть получены при совместном комплексном количественном учете геолого-геофизических данных, формализации задачи районирования, применении методов теории статистических решений, дискретной математики, математической логики, реализованных в вероятностно-статистических и эвристических алгоритмах распознавания образов, применении различных методов решения прямых и обратных задач геофизики.

Применимость математики в геологии должна основываться на разумной формализации, а ее роль в первую очередь определяется соответствием формальной и содержательной постановок задачи. Под формально-содержательным анализом геофизических данных понимается использование для решения поставленных задач на первом этапе формально-математического аппарата, а на втором — приданье полученным формальным результатам содержательного геологического смысла.

В соответствии с известными аспектами геологических исследований, к которым приложимы математические методы (Косыгин, 1969, 1974; Леонов, Шолпо, 1973), в работе изучается пространственное распределение геоструктур в современном статическом состоянии.

Автор приносит искреннюю благодарность своим коллегам за помощь при подготовке книги.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Совершенно очевидно, что успех геофизических исследований зависит от объективности и оптимальности истолкования наблюденных полей, причем как каждого метода в отдельности, так и их комплекса. Основное внимание в работе отведено интерпретации гравитационного поля. Это обусловлено, во-первых, интегральным характером гравитационного поля, в котором находят отражение внутрикоровые и более глубинные физико-геометрические неоднородности, и, во-вторых, охватом этими съемками больших территорий. С другой стороны, неоднозначность количественного анализа гравитационного поля привела к необходимости комплексной интерпретации. Только комплекс физических полей различной природы с учетом априорной геологической информации может сузить неоднозначность решения и повысить устойчивость и эффективность интерпретации в целом.

В настоящее время известны по меньшей мере три подхода к проблеме комплексной интерпретации: 1) совместная интерпретация данных гравиразведки и сейсморазведки, гравиразведки и магниторазведки и т. п. с последовательным уточнением результатов по каждому методу в отдельности и по комплексу; 2) использование для интерпретации одного метода в качестве пассивного (реперного), а другого — активного (например, данных сейсморазведки при анализе гравитационного поля); 3) использование содержательно-формализованных приемов решения многомерных задач методами распознавания образов. Нами использованы два последних подхода количественной интерпретации геофизических материалов, реализованных в виде алгоритмов и программ на современных ЭВМ второго и третьего поколений (Минск-22 и ЕС-1020).

ЭВМ уже прочно внедрились в практику решения тех геофизических задач, которые могут принести наибольший геологический и экономический эффект. Одной из таких задач является количественный анализ геофизических полей, направленный на извлечение максимально возможной заключенной в них геологической информации. Под количественным анализом потенциальных полей понимается не только решение прямых и обратных задач, но и количественное изучение структуры поля, содержательно-формализованное истолкование аномалий и др.

Любая проблема, основанная на математическом подходе, может быть разделена на содержательную и формально-логическую части. К первой части относятся постановка проблемы, выбор метода исследований и интерпретация полученного результата. Вторая часть включает метод исследований и представляет собой аппарат, которым пользуются для решения задачи.

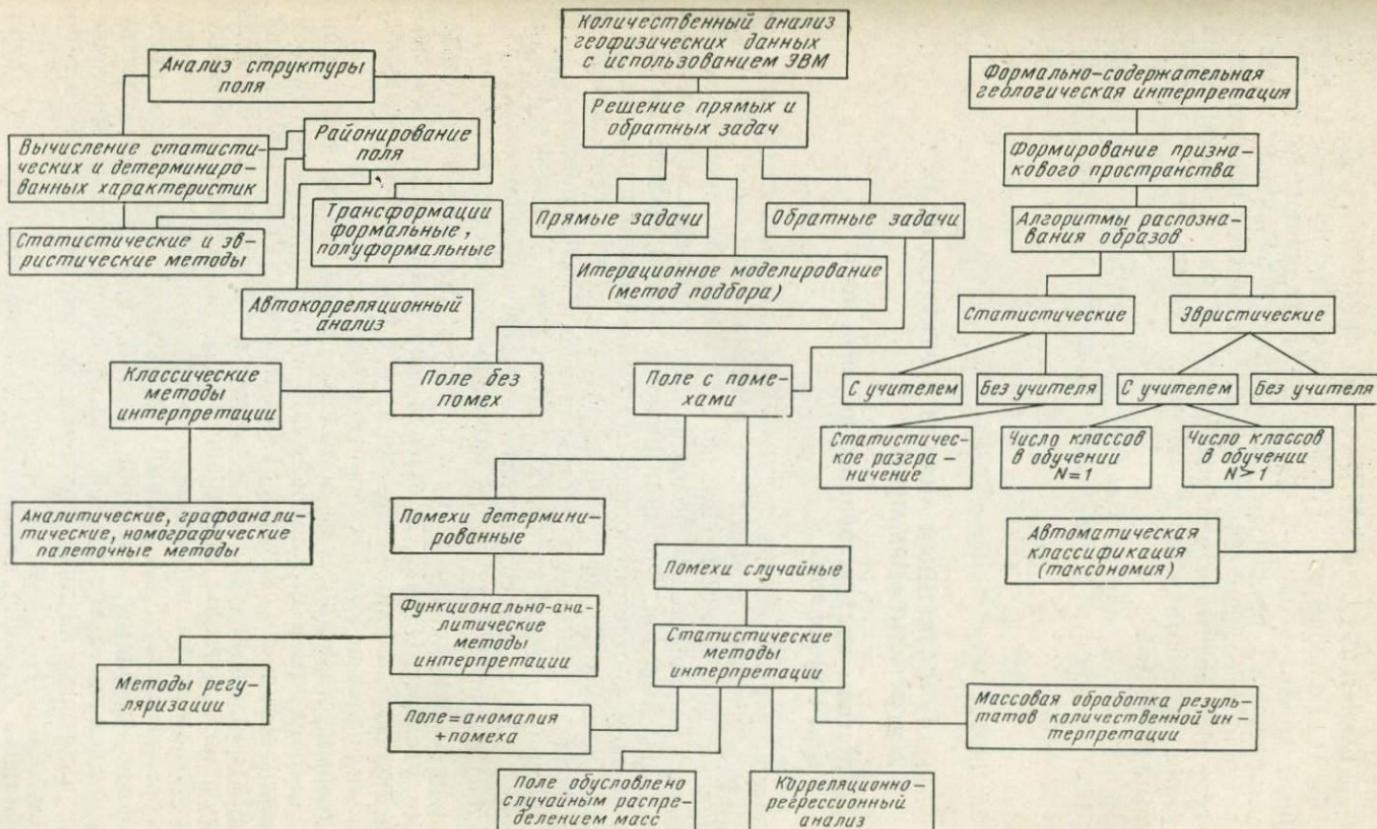


Рис. 1. Функциональная схема количественной интерпретации геолого-геофизических данных

Такой аппарат согласно работам Г. И. Каракаева (1966, 1973), В. Н. Страхова (1970), К. Е. Веселова (1972), Н. Г. Берлянд (1974), В. И. Гольдшмидта (1975) представлен на рис. 1. Количественный анализ включает три этапа, объединяющих ряд за-программированных процедур. Дальнейшее развитие методов анализа геолого-геофизических данных связано с внедрением в практику работ автоматизированных систем их обработки и интерпретации и соответствует общему системному подходу (Гольдшмидт, 1976₂).

Такой подход отнюдь не умаляет роль человека и не снимает с него ответственность за результат. Машины должны работать, а люди думать.

Глава 1

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ И ЕГО ТРАНСФОРМАЦИИ

Методы количественного анализа поля и районирования

Одним из первых этапов анализа геофизических полей при решении геологических, в частности региональных, задач является их районирование. Применяемая до настоящего времени методика визуального районирования полей является источником различных субъективных выводов. Формализованное районирование на ЭВМ с применением соответствующего математического аппарата более полно использует информацию, заключенную в геофизическом поле, и позволяет включить этот этап в автоматизированную систему интерпретации. Разработка объективных количественных критериев и формального аппарата районирования поля (нескольких полей) является задачей чрезвычайной важности.

Теория количественного анализа структуры поля в настоящее время отсутствует. Однако, используя современный статистический и эвристический аппараты, можно с успехом перевести визуальный анализ полей на количественную основу.

Основным статистическим методом, применяемым для количественного изучения структуры поля, является автокорреляционный анализ (Андреев, Клушин, 1965; Берлянд, Розе, 1971; Горбунов, 1973). Его применение основывается на представлении поля как случайной функции пространственных координат. Случайной называется величина, предсказать которую можно лишь с определенной вероятностью. Случайный характер геофизических полей обусловлен ошибками измерений, сложностью и хаотичностью пространственных зависимостей полей, совокупностью многочисленных влияющих на них факторов и рядом других причин (Гольцман, 1971).

Случайная функция называется стационарной, если ее вероятностные характеристики не изменяются при любом сдвиге аргу-

ментов, т. е. если она инвариантна относительно любого переноса совокупности точек. При этом вводится понятие о двух уровнях стационарности: первый уровень — поле стационарно в чистом виде, второй уровень — кусочно-стационарное поле.

Основными характеристиками случайной функции являются: математическое ожидание (в профильном варианте)

$$M_f(x) = M[f(x)]; \quad (1.1)$$

дисперсия

$$D_f(x) = \sigma_f^2(x) = D[f(x)]; \quad (1.2)$$

корреляционная (ковариационная) или автокорреляционная функция

$$K_f(x, x+\tau) = M\{[f(x) - M_f(x)][f(x+\tau) - M_f(x+\tau)]\}, \quad (1.3)$$

которую часто заменяют нормированной корреляционной функцией

$$R_f(x, x+\tau) = \frac{K_f(x, x+\tau)}{\sigma_f(x) \sigma_f(x+\tau)}, \quad (1.4)$$

где $f(x)$ — поле; σ — стандартное отклонение; τ — шаг смещения.

Для стационарной случайной функции

$$M_f(x) = \text{const}, \quad D_f(x) = \text{const}. \quad (1.5)$$

Наиболее существенной характеристикой стационарной случайной функции является корреляционная функция, которая в данном случае зависит только от величины τ . Так, например, если случайная функция характеризуется переменным математическим ожиданием, то она может быть приведена к стационарной функции центрированием при условии, что ее корреляционная функция зависит только от разности аргументов.

Исследование случайной функции значительно упрощается, если предположить, что эта функция обладает эргодическим свойством. Эргодичность стационарной функции дает возможность оценивать математические ожидания и при определенных условиях корреляционную или ковариационную функцию по одной достаточно протяженной реализации этой функции. Достаточным условием эргодичности является, в частности, стремление $K_f(\tau)$ к нулю при $\tau \rightarrow \infty$. На первых этапах использования автокорреляционного анализа для изучения структуры поля некоторые исследователи полагали поле, во-первых, априори стационарным по всей территории и, во-вторых, состоящим из аномалий одной коррелируемости. Первое предположение, естественно, снимало вопрос о районировании поля, а вычисленные для нестационарных полей статистические характеристики были фиктивными. Н. Г. Берлянд, Б. Н. Розе был предложен метод районирования поля, основанный на вычислении скользящих оценок профильной автокорреляционной функции. В этом случае никаких допущений о стационарности поля не делается. Предполагалось, что автокорреляционная функция $R(\tau, x)$ является функцией не только смещения τ , но

и координаты x профиля (двухмерная задача), и вычислялась скользящая корреляционная функция

$$R(\tau, x) = \frac{1}{T} \int_x^{x+T} f(x)f(x+\tau)dx, \quad (1.6)$$

где T — длина интервала вычисления $R(\tau, x)$.

Для предварительной оценки стационарности поля по профилям составлена программа проверки стационарности процесса по множеству реализаций (Гольдшмидт, Ветренников, 1973).

Площадная автокорреляционная и структурная функции (Горбунов, 1973) вычисляются по формулам

$$R(r, s) = \frac{1}{(N-r)(M-s)} \sum_{i=1}^{N-r} \sum_{j=1}^{M-s} z(i, j)z(i+r, j+s), \quad (1.7)$$

$$C(r, s) = \frac{1}{(N-r)(M-s)} \sum_{i=1}^{N-r} \sum_{j=1}^{M-s} [z(i, j) - z(i+r, j+s)]^2, \quad (1.8)$$

где $r, s = 0, 1, 2, \dots$; i, j — интервалы смещения корреляции по осям x и y ; N, M — число точек соответственно в строке и столбце матрицы.

Площадные обобщенные автокорреляционная и структурная функции вычисляются в предположении, что поле однородно на площади окна:

$$R(\rho) = \overline{z_i(\rho)z_j(\rho)}, \quad (1.9)$$

$$C(\rho) = \overline{[z_i(\rho) - z_j(\rho)]^2}, \quad (1.10)$$

где ρ — интервалы группирования $R(\rho)$ по заданным расстояниям.

Обобщенная автокорреляционная функция аппроксимируется выражением

$$A = e^{-\alpha(\rho)} \cos \beta \rho. \quad (1.11)$$

Для районирования поля вычислялись радиусы автокорреляции и величины α, β . Задача районирования поля решается путем выделения на площади однородных (стационарных) областей, в пределах которых количественные характеристики статистических функций остаются практически неизменными. Основным критерием однородности поля, отождествляемого со случайной функцией, служит неизменность автокорреляционной (структурной) функции (или ее параметров, например, радиуса автокорреляции, дисперсии). Границы нарушения стационарности поля выделяются по резкому изменению его статистических параметров.

С целью оптимизации получения параметров автокорреляционной функции разработан алгоритм выбора оптимальных значений параметров скользящего окна, в пределах которого производятся вычисления (В. И. Гольдшмидт, Г. Ф. Березовская). Алгоритм анализирует значения всех точек поля и по оценке силы тренда

по сравнению с критерием Фишера F выбирает оптимальные значения окна.

Известны и другие способы определения параметров окна. Размеры окна (критический интервал) могут быть, например, оценены по сериям коэффициентов автокорреляции r_i (сведенным в коррелограмму), вычисляемым между всеми значениями изучаемой функции поочередно через один, два и т. д. интервала (в предположении об эргодичности поля).

Статистические характеристики поля вычисляются в пределах стационарных областей, выделенных в результате районирования. Такими характеристиками являются оценки математического ожидания $M(x)$, дисперсии D , стандартного отклонения σ , коэффициентов асимметрии A , эксцесса E и моментов более высоких порядков. Часто в качестве статистических характеристик поля используются средние значения его параметров, таких как амплитуда, поперечный размер аномалий, а также набор количественных (интенсивность аномалий, максимальный градиент поля, степень асимметрии и эксцесс аномалий и др.) и описательных (максимум, минимум, узел и т. д.) признаков (Каратаев, 1966).

Детерминированное описание полей (Воронин, Нурпесов, 1968) проводилось по программам, реализованным на ЭВМ Минск-22 (В. И. Гольдшmidt, А. Н. Набоков). С этой целью вводится локальная система координат xOy и рассматриваются функция $f(x, y)$ и ее первые производные по x и y : $\varphi(x, y)$ и $\Psi(x, y)$. Выбирается система взаимно перпендикулярных прямых, параллельных соответственно оси x и оси y . Вдоль каждой прямой x' , параллельной оси x , рассматриваются функции одного переменного $f(x', y)$: $\varphi(x', y)$ и $\Psi(x', y)$. Вдоль каждой прямой y' рассматриваются также функции одного переменного $f(x, y')$: $\varphi(x, y')$ и $\Psi(x, y')$. Функции $f(x', y)$ и $f(x, y')$ описываются средним, максимальным и минимальным значениями. Производные от них описываются максимальным, минимальным и средним значениями модулей, а также числом нулей, приходящимся на единицу длины. Эти характеристики, полученные на рассматриваемых прямых, осредняются.

При любой сети с ячейкой $\Delta x_0, \Delta y_0$ две любые матрицы A , различные с точки зрения традиционного и статистического представлений, оказываются различными и при детерминированном описании. В то же время можно найти широкий класс матриц, которые различимы с точки зрения указанного детерминированного подхода, но неразличимы при традиционном и статистическом описаниях.

Полученные в результате указанных процедур многомерные векторы, компонентами которых являются статистические и детерминированные характеристики, относятся к центру площадок описания (матрицы A) и служат для районирования поля (полей) методами таксономии и распознавания образов.

Следующим методом исследования потенциальных полей является его спектральный (частотный) анализ, позволяющий про-

изводить трансформацию полей (разделение полей, пересчеты в верхние и нижние полупространства, вычисление производных любых порядков по вертикали и горизонтали), решать обратные задачи. Частотная селекция поля нами использована для выделения аномалий и структур различных размеров. Для определения комплексного спектра $S(\omega)$ функции $f(x)$ применяется интеграл Фурье

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-i\omega x} dx. \quad (1.12)$$

При использовании формулы Бесселя тригонометрический полином степени n , аппроксимирующий функцию $f(x)$, заданную дискретно, имеет вид

$$f(x) = \frac{A_0}{2} + \sum_{k=1}^p [A_k \cos k\omega x + B_k \sin k\omega x], \quad (1.13)$$

где коэффициенты ряда Фурье

$$\left. \begin{aligned} A_k &= \operatorname{Re} S_k = \frac{2}{n} \sum_{\lambda=1}^n y_\lambda \cos k\omega x_\lambda; \\ B_k &= \operatorname{Im} S_k = \frac{2}{n} \sum_{\lambda=1}^n y_\lambda \sin k\omega x_\lambda; \\ A_0 &= \frac{2}{n} \sum_{\lambda=p}^n y_\lambda \quad k = \overline{(1, p)}. \end{aligned} \right\} \quad (1.14)$$

Ряд (1.13) можно записать и в другой форме:

$$f(x) \approx \frac{A_0}{2} + \sum_{k=1}^n \eta_k \sin(k\omega x + \varphi_k), \quad (1.15)$$

где $\eta_k \sin(k\omega x + \varphi_k)$ — гармоника; модуль спектра η_k и фаза φ_k определяются по формулам

$$\eta_k = \sqrt{A_k^2 + B_k^2}; \quad (1.16)$$

$$\varphi_k = \arctg \frac{A_k}{B_k}.$$

Комплексный спектр можно представить в виде

$$S_k = \sqrt{(\operatorname{Im} S_k)^2 + (\operatorname{Re} S_k)^2}. \quad (1.17)$$

k — номер линейчатого спектра; n — число эквидистантных значений ординат.

По теореме Котельникова между p и n существует связь

$$p = n/2, \quad (1.18)$$

где p — число гармоник.

Начальная фаза каждой гармоники вычисляется по (1.16).

Трансформация поля

Для геологического истолкования геофизических данных наблюденные гравитационные и в меньшей мере магнитные поля трансформируются с помощью различных алгоритмов, большая часть которых реализована на ЭВМ. При проведении конкретных геофизических исследований, как правило, представляют интерес определенные геолого-тектонические объекты, имеющие априорно известные диапазоны глубин H , размеры и физические характеристики. В связи с указанным представляется возможным и целесообразным, используя некоторые формальные, полуформальные и неформальные методы, трансформировать поле с целью выделения аномалий интересующего класса. Обычно применяемая совокупность формальных математических приемов (осреднение, нахождение локальных или остаточных аномалий, пересчеты в верхнее и нижнее полупространства, частотная фильтрация и др.) направлена на улучшение соотношения интенсивности полезной и мешающих для решения данной задачи аномалий. Эта операция эквивалентна выделению информации, полезной для решения задачи, из суммарной информации, заключенной в наблюдаемом поле.

Наиболее распространенные методы формального преобразования полей могут быть условно разделены на три группы: 1) методы осреднения и пространственных пересчетов (аналитического продолжения); 2) методы вычисления вертикальных производных и функций, близких к ним; 3) методы, использующие аппарат аппроксимации функций полиномами различных (преимущественно невысоких) порядков.

Региональную составляющую гравитационного поля часто выделяют в результате пересчета поля с поверхности наблюдения на несколько уровней в верхнее полупространство. Трансформация поля в этом случае сводится к вычислению интеграла

$$U = \frac{C}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} P(\rho) f(\rho, \alpha) d\rho da, \quad (1.19)$$

где $f(\rho, \alpha)$ — исходное поле; $P(\rho)$ — весовая функция, определяющая вид преобразования; C — соответствующий ему коэффициент.

Для построения машинного алгоритма и программы интеграл заменяется конечными суммами и вычисляется по формуле

$$U = C \sum_{i=0}^a k_i \sum_{j=1}^Q f_{ij}, \quad (1.20)$$

где a и Q — константы; i, j — соответственно номера окружности и точки на палетке, в которых снимаются значения исходной функции f ; k_i — весовые коэффициенты.

Трансформированные гравитационные поля, полученные в результате пересчета в верхнее полупространство на разные уровни, могут быть использованы для вычисления следующих отношений:

разности полей на двух уровнях Δg_{h_1} и Δg_{h_2} к разности высот пересчетов h_1 и h_2

$$\Delta g'(h_{\Delta g}, H) = \frac{\Delta g_{h_1} - \Delta g_{h_2}}{h_1 - h_2}, \quad (1.21)$$

полей на двух уровнях h_1 и h_2

$$\Delta g''(h_{\Delta g}, H) = \frac{\Delta g_{h_1}}{\Delta g_{h_2}}. \quad (1.22)$$

Рассмотрим некоторые ограничения и осложнения, которые неизбежно возникают при использовании формальных трансформаций.

1. При решении геофизических задач с использованием общей теории фильтрации сигналов И. Г. Клушиным, К. В. Гладким, М. Г. Сербуленко и другими исследователями была показана единая природа всех методов формальной трансформации (частотная фильтрация) и большая зависимость трансформированного поля от параметров преобразования, чем от его типа. Параметры же трансформации, как правило, выбираются или определяются на основе некоторых средних геологических характеристик и поэтому не могут быть оптимальными для всего исследуемого района.

2. Широкое применение при анализе геофизических полей нашли линейные трансформации (Веселов, 1972), выражаемые формулой

$$U = \sum_{i=1}^n k_i \Delta g_i, \quad (1.23)$$

где Δg_i — аномалии силы тяжести в точках, которые исходные гармонические функции преобразуют также в гармонические, но с иными свойствами, и в нелинейные трансформации (Березкин, Букетов, 1965), например, типа полного нормированного вертикального градиента

$$G = \frac{\sqrt{g_x^2 + g_z^2}}{\frac{1}{L} \int_0^L \sqrt{g_x^2 + g_z^2} dL}, \quad (1.24)$$

где g_x и g_z — горизонтальная и вертикальная производные аномалии силы тяжести; L — длина отрезка профиля, не являющегося гармонической функцией.

Практически во всех методах формальной трансформации наблюденное поле преобразуется в некоторые новые функции, достаточно чувствительные к локальным неоднородностям и погрешностям поля, для которых в большинстве случаев не разработаны методы количественной интерпретации и которые плохо изучены.

3. Аппроксимация поля полиномами — операция крайне неопределенная, так как ее результат зависит от выбранного порядка полинома, размеров площади исследования и др. Аппроксимация,

используемая при автоматизированном подборе модели, может ее резко искажить.

Отмеченные недостатки формальных трансформаций потенциальных полей, а также отсутствие способов оценки погрешности разделения полей, невозможность нахождения однозначной связи между параметрами преобразования и распределением источников привели к необходимости использования наряду с формальными приемами полуформальных и неформальных приемов разделения поля, в частности, методов геологического редуцирования (Э. Э. Фотиади и другие) и корреляционного метода разделения полей (Жданов, Шрайбман, 1973).

Глава 2

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ (РЕШЕНИЕ ПРЯМЫХ И ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИРАЗВЕДКИ)

Объемная физико-геологическая гипотетическая модель изучаемой территории может быть в значительной мере оптимизирована и приближена к реальной обстановке в результате решения прямых и обратных задач геофизики. Принципиальные проблемы, связанные с наиболее общими тенденциями развития методов интерпретации геофизических данных, кратко сводятся к следующему (Алексеев, Лаврентьев, 1969).

1. Постановка прямых и обратных задач геофизики для трехмерных моделей общего вида, адекватно описывающих реальную геологическую среду (в пределах доступной точности).

2. Анализ условий единственности решения обратных задач геофизики и получение количественных оценок устойчивости решений.

3. Разработка эффективных алгоритмов для реализации на современных вычислительных машинах, обеспечивающих нужную точность решения при реальной априорной информации.

В настоящее время для достаточно широких классов исходных данных установлена классическая корректность прямых задач геофизики. Основная проблема заключается в построении технологических алгоритмов и программ с учетом экономии времени при работе на машине и подготовке материала к обработке.

Значительно сложнее обстоит дело с решением обратных задач, не являющихся корректными в классическом смысле. Некорректность обратных задач геофизики, предопределяющая большую чувствительность к их правильной постановке, состоит в нарушении одного из трех условий: а) существования решения задачи; б) его единственности; в) устойчивости решения относительно возмущения входных данных.

Несмотря на фундаментальные результаты, полученные по вопросам существования и единственности решений обратных задач,

решения некорректных задач, многие вопросы остаются слабо изученными (Страхов, 1972). Как известно, теорема единственности в общей задаче гравиразведки вообще не имеет места, она доказана только в условиях жестких априорных предположений о среде. П. С. Новиков доказал единственность решения обратной задачи потенциала для класса звездных тел с заданной постоянной плотностью. Решение обратных задач устойчиво только в рамках заданного компакта, выбиравшегося из физического смысла задачи. При разработке методов численного решения некорректных задач важную роль играют регуляризация задачи (Тихонов, 1963; Тихонов, Гласко, 1975) и оценки ее устойчивости, имеющие различные формы при их реализации на ЭВМ.

Практически в настоящее время обратные задачи решаются с помощью ряда последовательных решений прямых задач (метод подбора или итерационное моделирование) в автоматизированном и неавтоматизированном режимах, а также производится непосредственное решение обратных задач.

Метод подбора (итерационное моделирование)

Общая теория метода подбора не разработана, хотя определенные успехи в этом направлении имеются. Благодаря внедрению ЭВМ и возможности использования априорной геолого-геофизической информации метод подбора получил в настоящее время наибольшее распространение. Метод подбора объемной модели геологической среды предполагает наличие априорных сведений о ее пространственно-плотностных параметрах, на основании некоторых геологических гипотез и изучения физических свойств пород.

Наличие указанных сведений позволяет рассчитать теоретическое гравитационное поле Δg_t (прямая задача), сопоставляемое с наблюденным полем Δg_n . Значительное расхождение этих полей (функции отклика F) требует изменения первоначальной модели и повторного вычисления Δg_t . Этот процесс будет закончен при достижении заданной величины расхождения полей Δg_t и Δg_n .

Таким образом, в детерминистической постановке полагают, что обратную задачу геофизики можно считать решенной, если подобрана физически активная модель, геометрические и физические параметры которой не противоречат реальной геологической ситуации и вычисленное от нее поле по некоторому критерию близко к наблюденному. Большие требования к детальности модели в этой постановке приводят к некорректным обратным задачам. Перевод этих задач в класс условно некорректных, т. е. сравнительно разрешимых, производится путем ввода специальных ограничений на решение или подбираемые параметры.

Рассмотренная процедура в настоящее время может решаться с участием квалифицированного специалиста, вмешивающегося в процесс вычисления, однако уже разработаны алгоритмы и про-

граммы, позволяющие в определенной степени ее автоматизировать.

К достоинствам метода подбора следует отнести возможность использования дополнительной априорной информации и организации диалога человек — машина в процессе подбора (Старостенко, Дядюра, Заворотко, 1975). В то же время он имеет и ряд недостатков (Страхов, 1962): не оптимально формализован переход от i -го приближения к $i+1$ -му, который обеспечивает сходимость процесса (при автоматическом подборе); слабо разработан вопрос о необходимой мере близости наблюденного и вычисленного полей и внутреннем контроле точности интерпретации; недостаточно разработан вопрос об информативности исходных данных (их информационной корректности) и оценке точности результатов интерпретации.

Прямые задачи

При интерпретации геофизических полей всегда необходимы оптимальные алгоритмы решения прямых задач. Однако многие алгоритмы в связи с их сложностью и чрезвычайной громоздкостью при реализации требуют больших затрат машинного времени. Ряд алгоритмов разработан без учета проблем кодирования и ввода информации в ЭВМ. В то же время возможности современных ЭВМ — объем их оперативной памяти, скорости счета и обмена информацией с внешними устройствами — требуют учета указанных моментов.

Известные методы решения прямой задачи гравиразведки (магниторазведки) на ЭВМ для трехмерных тел произвольной формы различаются возможностями вычисления поля во всех внешних точках, в частности, на поверхности тела, способами аппроксимации реальных геологических тел (тонкими горизонтальными пластинами, призмами, уступами, многогранниками, тригональными многогранниками и др.), особенностями вычислительной схемы расчета эффекта от выбранного элементарного тела и их суммирования, формой подготовки материала, времени счета и др. Современная постановка прямой задачи гравиразведки предусматривает расчет полей на неровной поверхности от сплошной плотностной модели, размеры которой определяются областью влияния избыточных масс.

В работе использованы три алгоритма и программы решения на ЭВМ прямой задачи, оптимальные с точки зрения указанных выше оценок (Кузьмин, 1966; Шалаев, 1972; Кравцов, 1971, 1976; Непомнящих, Шабалдин, Ветренников, 1974). Рассмотрим кратко эти алгоритмы.

1. Решение прямой задачи (по профилю) базируется на использовании в качестве элементарного тела, ограниченного по простираннию, наклонного уступа. Системой таких уступов можно аппроксимировать достаточно произвольную по форме модель, имитирующую трехмерный геологический объект.

Каждый элементарный уступ ограничен по простианию двумя кусочно-гладкими цилиндрическими поверхностями второго порядка. В плоскости профиля тело в сечении имеет форму многоугольника с числом сторон не более 24. Следовательно, трехмерное тело, имитирующее геологический объект, является общей частью двух пересекающихся ортогональных горизонтальных цилиндрических тел с практически произвольными сечениями. Такие тела, несмотря на достаточно сложную морфологию, имеют минимальное число параметров и просто описываются аналитическими выражениями.

Для вычисления поля от уступа в интегральной форме при использовании численных методов интегрирования (формулы Симпсона) получена следующая формула алгоритма:

$$\Delta g_{ij} = \frac{f}{3t} \sum_{n=1}^n (H_{n+1} - H_n) \sum_{m=0}^{m=t} C_m \sigma_m(\xi) \times \\ \times \left[\arctg \frac{(b_{2m} - y_i) L_m}{(\zeta_m - z_i) \sqrt{(b_{2m} - y_j)^2 + (\zeta_m - z_i)^2 + L_m^2}} - \right. \\ \left. - \arctg \frac{(b_{1m} - y_j) L_m}{(\zeta_m - z_i) \sqrt{(b_{1m} - y_i)^2 + (\zeta_m - z_i)^2 + L_m^2}} \right], \quad (2.1)$$

где f — гравитационная постоянная; C_m — коэффициенты Симпсона; t — число интервалов интегрирования; n — число сторон контура тела;

$$\zeta_m = H_n + \frac{m}{t} (H_{n+1} - H_n);$$

$$L_m = \left(1 - \frac{m}{t}\right) (d_{n+1} - d_n) + x_i - d_{n+1};$$

H_i , d_i — координаты точек излома контура сечения; b_1 , b_2 — размеры тела по простианию, описываемые уравнениями второго порядка; σ_m — избыточная плотность, изменяющаяся с глубиной по параболическому закону.

Заданная точность вычислений определяется среднеквадратической ошибкой поля, вычисляемой в области, расположенной над телом. Алгоритмом предусмотрено вычисление элементов гравитационного $\Delta g(V_z)$, V_{xz} , V_{zz} , V_{zzz} и магнитного ΔT , Y_a , X_a , Z_a полей для 14 тел одновременно.

Применение численных методов интегрирования позволяет задать произвольный закон изменения избыточной плотности. Алгоритм и соответствующая ему программа экономичны в смысле затрат машинного времени и задания минимального объема исходной информации.

2. Алгоритм и программа позволяют рассчитать гравитационный эффект Δg в любой точке пространства, заданной координатами x , y , z для системы произвольно ориентированных в пространстве многоугольных горизонтальных призм. Поле Δg от много-

угольной горизонтальной призмы в точке A ($0, 0, 0$) вычисляется по формуле

$$\begin{aligned} \Delta g(0, 0, 0) = & f\sigma \sum_{k=1}^n \left\{ \frac{y(x_{k+1}-x_k)}{\sqrt{(x_{k+1}-x_k)^2 + (y_{k+1}-y_k)^2}} \ln \frac{x_{k+1}(x_{k+1}-x_k) +}{x_k(x_{k+1}-x_k) +} \right. \\ & \rightarrow \frac{+z_{k+1}(z_{k+1}-z_k) + \sqrt{(x_{k+1}-x_k)^2 + (z_{k+1}-z_k)^2} \sqrt{x_{k+1}^2+y^2+z_{k+1}^2}}{+z_k(z_{k+1}-z_k) + \sqrt{(x_{k+1}-x_k)^2 + (z_{k+1}-z_k)^2} \sqrt{x_k^2+y^2+z_k^2}} \times \\ & \times \left| - \frac{(z_{k+1}-z_k)(x_h z_{k+1} - z_k x_{k+1})}{(x_{k+1}-x_k) + (z_{k+1}-z_k)^2} \ln \left| \frac{\sqrt{x_{k+1}^2+y^2+z_{k+1}^2} + y}{\sqrt{x_k^2+y^2+z_k^2} + y} \right| - \right. \\ & - \frac{(x_{k+1}-x_k)(x_h z_{k+1} - z_k x_{k+1})}{(x_{k+1}-x_k)^2 + (z_{k+1}-z_k)^2} \left(\arctg \frac{y[x_h z_{k+1} - z_k x_{k+1}] + z_{k+1}(z_{k+1}-z_k)}{(x_h z_{k+1} - z_k x_{k+1}) \sqrt{x_{k+1}^2+y^2+z_{k+1}^2}} - \right. \\ & \left. \left. - \arctg \frac{y[x_h(z_{k+1}-z_k) + z_k(z_{k+1}-z_k)]}{(x_h z_{k+1} - z_k x_{k+1}) \sqrt{x_k^2+y^2+z_k^2}} \right) \right|_{L_1}^{L_2}, \end{aligned} \quad (2.2)$$

где $x_k, z_k, x_{k+1}, z_{k+1}$ — координаты вершин многоугольника; y_k, y_{k+1} — координаты тела по простиранию (в алгоритме размеры призмы по простиранию ограничиваются плоскостями, ортогональными к оси y).

Вычисление поля Δg в произвольной точке от произвольно ориентированного тела осуществляется с помощью преобразования координат. Поле, создаваемое системой призм, вычисляют по формуле

$$\Delta g(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^n \Delta g(x_i, y_i, z_i). \quad (2.3)$$

Вычисления по этому алгоритму отличаются высокой точностью. Однако затрачиваемое машинное время и формы подготовки исходных данных для пространственного случая неоптимальны.

3. Точность аппроксимации пространственных границ зависит от их удаленности от поверхности наблюдений. В алгоритме предусмотрена аппроксимация реального тела пакетом вертикальных прямоугольных призм. При этом верхняя часть тела задается матрицей отметок $z(x, y)$, нижняя часть — контурами погоризонтных сечений. При геометризации модели в каждом слое пакетом призм горизонтальные размеры последних задаются в зависимости от глубины слоя (менее детально с глубиной).

Для расчета гравитационного эффекта от структуры, имеющей неодинаковую плотность в разных частях, она представляется несколькими телами с постоянной плотностью, на форму которых накладывается следующее ограничение: любая вертикальная прямая, проходящая через тело, пересекает его границу только 2 раза.

Гравитационный эффект от призмы при $|x| > 0$, $|y| > 0$ вычисляется по формуле

$$\Delta g = f \sigma a^2 h \left\{ \frac{z}{V(x^2+y^2+z^2)^3} + \frac{3}{2} \frac{0,08333 \cdot z}{V(x^2+y^2+z^2)^7} (h^2+a^2)(2z^2-3x^2-3y^2) \right\}, \quad (2.4)$$

где σ — плотность призмы в $\text{г}/\text{см}^3$; a — горизонтальный размер призмы (сечение призмы в плоскости xOy квадратное).

При $x=y=0$ используется формула

$$\Delta g(0,0) = 2f\pi\sigma \left(z_2 - z_1 - \sqrt{z_2^2 + \frac{a^2}{\pi}} + \sqrt{z_1^2 + \frac{a^2}{\pi}} \right), \quad (2.5)$$

где z_1 , z_2 — вертикальные проекции расстояний от точки вычисления поля до верхней и нижней кромок призм.

Шаг вычислений должен быть равным горизонтальному размеру призмы или кратным ему. Точка вычисления поля, попадающая в пределы проекции призмы на плоскости вычисления, должна находиться над центром призмы.

К достоинствам этого алгоритма и программы на ЭВМ следует отнести удобство подготовки данных и скорость счета. Недостатки алгоритма сводятся к уменьшению точности, особенно для верхнего слоя модели, необходимости увязывать шаг сети с размерами призм, вычисления только поля Δg .

На рис. 2 и 3 приведены гравитационные эффекты, вычисленные по различным программам решения прямых задач гравиразведки и по точной формуле для двух правильных геометрических тел: простого — куба и сложного — шара. Цель эксперимента — выяснение влияния аппроксимации модельного тела различными правильными геометрическими фигурами и вычислительной процедуры на точность вычисления эффекта. Геологическая среда аппроксимировалась следующими элементарными телами: вертикальными уступами (программа «Уступ»), цилиндрическим бруском (программа «Брус»), вертикальными призмами (программа «Ряд»), произвольно ориентированными многоугольниками (программа «Многоугольник»). Для куба получено идеальное совпадение эффектов, вычисленных по различным программам с результатами по точной формуле (рис. 2). Для шара наилучшее совпадение ($\varepsilon = \pm 0,009$ мгаль) получено по программе «Брус». Далее по мере ухудшения совпадения результаты располагаются следующим образом: программа «Уступ» ($\varepsilon = \pm 0,29$ мгаль); программа «Многоугольник» ($\varepsilon = \pm 0,42$ мгаль); программа «Ряд» ($\varepsilon = \pm 0,6$ мгаль) (рис. 3).

Некоторое несовпадение результатов, полученное по программе «Многоугольник», объясняется только точностью аппроксимации шара, так как вычислительная процедура осуществлена по точным формулам для многоугольника (Кравцов, Сегалович, 1976).

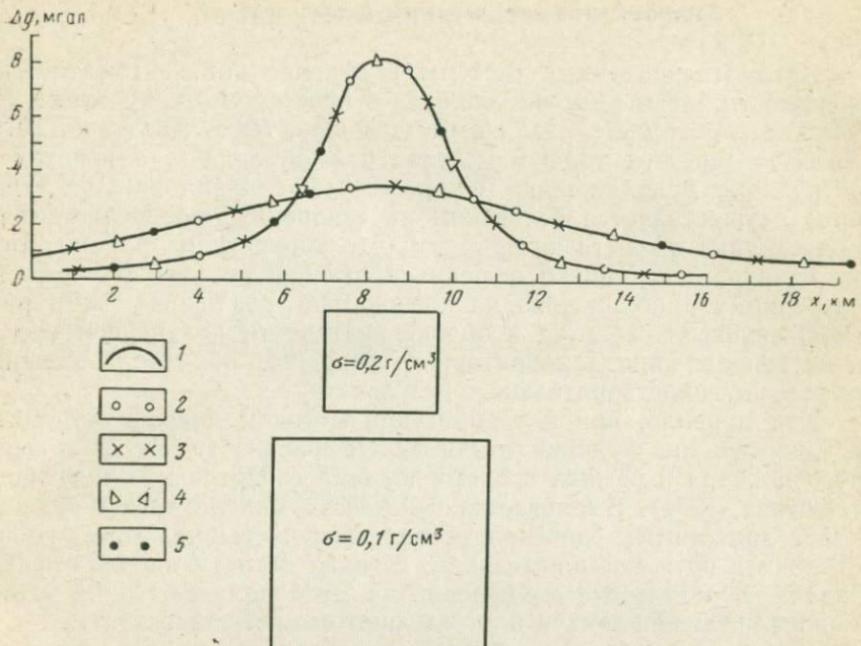


Рис. 2. Кривые Δg , вычисленные по различным программам.

1 — точная формула; 2 — программа «Уступ»; 3 — программа «Брус»; 4 — программа «Ряд»; 5 — программа «Многоугольник» (число угловых точек при аппроксимации для всех методов одинаково)

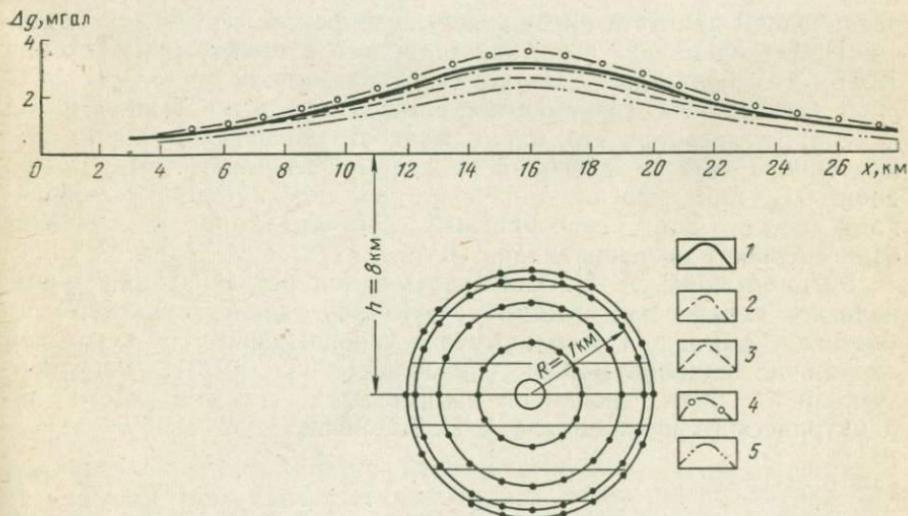


Рис. 3. Кривые Δg , вычисленные по различным программам.

1 — точная формула; 2 — программа «Брус»; 3 — программа «Многоугольник»; 4 — программа «Уступ»; 5 — программа «Ряд» (число угловых точек при аппроксимации для всех методов одинаково)

Автоматизированные системы в отличие от автоматических предусматривают участие человека в процессе интерпретации. Это участие может быть различным (Дядюра, 1969; Козленко, 1975). Автоматизируется только решение прямой задачи, а переход к очередному приближению (изменение модели для каждой итерации) осуществляется человеком на основании поведения функции отклика и опыта интерпретации в конкретном районе. Автоматизируется не только решение прямой задачи, но и переход к очередному приближению на основании различных критериев. Роль человека сводится к оценке реальности полученной модели и ее исправлению для повторного решения обратной задачи в случае неудовлетворительного результата.

Как правило, при интерпретации методом подбора стремятся к минимизации функции отклика, а основные этапы направленного подбора в рамках второго подхода сводятся к следующему (Изотова, 1974). Выдвигается гипотеза о модели среды, задается класс допустимых значений ее параметров, выбираются функция отклика и пути ее минимизации, а также метод решения прямой задачи. В результате вычислений на ЭВМ получают одно из возможных решений задачи и определяют его погрешность.

В зависимости от способа выбора приближения, удовлетворяющего условию минимизации функции отклика, например типа

$$F(z) = \sum_{i=1}^n (\Delta g_{in} - \Delta g_{it})^2 \leq \epsilon, \quad (2.6)$$

различаются два пути преодоления некорректности обратной задачи: 1) подбор модели в рамках заданного компакта при условии (2.6) и 2) использование метода регуляризации.

В большинстве современных алгоритмов, реализующих метод подбора, полагается, что, накладывая ограничение на форму элементарного тела и закрепляя некоторые его параметры, можно добиться, чтобы решение задачи не выходило из одного выбранного класса. Этот своеобразный регуляризатор обеспечивает единственность решения задачи (Булах, 1973).

Разработанный А. Н. Тихоновым метод регуляризации предполагает определение искомой структуры, удовлетворяющей требованию (2.6) и при этом наименее уклоняющейся от некоторой априорной заданной модели (Тихонов, Гласко, 1975). Регуляризующий алгоритм основан на минимизации слаживающего параметрического функционала А. Н. Тихонова

$$F_a[z] = F[z] + a\Omega[z], \quad (2.7)$$

где a — параметр регуляризации, зависящий от ϵ ; $\Omega(z)$ — регуляризатор.

Выбор регуляризатора $\Omega(z)$ не доставляет затруднений, так как условие $\min \Omega(z)$ является формализацией качественных сведений

дений о структуре, обычно используемых при интерпретации. Как правило, $\Omega(z)$ — квадратичный функционал типа

$$\Omega[z] = \|z - z_0\|^2 \quad (z_0 \in Z).$$

При равномерном приближении функция отклика

$$F = \max |f_i|, \quad i=1, 2, \dots, n. \quad (2.8)$$

Равномерное приближение с точностью до ε

$$\max |f_i| \leq \varepsilon, \quad i=1, 2, \dots, n \quad (2.9)$$

геометрически означает, что ординаты графика вычисленной функции в узлах отличаются от ординат функции, заданной в узлах, не более чем на ε .

При наилучшем приближении функция отклика в среднем

$$F = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_i^2. \quad (2.10)$$

Это означает, что сумма квадратов отклонений не должна пре- восходить заданной величины ε :

$$\sum_{i=1}^n f_i^2 \leq \varepsilon, \quad i=1, 2, \dots, n. \quad (2.11)$$

Разновидностью функции отклика в этом случае является

$$F = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_i^2 \right]^{1/2}. \quad (2.12)$$

Очевидно, что величина F является функцией параметров возмущающих тел \bar{z} . Если при $F(z) = \min F(\bar{z})$ значения f_i образуют выборку нормально распределенной стационарной центрированной и некоррелированной в точках измерения случайной величины, то согласно гауссовскому обоснованию метода наименьших квадратов вектор \bar{z} является наиболее вероятной несмещенной и эффективной оценкой неизвестных параметров.

При статистической постановке решения обратных задач функция отклика

$$F = \frac{\int P(z) P(c/z) dz}{P(z) P(c/z)}. \quad (2.13)$$

В этом случае определяется апостериорная плотность вероятности $P(z/c)$ неизвестного вектора искомых параметров z при условии, что в результате измерений получен вектор c :

$$P(z/c) = P(z) P(c/z) / \int P(z) P(c/z) dz, \quad (2.14)$$

т. е. используется байесова стратегия поиска.

Рассмотрим несколько алгоритмов и программ решения обратных задач гравиразведки (Кузьмин, 1967; Булах, 1973; Шалаев, 1972; Кравцов, 1971), которые отражают общие тенденции в развитии автоматизированного метода подбора.

1. Первые два алгоритма описываются совместно, так как в них много общего, в частности, практически аналогичен путь минимизации функции отклика. Различием является способ аппроксимации геологического тела: системой ограниченных по простиранию наклонных уступов в первом и системой ограниченных по простиранию вертикальных уступов во втором алгоритме; имеется еще ряд частных отличий.

Решение обратной задачи сводится к решению нелинейной системы алгебраических выражений вида

$$\varphi_i(z_1, z_2, z_3, \dots, z_n) - \Delta g_i = 0, \quad (2.15)$$

где z_1, z_2, \dots, z_n — неизвестные параметры модели, имитирующей геологический объект; Δg_i — значение исходного поля в i -й точке.

Для решения системы (2.15) используется градиентный метод скорейшего спуска (градиентный спуск по ломаной линии). Достоинством метода скорейшего спуска является неизбежная сходимость итерационного процесса, т. е. в общем случае он приводит к локальному решению.

Насколько это локальное решение удовлетворяет поставленной задаче, судят по величине функционала

$$F = \sum_i (\varphi_i - \Delta g_i)^2. \quad (2.16)$$

Если локальное решение неудовлетворительно (по F), то необходимо, чтобы дальнейший поиск нового локального решения осуществлялся автоматически с учетом предыдущего результата. Очередное приближение вектора параметров $\{z\}$ находится по формуле

$$z_q^{(k+1)} = z_q^{(k)} - \lambda_{kn} (F'_{zq})_k, \quad (2.17)$$

где $k = 1, 2, \dots$ — номер итерации; $(q = 1, \dots, N)$.

Приближенное значение коэффициента λ определяется по методу Ньютона:

$$\lambda_{kn} = \frac{F_k}{(F'_{z_1})^2 + (F'_{z_2})^2 + \dots + (F'_{z_n})^2}. \quad (2.18)$$

Поскольку λ_{kn} , определенное по формуле (2.18), не всегда удовлетворяет необходимой точности, то для улучшения сходимости процесса оно уточняется различными стандартными или нестандартными приемами. Так, Е. Г. Булах определяет поправочный коэффициент S к λ из условия, что зависимость F от S можно аппроксимировать параболой. Ю. И. Кузьмин с этой целью применяет последовательное увеличение шага спуска λ , начиная с некоторого минимального, но не равного нулю. Итерационный процесс продолжается до тех пор, пока не достигается заданная величина функции отклика.

Для оценки точности решения обратной задачи применяются различные приемы. Обычно принимаемая оценка результатов интерпретации по приближительному совпадению наблюденного и вычисленного полей ($\min F$) не может служить критерием надеж-

ности результатов интерпретации. В алгоритме Ю. И. Кузьмина с этой целью используется вероятностная оценка.

Общими недостатками алгоритмов, использующих метод скорейшего спуска, являются: а) отсутствие ограничений на неизвестные параметры, что в общем случае может привести к неудовлетворительным результатам; б) при неудачном выборе первого (нулевого) приближения можно не получить значений параметров, близких к истинным (не попасть в глобальный минимум).

2. В третьем алгоритме степень близости подбираемой теоретической функции φ_i , которой аппроксимируется наблюденное поле Δg_i ($i=1, 2, \dots, s$), к этому полю оценивается неравенствами

$$|\varphi_i - \Delta g_i| \leq k v_i \quad (2.19)$$

$$(i=1, 2, \dots, s),$$

где v_i — положительные числа, равные допустимым уклонениям функции φ_i от поля Δg_i в точках наблюдения i и задаваемые с учетом точности измерений Δg_i и уровня помех; k — корректирующий множитель, минимизируемый в ходе решения задачи аппроксимации ($k \geq 0$).

Неизвестными полагаются избыточные плотности σ_j ($j=1, 2, \dots, n_1$), коэффициенты a, b, c функции a'_t , с помощью которой учитывается гравитационное действие значительно удаленных геологических объектов. Область значений определяемых параметров заранее ограничивается неравенствами

$$\left. \begin{array}{l} \sigma_{n_j} \leq \sigma_j \leq \sigma_{b_j} \quad (j=1, 2, \dots, n_1), \\ a'_{n_t} \leq a'_t \leq a'_{b_t} \quad (t=1, 2, \dots, n_3), \\ k_b \leq k \leq k_b, \end{array} \right\} \quad (2.20)$$

задаваемыми на основе геолого-геофизических данных.

Численные значения верхних и нижних значений σ_j , a'_t и k считаются известными. Известные соотношения плотности некоторых тел ограничиваются равенствами

$$\sum_{j=1}^{n_1} l_{p_j} \sigma_j = d_p \quad (p=1, 2, \dots, n_1). \quad (2.21)$$

Требуется определить такие σ_j , a'_t и k , которые позволяют минимизировать максимальное отклонение теоретической и наблюденной функций.

В результате введения некоторых обозначений и преобразований неравенства (2.19), (2.20) записываются единой системой ограничений

$$\bar{\alpha}_i \bar{\eta} \leq b_i \quad (i=1, 2, \dots, q), \quad (2.22)$$

где $q = 2s + 2n_1 + 2n_3 + 2$.

Для ограничений (2.21) учитываются вспомогательные векторы \bar{a}_i и свободные члены b'_i . Выражение (2.21) запишется ограничениями

$$\left. \begin{array}{l} \bar{a}_i \eta = b_i \\ (\bar{a}'_i \eta = b'_i) \end{array} \right\} (i = q+1, q+2, \dots, q+n). \quad (2.23)$$

Для совместного решения системы неравенств и уравнений применены методы линейного программирования (Юдин, Гольштейн, 1969), которые основаны на вычислении максимума (минимума) некоторой заранее заданной линейной формы (функции цели):

$$\psi = \sum_{j=1}^n a_{0j} \eta_j, \quad (2.24)$$

где a_{0j} — некоторые наперед заданные числа; η_j — компоненты вектора-столбца η (σ_i, a, b, c, k).

В качестве минимизируемой линейной формы выбран параметр k (2.19). Если a_{0j} рассматривать в качестве компонент некоторого n -мерного вектора \bar{a}_0 , то функцию цели Ψ , отвечающую поиску минимума k , можно записать

$$\Psi = \bar{a}_0 \bar{\eta} = k. \quad (2.25)$$

Введенные обозначения позволили сформулировать задачу линейного программирования со смешанными ограничениями (2.22), (2.23) в произвольной форме записи: найти вектор η , отвечающий $\max \Psi$ при ограничениях (2.22) и (2.23). Для решения этой задачи использован алгоритм, который в литературе известен под названием модифицированного двойственного симплекс-метода или метода обратной матрицы.

Достоинствами третьего алгоритма является возможность аппроксимировать достаточно сложный разрез и при известных геометрических параметрах осуществлять подбор плотностей при заданных на них ограничениях, что сужает принцип эквивалентности и повышает устойчивость. Основными недостатками алгоритма являются неоднозначность (возрастание неустойчивости) решения при большом числе неизвестных и относительная сложность (громоздкость) подготовки материала для обработки на ЭВМ.

Решение обратных задач классическими и статистическими методами

При классификации методов решения обратных задач их разделяют на две основные группы: не учитывающие наличие помех и учитывающие их. Среди последних в зависимости от принимаемой формы помех выделяют функционально-аналитические и статистические методы (см. рис. 1).

Методы, не учитывающие наличие помех и объединенные В. Н. Страховым в группу классических методов, основаны на рассмотрении поля как совокупности детерминированных функций, обусловленных действием гравиактивных (магнитоактивных)

источников (Берлянд, 1974). Среди них известны такие методы, как аналитическое продолжение поля в нижнее полупространство, нахождение параметров тела по особым точкам, различные модификации палеточных, номографических методов и др. Несмотря на быстрое внедрение ЭВМ в область количественной интерпретации геофизических данных, номографические и графоаналитические методы не теряют своего значения. Нами разработаны номографические методы экспресс-интерпретации аномалий гравитационного поля (Гольдшмидт, Андреев, Кузьмин, 1972). В основу номограмм положены функционально-аналитические зависимости, связывающие аномальное поле с некоторыми правильными геометрическими телами, а в основу номографических способов — принцип корреляционных связей между структурами наблюденного и теоретического полей.

Обратные (частично и прямые) задачи решаются с помощью 93 номограмм и палеток для ограниченного и не ограниченного по простиранию вертикального и наклонного уступов и пластов, полушиара, трапецидальных тел, симметричных и асимметричных синклиналей, ограниченных по простиранию сложных тел с переменной и постоянной плотностью, вертикального кругового цилиндра.

Функционально-аналитические методы в работе не рассматриваются. Однако заметим, что их особенностью является поиск особых точек (и связи последних с источниками), учет величины детерминированных функциональных помех и рассмотрение обратной задачи как некорректно поставленной (Тихонов, 1963; Тихонов, Гласко, 1975; Страхов, 1970, 1972). Одним из недостатков этих методов является использование представления о детерминированных помехах. Представление о случайных помехах в статистических методах рационально использовать для решения некорректно поставленных задач. Это позволит разработать общую математическую теорию решения обратной задачи потенциала (Берлянд, 1974).

Статистические методы, базирующиеся на случайности экспериментального материала, реализованы в ряде алгоритмов, основанных на аппарате теории вероятностей, математической статистики и теории случайных функций. Они отражают принципиально иной подход к решению обратной задачи.

Из известных статистических методов, основанных на: 1) представлении поля как совокупности полезной детерминированной аномалии и случайной компоненты; 2) представлении поля как случайного, порожденного случайно распределенными источниками; 3) статистической обработке результатов массовых расчетов; 4) нахождении корреляционных связей между геологическими и геофизическими характеристиками поля, в основном использованы два последних.

Перед применением корреляционно-регрессионного аппарата рекомендуется предварительно выяснить природу анализируемых величин. Если результаты наблюдений можно считать случайными и распределенными по нормальному закону, то достаточно иссле-

довать между ними корреляцию (коэффициент корреляции для линейной и корреляционное отношение для нелинейной связи, причем последний не зависит от вида исследуемой зависимости). Достаточность вычисления коэффициентов корреляции не исключает применения регрессионного анализа. Если исследуемые параметры или хотя бы один из них нельзя считать случайным, то рекомендуется использовать только регрессионный анализ. Наконец, если неприменимы ни корреляционный, ни регрессионный анализы, то используются непараметрические методы анализа связей, в частности, методы ранговой корреляции (коэффициенты по Кенделлу, Спирмену и др.).

Геолого-геофизические материалы содержат самые разнообразные параметры, и исследование связей между ними отвечает как задачам корреляционно-регрессионного (Гольдшмидт, 1968), так и непараметрического методов анализа. Если по физическим соображениям можно предполагать существование причинно-следственной связи между изучаемыми параметрами, то логично изучать регрессию зависимой переменной от независимой переменной (причины).

На практике это положение игнорируется и выбор зависимой переменной определяется конкретной задачей. Так, из физических соображений очевидно, что гравитационное поле зависит, в частности, от поведения поверхности M , а не наоборот. На практике же исследуется как прямая, так и обратная зависимости, т. е. возникает двойственность при выборе аргумента и функции. Однако, когда задача поставлена конкретно, то она близка к случаю второму и выбор аргумента несколько конкретизируется.

Сложнее обстоит дело при исследовании связей между физическими (физико-химическими, физико-геологическими) параметрами пород. Действительно, вряд ли справедливо утверждение, что скорость прохождения упругих колебаний в породах зависит только от их плотности (или наоборот); по-видимому, более логично и физически обоснованнее утверждать, что оба эти свойства зависят от совокупности некоторых общих факторов (минерального состава, температуры, давления и т. п.). Следовательно, в этом случае выбор функции и аргумента также проблематичен. Здесь при выборе аргумента целесообразно отдавать предпочтение тому параметру, который характеризуется сравнительно меньшими ошибками измерения. В противном случае эффективность регрессионного анализа снижается и необходимо переходить к конфлюэнтному анализу.

Еще более сложным является случай, связанный с определением расхождения параметров, полученных различными методами. Между измеряемыми параметрами нет никаких причинно-следственных связей, а также и других данных для принятия результатов одних измерений за аргумент, а других — за функцию. Эта двойственность в исходных предпосылках порождает и два вида сопряженных соотношений ($\bar{Y}=f(X)$ и $\bar{X}=f(Y)$, не сопровождающихся никакими предпочтительными сведениями, причем просто выразить X через Y из первого уравнения для перехода ко второму нельзя).

Введение двух регрессий значительно усложняет задачу интерпретации полученных результатов, особенно в случае слабой корреляционной зависимости, на что не всегда обращают внимание. На рис. 4, 5 приведены примеры изучения двух регрессий (Скорикова, 1966; Шрайбман, 1967).

Е. Е. Слуцкий, А. А. Чупров и другие исследователи считают эту двойственность неизбежной, лежащей в основе корреляционно-регрессионного анализа. Недоизначность интерпретации результатов в практических исследованиях привела к необходимости поиска единого уравнения регрессии. Таким образом, когда нет достаточно веских оснований (содержательных или формальных) для выбора функции и аргумента, обычный регрессионный анализ теряет свою определенность и решение становится неоднозначным.

Рассмотрим порядок использования исходной информации для получения результатов формального характера, при условии, что известны два конечных множества случайных величин X и Y , связанных между собой некоторой стохастической зависимостью. Выявление стохастической связи и оценка ее силы представляют одну из задач математической статистики, которая в общем виде еще не решена. Поэтому оценим только некоторые характеристики этой связи.

Случай 1. Пусть независимой переменной является X , изучается зависимость $\bar{Y}(X)$. Форма зависимости изучаемых параметров обычно выбирается из фактических соображений или выясняется после построения поля корреляции.

Регрессия первого порядка

$$y = a_0 - a_1 x, \quad (2.26)$$

т. е. линейная зависимость среднего значения случайной величины Y от независимой переменной X . При вычислении коэффициентов a_0 и a_1 , чтобы отклонения эмпирических средних \bar{Y} от полученной прямой были минимальными, обычно используется метод наименьших квадратов.

Для определения надежности полученных уравнений линейной регрессии вычисляются доверительные оценки его параметров и отклонения теоретической линии регрессии от эмпирической с использованием критерия Стьюдента.

Нелинейная регрессия двух параметров может быть описана различными уравнениями (Дубов, 1969; Захарова, 1965). Для изу-

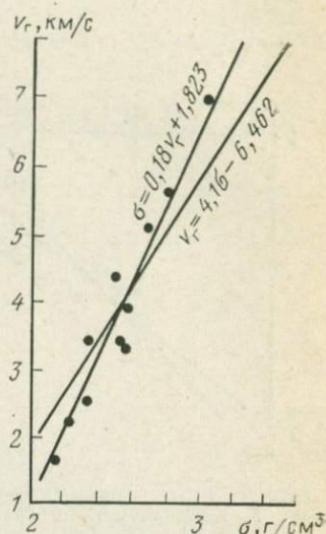


Рис. 4. Зависимость плотности от граничной скорости v_r для горных пород о. Сахалина (по М. Ф. Скориковой)

чения аналитических выражений форм связи между геологическими и геофизическими параметрами и построения эмпирических линий регрессий используется аппарат, позволяющий аппроксимировать зависимости между ними одним из следующих выражений:

$$y = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + \dots + a_n x^n \quad (\text{параболическая}), \quad (2.27)$$

$$y = a_0 + \frac{a_1}{x} + \frac{a_2}{x^2} \quad (\text{гиперболическая}), \quad (2.28)$$

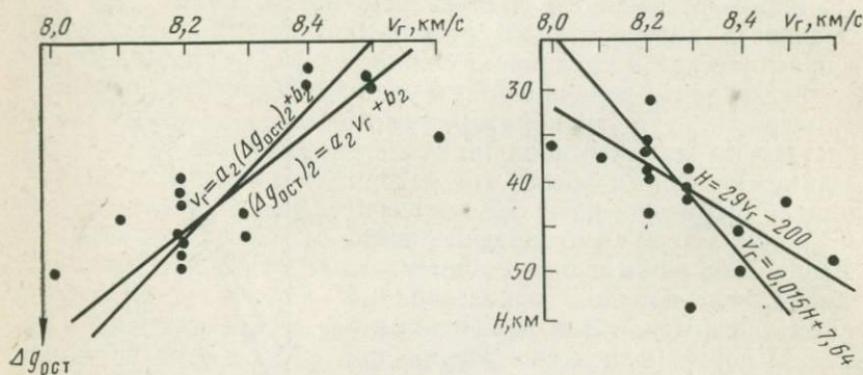


Рис. 5. Корреляционные графики зависимости между значениями граничных скоростей (v_r) вдоль поверхности M , остаточными аномалиями (Δg_{oct}) и глубиной залегания поверхности M на западе Средней Азии (по В. И. Шрайбману)

$$y = \frac{a_0}{1 + e^{a_1 + a_2 x}} \quad (\text{логистическая}), \quad (2.29)$$

$$y = e^{a_0 + a_1 x} \quad (\text{экспоненциальная}), \quad (2.30)$$

$$y = e^{a_0 + a_1 x + a_2 x^2} \quad (\text{экспоненциальная}). \quad (2.31)$$

Концентрация распределения корреляционного поля около эмпирической кривой оценивается по корреляционному отношению

$$\eta^2 = 1 - \frac{\sigma_k^2}{\sigma_n^2}, \quad (2.32)$$

где σ_k и σ_n — среднеквадратические погрешности аппроксимации, вычисляемые без учета и с учетом весов p . Упрощенная формула для определения весов по методу Ньюкомба имеет вид

$$p = \frac{1}{1 + 0,186 q^2}, \quad (2.33)$$

где $q = \varepsilon_i / \sigma$ — нормированная величина отклонения заданных значений распределения от полученной эмпирической функции.

В геологии большим распространением пользуется аппроксимация парных эмпирических зависимостей полиномами невысоких степеней (в основном второго и третьего порядков)

$$y = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + \dots + a_h x^h. \quad (2.34)$$

Уравнение регрессии удобно записать в виде разложений по ортогональным многочленам Чебышева (рассчитываемых по рекурентным формулам)

$$y = b_0 P_0(x) + b_1 P_1(x) + \dots + b_k P_k(x), \quad (2.35)$$

где коэффициенты b_i определяют методом наименьших квадратов.

Использование метода ортогональных полиномов позволяет перейти от приближений степени k к приближению степени $k+1$ без необходимости выполнять все вычисления заново. Выбор подходящей степени полинома может быть осуществлен на основе критерия Аббе.

Задача выбора формы связи значительно усложняется, если нет никаких предположений о возможном семействе функций, к которым принадлежит эта зависимость, а гипотеза о линейной зависимости не подтверждается. Для построения функции регрессии по экспериментальным данным в этом случае может быть использована формула

$$\bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i B_n(x - x_i)}{\sum_{i=1}^n B_n(x - x_i)}, \quad (2.36)$$

где $B_n(x - x_i)$ — функция, стремящаяся к δ -функции Дирака при $n \rightarrow \infty$.

В рамках первого случая Р. И. Дубовым (1969) рассмотрена аппроксимация произвольных законов распределения и предложены три оригинальных алгоритма (первого, второго и третьего рангов).

Случай 2. Реальные физические или формальные обоснования для выбора функции и аргумента отсутствуют и оба параметра рассматриваются как случайные величины. Прежде чем перейти к рассмотрению этого случая, заметим, что одну из наблюдаемых величин всегда можно считать неслучайной, т. е. математические основания для перехода от случая 2 к случаю 1 имеются (что не всегда увязывается с физическим смыслом).

Если по поводу общего вида изучаемой зависимости нельзя сделать никаких априорных предположений, то применяются специальные проверки, основанные на вычислении коэффициентов корреляции и корреляционных отношений. В частности, для проверки линейности в регрессионном анализе используется гипотеза $H_0 : F_k < F_\alpha$, при альтернативе $H_1 : F_k > F_\alpha$.

Критерий линейности

$$F_k = \frac{(n-l)(\eta^2_{y/x} - \rho^2)}{(l-2)(1 - \eta^2_{y/x})}, \quad (2.37)$$

где $\eta_{y/x}$ — корреляционное отношение ($\eta_{y/x} \neq \eta_{x/y}$); ρ — коэффициент корреляции ($\rho_{y/x} = \rho_{x/y}$); l — число интервалов, на которые разбивают диапазон изменения X ; n — число наблюдений, F_α — критерий Фишера.

Если $F_k > F_\alpha$ для некоторой доверительной вероятности P (при числах степеней свободы $k=l-2$ и $k=n-l$), то с надежностью

вывода P нулевую гипотезу о линейном характере усредненной зависимости \bar{Y} от X следует отбросить.

Для оценки линейности в корреляционном анализе проверяется гипотеза $H_0: t_k < t_\alpha$, при альтернативе $H_1: t_k > t_\alpha$, где $t_k = k \sqrt{n/\sigma_k}$ — критерий криволинейности связи оценивается по таблицам критерия Стьюдента; t_α — табулированные значения критерия Стьюдента

$$\sigma_k = 2 \sqrt{k - k^2(2 - \eta_{x/y}^2 - \rho^2)}; \quad (2.38)$$

$k = \eta_{x/y}^2 - \rho^2$ — мера криволинейности.

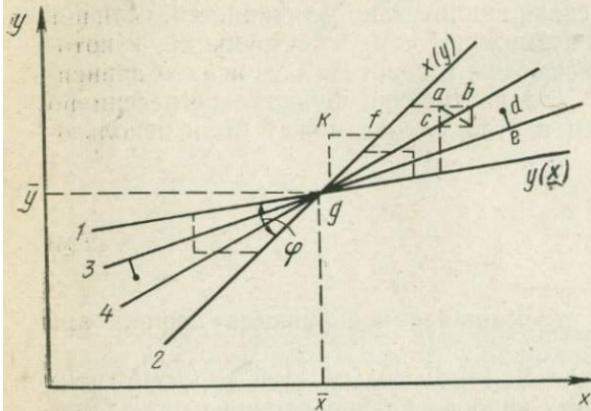


Рис. 6. Различные линии аппроксимации корреляционного поля x, y
1 — обычная линия регрессии y на x ; 2 — обычная линия регрессии x на y ; 3 — главная ось (ортогональная регрессия); 4 — нормированная (сокращенная) главная ось

Линейные регрессии y на x и x на y выражаются уравнениями
 $y = a_0 + a_{1y/x}x, \quad x = b_0 + b_{1x/y}y.$ (2.39)

Они характеризуют две прямые линии, проходящие через центр эмпирического распределения и имеющие разные углы наклона. Параметры линейной функции $y = a_0 + a_{1y/x}x$ удовлетворяют принципу наименьших квадратов по Y (расстояние kf на рис. 6), параметры функции $x = b_0 + b_{1x/y}y$ — по X (расстояние kp). Эти линии совпадают только в случае линейной функциональной зависимости между величинами X и Y , т. е. когда коэффициент корреляции близок к единице. При слабой корреляционной зависимости угол между линиями регрессии возрастает. Приближенно этот угол (рис. 6) может быть оценен по формуле

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{1 - \rho^2}{\rho} \frac{\sigma_x \sigma_y}{\sigma_x^2 \sigma_y^2}, \quad (2.40)$$

где σ_x, σ_y — стандартные отклонения.

При отсутствии взаимной корреляционной связи сопряженные линии регрессии взаимно перпендикулярны. При анализе геологических материалов принципиальная возможность построения двух линий регрессии часто игнорируется и без особых оснований пользуются одной из них. К. Пирсон вместо двух обычных линий регрессии использовал одну, являющуюся главной осью корреляционной поверхности. Г. Тисьеर также предложил единую линию, названную сокращенной главной осью.

Алгоритм, который позволяет вычислить уравнения, допускающие тождественные преобразования во всех случаях без ограничений, что дает возможность определения одной величины по другой независимо от того, какая из величин X или Y взята в качестве независимой переменной, частично реализован на ЭВМ. Имеется в виду уравнение ортогональной регрессии $y_m = mx + b_m$ и уравнение нормированной главной оси $y_k = kx + b_k$.

Различие модификаций метода наименьших квадратов для указанных уравнений заключается в том, что при оценках, получаемых по уравнениям ортогональной регрессии, минимизируется сумма квадратов расстояний точек с координатами x_i, y_i до прямой $y_m = mx + b_m$ (расстояние de на рис. 6), а при оценках с уравнением нормированной (сокращенной) главной оси минимизируется сумма площадей треугольников, образованных прямой $y_k = kx + b_k$ и отрезками прямых, проведенных из точек с координатами (x_i, y_i) параллельно осям координат (треугольник abc на рис. 6).

Параметры уравнений оцениваются по критерию Стьюдента для соответствующих уровней значимости и числа степеней свободы.

Применение ортогональной регрессии имеет ряд ограничений, которые значительно снижают ее полезность в практических исследованиях. В частности, закон связи между X и Y , выраженный уравнением ортогональной регрессии, существенно зависит от принятых шкал измерения по координатным осям. Следовательно, эта регрессия наиболее полезна в задачах, которые оперируют случайными величинами, однородными по своему физическому смыслу.

В качестве примера, иллюстрирующего применение рассмотренного аппарата, приведены исследования зависимости между глубиной залегания поверхности M и граничной скоростью прохождения упругих колебаний вдоль нее на профиле Темиртау — Куйбышев и на восьми объединенных профилях в Казахстане. Предположим, что исследователя интересуют следующие вопросы: 1) определение усредненных (или наиболее вероятных) значений v_r , соответствующих конкретной глубине залегания поверхности M ; 2) определение пределов колебаний значений H_m при данной величине граничной скорости. При постановке таких вопросов возникнет необходимость исследования двух зависимостей $v_r = f(H_m)$ и $H_m = \varphi(v_r)$ или заменяющей их одной линии регрессии, допускающей тождественные преобразования. Характеристики различных зависимостей приведены в табл. I и на рис. 7.

Проанализируем эти результаты с формальными позиций.

Профиль Темиртау — Куйбышев. На рис. 7 показаны линии регрессии v_r на H_m и H_m на v_r при использовании линейного и нелинейного аппарата аппроксимации корреляционного поля. Параметры, приведенные в табл. I, и визуальный анализ рис. 7 свидетельствуют о наличии линейной связи между исследуемыми величинами. Прямые линии регрессии v_r на H_m и H_m на v_r различаются углами наклона. В связи с этим определена линия нормированной главной оси. Использование двух линий регрессии может привести, например, к таким результатам. Пусть необходимо опре-

Таблица 1

Характеристика	Профиль Темиртау — Куйбышев	Профили на территории Казахстана
Линейные уравнения регрессии	$v_r = 9,68 - 0,032H_M$ $H_M = 116,28 - 8,90v_r$	— —
Коэффициент корреляции	—0,56	0,04
Погрешность определения коэффициента корреляции	0,14	0,14
Линейные уравнения ортогональной регрессии	$v_r = 6,94 + 0,030H_M$ $H_M = -229,36 + 33,04v_r$	$v_r = 7,23 + 0,022H_M$ $H_M = -334,70 + 46,29v_r$
Линейные уравнения нормированной главной оси	$v_r = 5,65 + 0,060H_M$ $H_M = -93,59 + 16,56v_r$	$v_r = 6,26 + 0,43H_M$ $H_M = -145,0 + 23,17v_r$
Нелинейные уравнения регрессии	$v_r = 12,86 - 0,185H_M + 0,0018H_M^2$ $H_M = -1099 + 286v_r - 17,9v_r^2$	$v_r = 13,91 - 0,244H_M + 0,0026H_M^2$ $H_M = -1641 + 415v_r - 25,5v_r^2$
Надежность определения форм связи P_a	0,986; 0,954	0,987; 0,924
Среднеквадратическая погрешность аппроксимации σ_k	0,135; 2,215	0,119; 1,375
Корреляционное отношение η	0,783; 0,786	0,767; 0,690
Надежность определения корреляционного отношения P_η	0,9; 0,9	0,919; 0,881

Примечание. Значения параметров P_a , σ_k , η и P_η даны соответственно для нелинейных уравнений регрессии v_r и H_M .

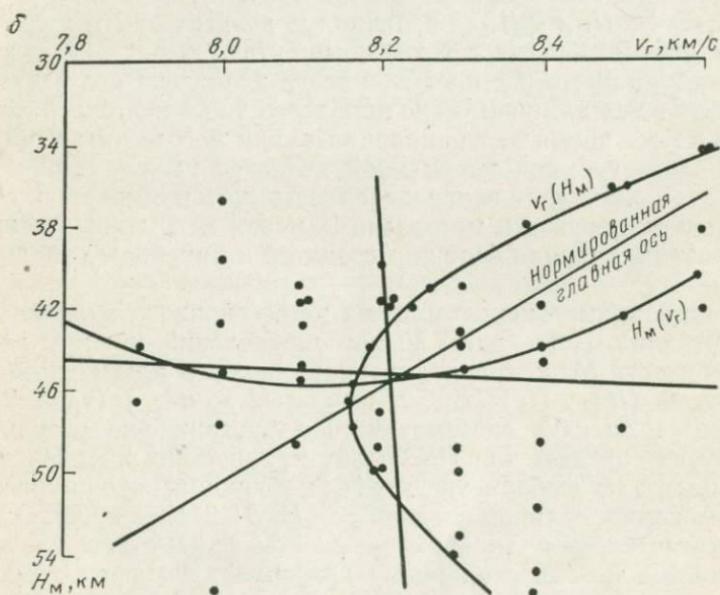
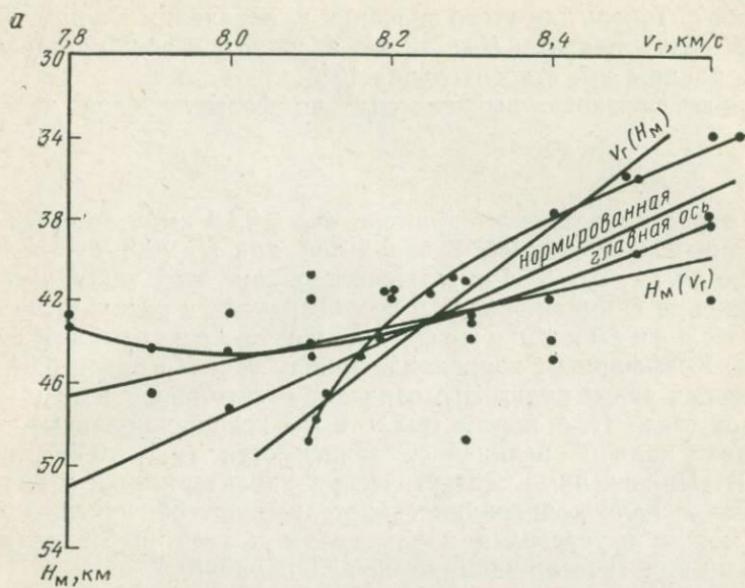


Рис. 7. Аппроксимация корреляционного поля.
а — профиль Темиртау — Куйбышев; *б* — профили на территории Казахстана

делить значение v_r вдоль границы М, залегающей на глубине 38 км (H_M аргумент). По линии регрессии $v_r(H_M)$ найдем, что $v_r = -8,42$ км/с. Теперь для этого значения v_r определим глубину H_M по линии $H_M(v_r)$, получим $H_M = 42$ км, абсолютная ошибка определения H_M равна 4 км, относительная 10%.

Ошибки прогноза, вычисляемые по формуле (для линейной связи)

$$\sigma_{x/y} = \sigma_x \sqrt{1 - \rho^2}, \quad (2.41)$$

равны в рассматриваемом примере $\sigma_{v/H} = 0,18$ км/с, $\sigma_{H/v} = 3$ км. По линии нормированной главной оси для $H_M = 38$ км получим среднюю оценку $v_r = 8,54$ км/с. Использование этой линии в первом приближении снимает вопрос о неоднозначности результатов.

Объединенные профили на территории Казахстана. Коэффициент корреляции между v_r и H_M равен 0,04, т. е. практически равен нулю. Это означает отсутствие между v_r и H_M линейной связи (т. е. параметры v_r и H_M некоррелированы), но не исключает наличие нелинейной зависимости ($\eta_{v/H} = 0,767$, $\eta_{H/v} = 0,690$). Приведенные статистические характеристики и визуальный анализ поля корреляции свидетельствуют об очень слабой связи между изучаемыми параметрами в этой выборке (линии регрессии практически взаимно перпендикулярны).

В случае нелинейной регрессии линия регрессии не охватывает всего диапазона изменения параметра (рис. 7), поскольку в уравнении $v_r = a_0 + a_1 H_M + a_2 H_M^2 \dots$ величина v_r зависит от H_M в среднем. И хотя в линейной регрессии также получают усредненные значения функции, параметр в пределах всего диапазона его изменения может быть в той или иной мере определен экстраполяцией прямой линии. В то же время экстраполяция линии регрессии за пределы диапазона независимой переменной является нежелательной, так как при этом возникает неопределенность, которая не может быть оценена статистическими методами. Заменой переменных нелинейная аппроксимирующая функция сводится к линейному уравнению регрессии.

Приведем пример использования регрессионного анализа в задаче иного типа. Пусть даны 30 пар определений глубины залегания поверхности М по гравитационному полю и альтитудам дневного рельефа ($H_{\Delta g_1}, H_h; H_{\Delta g_2}, H_h; \dots; H_{\Delta g_{30}}, H_h$) (табл. 2).

Требуется оценить систематическое расхождение результатов тех и других определений. Поскольку нет никаких предпочтительных данных для выбора аргумента и функции, проанализируем уравнение нормированной главной оси $H_h = 0,91 H_{\Delta g} + 3,89$. Определение статистической значимости оценок параметров уравнения производилось по одностороннему критерию Стьюдента сравнением вычисленных значений этого критерия t_α с его табулированным значением t_α для уровня значимости α и числа степеней свободы $f = n - 2$. Для $\alpha = 5\%$ и $f = 28$ $t_\alpha = 2,05$. Оценим статистическую значимость полученных параметров: $0,01 = t_k < t_\alpha = 2,05$; $1,90 = t_\beta < t_\alpha = 2,05$. Из этих соотношений следует, что значение углового

Таблица 2

№ пар	$H_{\Delta g_i}$, км	H_{h_i} , км	№ пар	$H_{\Delta g_i}$, км	H_{h_i} , км
1	43	45	16	46	44
2	44	44	17	46	48
3	51	50	18	46	47
4	51	52	19	38	40
5	51	49	20	47	45
6	44	43	21	42	40
7	45	47	22	38	40
8	46	46	23	42	40
9	46	45	24	44	42
10	46	47	25	38	40
11	45	47	26	43	45
12	44	43	27	45	45
13	38	40	28	42	41
14	52	50	29	43	43
15	45	44	30	42	41

коэффициента почти не отличается от единицы, а значение свободного члена — от нуля и, значит, систематическая ошибка отсутствует.

Приведенные примеры использования вероятностно-статистических методов в пространственно-статистических моделях правомерны при условии однородности (стационарности) распределения геолого-геофизических параметров, рассматриваемых как реализация случайных функций.

Необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство. Метод наименьших квадратов позволяет получить оценки параметров максимальной точности, когда расстояния между точками с координатами x_i, y_i до линии регрессии (обозначим их Δ) являются величинами независимыми и распределенными по нормальному закону. Для этого случая удовлетворительным является условие

$$\sum_{i=1}^n \Delta_i^2 = \min. \quad (2.42)$$

Если же величины Δ_i распределяются не поциальному закону, а, например, по закону Лапласа, то оптимальным будет условие

$$\sum_{i=1}^n |\Delta_i| = \min. \quad (2.43)$$

Оценки, получаемые в результате минимизации суммы модулей, носят название оценок метода наименьших модулей или метода наименьших отклонений.

В ряде случаев исходная информация требует изучения связей нескольких переменных. Как известно, многомерные связи дают значительно более точные значения определяемых параметров, чем

парные. Приведем основные сведения из процедуры многомерной линейной корреляции. Пусть имеется m выборок (наблюдаемых величин) по n значений в каждой. Коэффициент корреляции между выборками X_1 и X_2 характеризует степень связанности этих величин и называется парным коэффициентом корреляции ρ_{12} . В общем виде

$$\rho_{ij} = \frac{\overline{x_i x_j} - \bar{x}_i \bar{x}_j}{\sigma_i \sigma_j}, \quad (2.44)$$

где

$$\overline{x_i x_j} = \frac{1}{n} \sum_{e=1}^n x_{ie} x_{je};$$

$$\bar{x}_i = \frac{1}{n} \sum_{e=1}^n x_{ie};$$

$$\sigma_{ie} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{e=1}^n (x_{ie} - \bar{x}_i)^2}.$$

Частный коэффициент корреляции $r_{12, 3, 4, \dots, m}$ характеризует корреляцию между двумя выборками величин X_1 и X_2 после устранения изменений, вызванных влиянием остальных величин X_3, \dots, X_m (при рассмотрении X_1 и X_2 совместно с остальными $m-2$ величинами):

$$r_{12, 3, 4, \dots, m} = \frac{p_{12}}{\sqrt{p_{11} p_{22}}}, \quad (2.45)$$

где p_{11}, p_{12}, p_{22} — алгебраические дополнения корреляционной матрицы

$$p = \begin{pmatrix} p_{11} p_{12} & \dots & p_{1m} \\ \dots & \dots \\ p_{m1} p_{m2} & \dots & p_{mn} \end{pmatrix}. \quad (2.46)$$

Сводный коэффициент корреляции $R_{1(2, 3, \dots, m)}$ характеризует корреляцию между величиной X_1 , с одной стороны, и всей совокупностью величин X_2, \dots, X_m , с другой:

$$R_{1(2, 3, \dots, m)} = \sqrt{1 - \frac{p}{p_{11}}}. \quad (2.47)$$

При $R_{1(2, 3, \dots, m)} = 1$ величина X_1 равна некоторой линейной комбинации величин X_2, \dots, X_m . При $R_{1(2, 3, \dots, m)} = 0$ X_1 не коррелировано ни с одним X_i ($i = 2, 3, \dots, m$).

Для получения наилучшей линейной оценки величины X_1 по остальным $m-1$ величинам служит уравнение гиперповерхности регрессии

$$x_1 \approx x_1^* = \beta_{12, 34, \dots, m} x_2 + \beta_{13, 24, \dots, m} x_3 + \dots + \beta_{1m, 23, \dots, m-1} x_m, \quad (2.48)$$

где $\beta_{12, 34, \dots, m}, \beta_{1m, 23, \dots, m-1}$ — коэффициенты регрессии, вычисляемые по формуле

$$\beta_{12}, \beta_{34}, \dots, \beta_{m} = -\frac{\sigma_1}{\sigma_2} \frac{p_{12}}{p_{22}}, \quad (2.49)$$

Коэффициенты корреляции характеризуют только линейную зависимость. Их значимость оценивается по критерию Стьюдента.

При анализе использован также алгоритм выбора оптимального уравнения нелинейной регрессии для многомерной корреляции (Гольдшmidt, Еремина, 1973). Предполагается, что аналитическая зависимость нелинейна:

$$x_{jm} = f_k(x_m, A) \quad (j=1, 2, \dots, m; \quad k=1, 2, \dots, p), \quad (2.50)$$

где $A = \{a_1, a_2, \dots, a_{2m+1}\}$ — коэффициенты уравнений.

Исследовались шесть видов уравнений связи

$$x_1 = S, \quad x_2 = e^S, \quad x_3 = \sqrt{S},$$

$$x_4 = \sin(S); \quad x_5 = \cos(S); \quad x_6 = \frac{1}{S}; \quad (2.51)$$

где

$$S = a_j + \sum_{j=2}^m a_j x_j + \sum_{j=2}^m a_{m+j} x_j^2. \quad (2.52)$$

Использование многомерного аппарата для исследования зависимостей между содержательными геолого-геофизическими параметрами с составлением соответствующих карт названо геологической интерполяцией (Аронов, 1972). Полученные на эталонных подпространствах статистические закономерности между искомым и другими параметрами распространяются с помощью интерполяции и экстраполяции на исследуемые подпространства (Каратеев, 1966, 1973).

Экстраполяционные возможности метода (прогнозирование по Г. И. Каратееву) ограничиваются необходимостью сохранения выявленных статистических закономерностей на всей прогнозируемой территории. Если же рассматривать задачу как чисто интерполяционную, основанную на зависимости искомого параметра от пространственных координат, то не всегда достаточно исходных данных для построения карт.

Выход из этого положения находится в объединении обоих подходов (Аронов, Водолазский, 1972) и построении комплексного прогнозно-интерполяционного полинома

$$Z' = Q'_m(P_1, P_2, \dots, P_m, x, y), \quad (2.53)$$

где P_j — геолого-геофизические параметры; $j = \overline{(1, m)}$; x, y — пространственные координаты.

Такой несколько искусственный прием позволяет существенно повысить точность составляемых карт прогнозируемых поверхностей.

С этой же целью применяются методы корреляционного разделения полей — алгоритм КОМР (Жданов, Шрайбман, 1973) и прогнозирования пространственного положения определенных по-

верхностей (Каратаев, 1966, 1973), основанные на корреляционно-регрессионном анализе и реализованные нами в модифицированном виде на ЭВМ ЕС-1020 (система программ «КРИП»).

Пусть по нескольким эталонным профилям на исследуемой территории известны глубины некоторой поверхности $H(x, y)$ и значения наблюденного поля $\Delta g(x, y)$, которое можно рассматривать как суммарное поле Δg_{Σ} . Это поле необходимо разделить на остаточную составляющую $\Delta g_{\text{ост}}$ и фон Δg_{Φ} .

$$\Delta g_{\Sigma} = \Delta g_{\text{ост}} + \Delta g_{\Phi}, \quad (2.54)$$

где под фоновой составляющей, представляемой в виде многочлена k -го порядка

$$\Delta g_{\Phi}(x, y) = \sum_{p=0}^k \lambda_p s x^p y^s, \quad (2.55)$$

при

$$k = A + B, \quad p = 0, \dots, A, \quad s = 0, \dots, B$$

понимается та его часть, после вычитания которой из Δg_{Σ} оставшаяся составляющая $\Delta g_{\text{ост}}$ соответствующего порядка ($\Delta g_{\text{ост}1}$, $\Delta g_{\text{ост}2}$ и т. д.) лучше всего связана с искомой поверхностью линейной зависимостью. Другими дополнительными условиями определения порядка фонового многочлена являются наименьший коэффициент корреляции между поверхностью и выделенным фоном — $\rho(\Delta g_{\Phi}, H)$, значения дисперсии остаточных составляющих поля — $D(\Delta g_{\text{ост}})$, ошибки приближения ε , линейного корреляционного отношения η и др. В первых вариантах алгоритма «КОМР» в качестве оптимальной степени фонового многочлена принималась такая степень, при которой достигался минимум дисперсии остаточной составляющей с учетом ее монотонного убывания. При последующих испытаниях алгоритма стало очевидным, что этот критерий является слишком жестким и в ряде случаев ограничивает применение метода. В качестве более эффективного критерия оптимальности выбора порядка фонового многочлена принят минимум коэффициента корреляции между фоном и изучаемой границей, который учтен в алгоритме «КРИП».

Выделенная указанным методом остаточная составляющая используется для прогнозирования исследуемой поверхности $H^{\text{пр}}$ на площади между эталонными профилями. Этапное пространство $P^{\text{з}}$ делится на два непересекающихся подпространства: $P^{\text{з}0}$, на котором строится оператор (набор операторов), и $P^{\text{з}k}$, на котором осуществляется его независимая проверка при заданной ошибке прогноза.

На $P^{\text{з}0}$ последовательным перебором функций $\Delta g_{\text{ост}}$, Δg_{Σ} (и возможно других) методом наименьших квадратов составляются парные уравнения

$$H^{\text{з}0} = a \Delta g^{\text{з}0}, \quad (2.56)$$

$$H^{\text{з}0} = b \Delta g^{\text{з}0}$$

и определяются ошибки приближения

$$\varepsilon^{(0)} = \sqrt{D(H)[1 - \rho^2(H, X)]}, \quad (2.57)$$

где ρ — коэффициент корреляции; X — функция.

На $P^{(k)}$ проверяются найденные операторы и определяется ошибка приближения $\varepsilon^{(k)}$. Вычисляется минимаксная оценка

$$\varepsilon_i^{(k)} = \min [\max(\varepsilon_i^{(0)}, \varepsilon_i^{(k)})]. \quad (2.58)$$

Член в оператор включается при соответствующем $\varepsilon_i^{(k)}$. Включение новых членов в оператор проводится до тех пор, пока $\varepsilon^{(k)} \leq \varepsilon^{(k+1)}$.

Оператор имеет следующий вид:

$$H^{np} = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + a_3 x^3. \quad (2.59)$$

С помощью полученного оператора вычисляется прогнозная глубина на эталоне и определяется ошибка прогнозирования

$$\varepsilon = \frac{\sum_{i=1}^N (H_i - H_i^{np})}{N} \quad (2.60)$$

и сравнивается с ε_0 .

При $\varepsilon(H, H^{np}) \leq \varepsilon_0$ определяется H^{np} на всем пространстве P .

Если же $\varepsilon(H, H^{np}) > \varepsilon_0$, то производится деление пространства по параметру Δg_{ost} на два и далее на четыре подпространства, в каждом из которых вычисляется свой оператор.

Деление пространства P производится по формуле

$$C = \frac{\Delta g_{ost}^{\max} - \Delta g_{ost}^{\min}}{2}. \quad (2.61)$$

При $\Delta g_{ost} < C$ получаем подпространство 1, при $\Delta g_{ost} > C$ — подпространство 2.

На рис. 8 приведены результаты испытания программы «КРИП» на модели. Модель представляет собой две непараллельные поверхности H_v и H_n (рис. 8, б), от каждой из которых по соответствующим программам решения прямых задач вычислено гравитационное поле. Разделению на фоновую (региональную) и остаточную составляющие подвергнуто суммарное поле модели Δg_u (рис. 8, а). Оптимальность разделения поля зависит от расположения эталонных профилей.

Разделение поля проводилось по профилям, показанным на рис. 8, в пунктиром, а на рис. 8, г — сплошными линиями. Эти примеры отличаются друг от друга тем, что в первом имеются экстраполяционные участки за пределами двух крайних профилей, во втором таких участков нет (эталонные точки этих профилей расположены на границах района) и решается только задача интерполяции. Наличие экстраполяционных участков, являющихся областями неустойчивого поведения фона (особенно высокого порядка), привело к неверному разделению поля и, следовательно, к невер-

ному построению верхней и нижней прогнозных поверхностей по программе «КРИП» (рис. 8, в).

Решение только интерполяционной задачи дает вполне удовлетворительные результаты (рис. 8, г). Параметры, характеризующие разделение поля и точность получения прогнозных поверхностей, приведены в табл. 3.

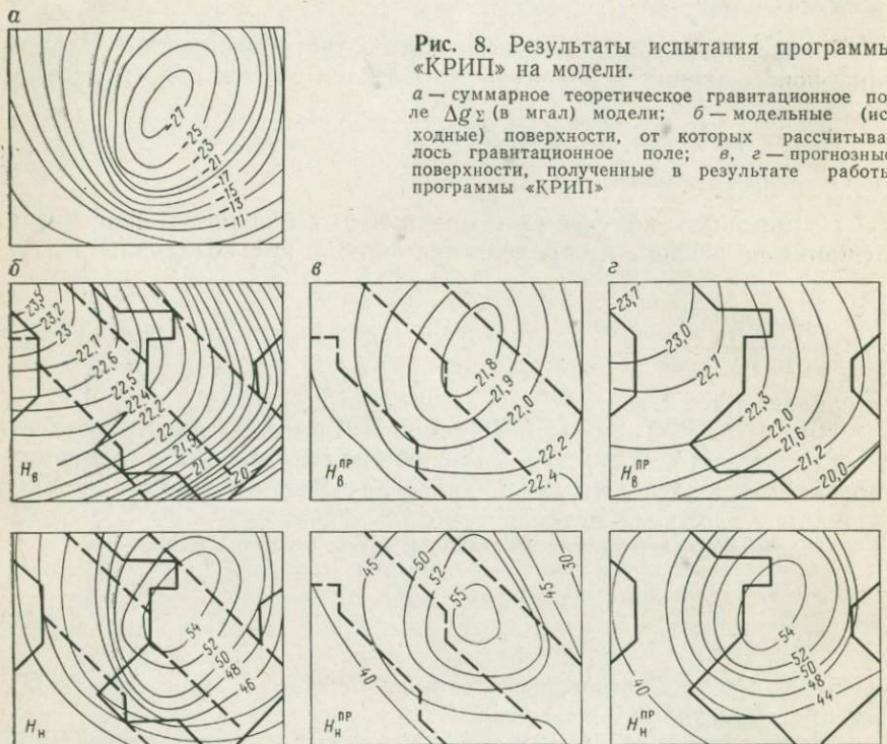


Рис. 8. Результаты испытания программы «КРИП» на модели.

a — суммарное теоретическое гравитационное поле Δg_z (в мгал) модели; *б* — модельные (исходные) поверхности, от которых рассчитывалось гравитационное поле; *в, г* — прогнозные поверхности, полученные в результате работы программы «КРИП»

Таблица 3

Параметр	Пример 1	Пример 2
$D(\Delta g_z)$	80,4	48,0
$D(\Delta g_{\text{ост}4})$	40,6	16,0
$p(\Delta g_{\text{ост}4}, H_B)$	-0,82	-0,98
$p(\Delta g_{\phi 4}, H_B)$	0,20	0,14
$\varepsilon_{\Delta g_{\text{ост}4}}$	$\pm 0,036$	$\pm 0,032$
ε_{H_B}	$\pm 0,86$	$\pm 0,032$
ε_{H_H}	$\pm 0,65$	$\pm 0,54$

На рис. 9 показан удовлетворительный пример сопоставления составляющих гравитационного поля, полученных по программе «КРИП» и вычисленных по программам решения прямых задач гравитационного и магнитного полей для модельного разреза, включающего, помимо гравитационноактивных поверхностей, также гравитационно и магнитоактивные локальные тела. Задача раз-

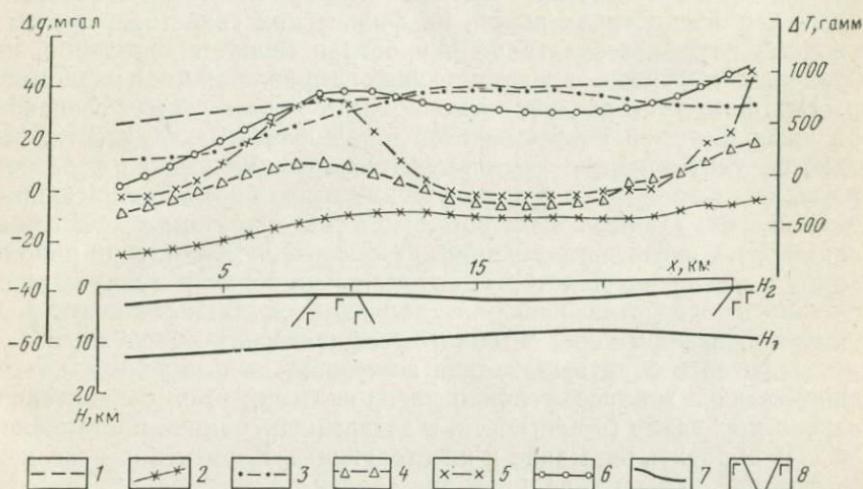


Рис. 9. Результаты работы программы «КРИП» в трехмерном пространстве.
 1 — Δg , вычисленное от поверхности H_1 по программе решения прямых задач; 2 — то же, от поверхности H_2 ; 3 — $\Delta g_{\text{ост}}$, выделенное из суммарного гравитационного поля по программе «КРИП» от поверхности H_1 ; 4 — то же, от поверхности H_2 ; 5 — поле ΔT , вычисленное по программе решения прямых задач от локальных тел; 6 — суммарное вычисленное поле $\Delta g \Sigma$, включая эффект от локальных тел; 7 — модельные поверхности H_1 и H_2 ; 8 — модельные гравитационноактивные и магнитоактивные локальные тела

деления решалась в трехмерном признаковом пространстве (в разделении участвовали три параметра: поверхность, гравитационное поле, магнитное поле).

Роль априорной информации

С одной стороны, обратная задача потенциальных полей неоднозначна — можно получить континуум решений. С другой стороны, при реально допустимом диапазоне изменения плотностей и глубин залегания аномальных объектов, при наличии дополнительной геолого-геофизической информации набор возможных решений значительно сокращается. Следовательно, большую роль при интерпретации геофизических данных играет априорная геологическая информация.

Исследователи, разрабатывающие новые методы количественной интерпретации, должны всегда иметь в виду факт практически

повсеместного наличия априорной геологической информации и ориентироваться на такие подходы, которые бы ее учитывали. Это намного упрощает, в частности, решение проблемы единственности обратных задач в потенциальных полях. Геофизик, интерпретирующий материал, всегда знает, в каких геологических регионах проводилась съемка — платформенных или складчатых, на какие в связи с этим ориентироваться границы — субвертикальные или субгоризонтальные, имеет сведения о литофацальных и формационных характеристиках пород, их физических свойствах, ориентировочных глубинах залеганий и пространственном положении интрузивных массивов, превалирующих направлениях зон разломов и др. Эти факты не следует игнорировать и тем самым создавать при интерпретации искусственные дополнительные трудности. Методы, не учитывающие априорную информацию, менее целесообразны, тем более, что и при допущении о наличии дополнительных геологических данных сложности при интерпретации еще очень велики. Учет известных сведений о геологическом строении района, наряду с введением некоторых специальных регуляризующих ограничений на свойства решения, являющихся также своего рода априорной информацией о геолого-геофизических объектах, позволяет перевести обратные задачи потенциальных полей из класса некорректных в класс условно некорректных, т. е. сравнительно разрешимых задач (в частности, в детерминированной постановке). Следует обратить внимание и на следующее. Корректная постановка обратной задачи гравиразведки связана с требованием получения решения (параметров модели) с теми подробностями, которые обеспечены информацией, заключенной в гравитационном поле и априорных данных о модели (принцип информационной корректности). Во многих случаях это требование нарушается и результат представляется в виде, который в большей мере соответствует желаемому решению, чем априорной геолого-геофизической информации.

При интерпретации геофизических данных важную роль наряду с априорной геологической информацией играет и принятая в качестве рабочей геологическая гипотеза истории развития и становления региона. Действительно, если в качестве рабочей принята фиксистская гипотеза с превалирующими вертикальными движениями, следовательно, с предположением о субгоризонтальной региональной расслоенности земной коры и верхней мантии, рассеченной системой крутопадающих глубинных разломов длительного развития, в том числе контролирующих пояса гипербазитов (ультрамафитов) и т. д., то при интерпретации геофизических материалов эти региональные границы и разломы следует искать, так как их предполагает принятая модель. Если же признаются верными концепции тектоники плит и, следовательно, отсутствие регионально выдержаных внутрикоровых резких сейсмических границ, за исключением кровли фундамента и поверхности Мохоровичча, наличие крутопадающих разломов только в ограничениях орогенных и посторогенных структур, то именно на эти характеристики при

интерпретации геофизических данных и следует ориентироваться.

Неоднозначность решения обратной задачи геофизики в указанных предположительных ситуациях также безусловно сужится. Несомненно здесь имеется и другая опасность, которую не смогли избежать многие интерпретаторы — приспособление результатов интерпретации к некоторой стройной геологической гипотезе. Однако эта опасность менее коварна, так как игнорирование априорных геологических гипотез, а тем более вообще априорной геологической информации (ради объективности интерпретации геофизических данных) чревато более серьезными ошибками. Следует полагать, что на практике все же учитывают и геологическую информацию и в меру объективно анализируют геофизические данные.

Таким образом, акцент на геологическую сторону проблемы моделирования безусловно имеет не меньшее значение, чем оптимизация формального аппарата. По-видимому, ясно, что когда речь идет об априорной геологической информации, то имеются в виду не только собственно геологические данные, но и те дополнительные сведения, которые дают другие геофизические методы.

Заметим, что ни один из рассмотренных выше методов решения прямых и обратных задач не является универсальным, а применим только при выполнении определенных теоретических и практических условий.

Построение первого приближения модели

Составление первого гипотетического приближения геолого-геофизической модели, являющееся наряду с интерпретируемым полем и формально-математическим аппаратом, основой количественного анализа, относится к наиболее ответственным по своим последствиям этапам процесса интерпретации комплекса геолого-геофизических данных. При составлении первого приближения модели для количественной интерпретации гравитационного поля учитываются известные фактические геологические данные, откорректированные на качественном уровне по этому полю, а также результаты интерпретации других геофизических методов, принимаемых в качестве реперных, опорных (сейсморазведка, глубинная электроразведка) или второстепенных (магниторазведка, частично термометрия). Следует заметить, что методы, являющиеся основными в одних конкретных условиях, могут быть второстепенными в других условиях, и наоборот.

Сейсмические данные дают возможность использовать пространственное положение и морфологию некоторых преломляющих поверхностей, отражающих площадок, границ обмена в земной коре и верхней мантии, положение и элементы залегания глубинных разломов, поведение скоростных характеристик и их аномалий (в частности, инверсии скоростей, изменение градиентов нарастания скоростей и др.). Аналогичные сведения, но с учетом электроразведочных характеристик дает электроразведка. Магниторазвед-

дочные методы позволяют наметить контуры объектов (в частности, плутоно-магматических тел), отличающихся от вмещающей среды по магнитным свойствам, трассировать по ряду отмеченных выше признаков зоны разломов, использовать распределение магнитных свойств и др.

Термометрические данные используются не только для оценки пространственного положения аномальных зон, но и на процессуально-хронологическом уровне с целью выбора и обоснования той или иной геологической гипотезы. В определенной мере последнему способствуют все геофизические методы и особенно фактические геологические материалы, привлекаемые для построения первоначальных геолого-геофизических моделей на формационном уровне с учетом литолого- и петрофизических параметров тех или иных геологических комплексов. При этом анализируются сведения по стратиграфии, литологии, вулкано-плутоническому магматизму, пликативной и разрывной тектонике, метаморфизму, геоморфологии, неотектонике и др.

Полученные таким образом гипотетические геолого-геофизические модели (разрезы) положены в основу выделения из гравитационного поля региональной составляющей методом геологического редуктирования, который является одним из первых этапов решения обратной задачи геофизики методом подбора. На современном этапе осуществляется подбор поля в целом, интерпретация же локальных аномалий проводится только в том случае, когда эта аномалия может быть однозначно выделена из суммарного поля. При подборе полного поля используются результаты предварительного формально-содержательного районирования территории по комплексу геолого-геофизических параметров, в результате которого выделяются тяжелые и легкие блоки земной коры, зоны разуплотнения верхней мантии, районы специфического тектонического режима.

При наличии необходимых материалов интерпретация данных комплекса геофизических методов ведется в комплексном итерационном режиме (по всем методам).

Глава 3

ФОРМАЛЬНАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ МНОГОМЕРНОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И ПРИМЕНЯЕМЫЙ МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АППАРАТ

Широкое применение в геологии, как и в других естественных науках, принципов индукции (от частного к общему) и аналогии (по сходству частных свойств) позволяет поставить задачу интерпретации комплекса геолого-геофизических материалов как задачу распознавания образов. Общая схема распознавания образов может быть применена к различным конкретным геологическим задачам. Одна из таких задач известна под названием глубинно-геофи-

зического районирования (Гольдшмидт, 1975). Под глубинно-геофизическим районированием понимается разделение района исследований на крупные участки земной коры (геоблоки), значимо отличающиеся друг от друга по комплексу глубинных и геофизических признаков.

Полагаем, что определенному набору глубинных и геофизических параметров соответствует определенная геотектоническая и металлогеническая обстановка; изменение глубинных и геофизических параметров связано с изменением этой обстановки; геоблоки с близкими глубинными и геофизическими параметрами характеризуются идентичными геотектоническими элементами (возраст завершающей или главной складчатости, тип развития структур, магматизм) и металлогенией.

Анализ материалов для решения указанной задачи включает два этапа: 1) выбор системы информативных признаков; 2) собственно районирование, классификация и диагноз (распознавание образов).

Формальный анализ признакового пространства

Эффективность использования алгоритмов распознавания образов для решения поставленных задач зависит от исходного множества объектов изучения, способа его описания, материала обучения и вида алгоритма. Формирование пространства признаков включает два подэтапа: 1) создание системы первичных признаков; 2) преобразование и выбор наиболее информативных признаков.

Отбор геолого-геофизической информации, в связи с отсутствием достаточно разработанных моделей геологических процессов, является этапом неалгоритмизируемым. Формальных правил для выбора признаков не существует и априори трудно назвать тот набор признаков, который можно считать полным. Чаще всего собирается вся доступная для изучения содержательная информация и формируется заведомо избыточная система признаков. Отчетливая граница между полной и избыточной системами признаков не существует.

Минимизация избыточной системы на основании определения ее информативности и выбор наиболее информативной подсистемы признаков являются важнейшей проблемой. Уменьшение размерности признакового пространства ведет к снижению стоимости получения исходной информации, из которой формируются признаки, к уменьшению необходимого машинного времени для их обработки. С увеличением размерности пространства при ограниченном числе объектов (что имеет место в практических задачах) возрастает ошибка распознавания образов, особенно при использовании алгоритмов, основанных на теории статистических решений. Насколько осложняется задача распознавания при увеличении размерности признакового пространства, можно видеть на следующем примере:

при числе признаков $m=1$ число возможных сочетаний 2^m равно 2, а при $m=20$ число таких сочетаний достигает 1 048 576. Исходя из указанных предпосылок Н. Г. Загоруйко был введен так называемый критерий информационной эффективности

$$Q = J/\gamma, \quad (3.1)$$

где J — полезный вклад, вносимый признаком при распознавании; γ — затраты на получение признака.

Существующие алгоритмы определения информативности признаков и их сочетаний, дающие оптимальные решения задачи минимизации, либо требуют выполнения весьма жестких условий, ограничивающих исследуемые совокупности, либо настолько трудоемки, что практически не реализуемы. Эти алгоритмы можно разделить на две группы: 1) непосредственное выделение наиболее информативной подсистемы из заданной системы признаков; 2) выделение наиболее информативной подсистемы путем вычисления информативности каждого признака.

В первой группе можно выделить алгоритмы, в которых исходная система из m признаков сводится к наиболее информативной подсистеме из k признаков, где $k < m$, и алгоритмы, в которых определяются системы наиболее информативных подсистем небольшой размерности. Каждая подгруппа, в свою очередь, делится на пары. Первая подгруппа включает процедуры минимизации набора признаков, обеспечивающие надежную классификацию объектов, и процедуры поиска наиболее информативной подсистемы, размерность которой меньше исходной системы. Вторая подгруппа включает алгоритмы поиска наиболее информативных подпространств и алгоритмы формирования операторов, отображающих исходную систему в полезное признаковое пространство.

Вторая группа также делится на две подгруппы, обусловленные зависимостью или независимостью признаков. Проверку гипотезы о зависимости признаков в случае их произвольного распределения можно проводить по алгоритмам, использующим характеристические функции и критерии сопряженности (Гольдшмидт, Непомнящих, 1972).

Для независимости двух случайных величин X и Y необходимо и достаточно выполнение следующего равенства:

$$F(X, Y) = F(X)F(Y), \quad (3.2)$$

где $F(X)$ и $F(Y)$ — характеристические функции случайных величин X и Y , $F(X, Y)$ — совместная характеристическая функция величин X и Y .

Характеристические функции записываются в следующем виде:

$$\left. \begin{aligned} F(X) &= \exp \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\zeta(x)_m}{m!} (it)^m, \\ F(Y) &= \exp \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\zeta(y)_m}{m!} (it)^m, \end{aligned} \right\} \quad (3.3)$$

$$F(X, Y) = \exp \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\kappa_m(x, y)}{m!} (it)^m, \quad (3.4)$$

где t — любое вещественное число; κ_m — семиинварианты (кумулянты) m -го порядка.

Если ограничиться центральным моментом пятого порядка, то независимость двух случайных величин можно проверить по формуле

$$\{[\operatorname{Re}(\kappa_5^{(x, y)}) - \operatorname{Re}(\kappa_5^{(x)}\kappa_5^{(y)})]^2 - [\operatorname{Im}(\kappa_5^{(x, y)}) - \operatorname{Im}(\kappa_5^{(x)}\kappa_5^{(y)})]^2\}^{1/2} \leq \varepsilon. \quad (3.5)$$

Для исследования сопряженности (степени связи) полуколичественных и качественных признаков используется критерий χ^2 , вычисленный по формуле

$$\chi^2 = \sum_{s=1}^n \sum_{r=1}^n \frac{h_{rs} - \frac{h_{r0}h_{0s}}{n}}{\frac{h_{r0}h_{0s}}{n}} \quad (3.6)$$

где h_{rs} — частота совместного появления признаков X, Y ; h_{r0} — суммарная частота появления X_i с $Y_1, Y_2 \dots Y_j$; h_{0s} — суммарная частота появления Y_i с $X_1, X_2 \dots X_j$; n — объем совокупности.

Степень связи оценивается формулой

$$0 < \frac{\chi^2}{n(g-1)} < 1, \quad (3.7)$$

где g — меньшее значение числа классов для признаков X и Y .

Выбор информативных сочетаний в системе статистически независимых признаков сводится к упорядочению (ранжированию) признаков по некоторой мере и образованию информативной подсистемы из тех расположенных впереди признаков, которые обеспечивают заданную ошибку распознавания. Мерой информативности служат: 1) ошибки распознавания образов для каждого класса; 2) энтропия распределения плотности вероятности классов; 3) информативная мера Кульбака — риск распознавания по вычисленной матрице ошибок и заданной матрице стоимости ошибок; 4) величина области пересечения классов по каждому признаку (с уменьшением области пересечения увеличиваются делящие свойства признака); 5) величина дисперсии внутри классов (информационность признака обратно пропорциональна дисперсии) и т. д. Для выбора подсистемы информативных признаков в описываемом случае может также использоваться алгоритм байесовского решения.

Сложнее обстоит дело со статистически зависимыми признаками. В этом случае используются выбор информативной комбинации признаков относительно ковариационных матриц и полной комбинации признаков, информативной относительно разности между двумя неизвестными многомерными средними (Родионов, 1968), а также обобщенное расстояние между двумя статистическими совокупностями. Могут быть применены и другие алгоритмы.

В. М. Николенко, проанализировав несколько способов минимизации системы статистически зависимых нормально распределенных признаков, предложил формировать информативную подсистему за счет наиболее информативных признаков из каждой группы, объединенной по наилучшей корреляции, с последовательной проверкой ошибки классификации.

Для уменьшения размерности признакового пространства, сведению исходной системы признаков к системе независимых линейных комбинаций и выделению из нее наиболее информативной подсистемы нами используется метод главных компонент (Гольдшмидт, Непомнящих, 1972). Метод основан на таком линейном преобразовании m наблюдаемых переменных X_1, X_2, \dots, X_m , при котором получается m некоррелируемых переменных Y_1, Y_2, \dots, Y_m . Метод главных компонент по существу сводится к расчленению ковариационной или корреляционной матрицы на совокупность ортогональных векторов, которые соответствуют собственным векторам и собственным значениям этих матриц. Собственные значения вычисляются в порядке убывания их величины и несколько k первых компонент ($k < m$) могут выделить большую часть суммарной дисперсии переменных. Преобразование исходных признаков X в новые переменные Y удовлетворяет равенствам

$$Y = U'X, \quad X = UY, \quad (3.8)$$

где U — ортогональная матрица; U' — транспонированная матрица U .

Из существующих прямых и итерационных методов определения собственных значений матриц и собственных векторов нами выбран простейший итерационный метод, предложенный Х. Хотелингом, который заключается в следующем:

$$U_j = \Sigma V_{j-1}, \quad (3.9)$$

где U_j — является приближением собственного вектора; ΣV_{j-1} — ковариационная матрица X_m .

В большинстве практических задач используемые для распознавания признаки не являются независимыми и нормально распределенными. В этих случаях трудно предложить оптимальный алгоритм построения подсистемы информативных признаков. Однако используется ряд подходов, не претендующих на оптимальность, но удовлетворительно решающих задачу выбора такой подсистемы.

Один из таких подходов, предложенный Т. Мериллом и Д. Грином, в модернизированном виде используется в алгоритме «Порог» (Гольдшмидт, 1968, 1971₂). Ю. Л. Барабаш предложил алгоритм, близкий по смыслу к указанному, но с противоположной процедурой поиска подсистемы. В алгоритмах, предложенных А. И. Дмитриевым, Ю. А. Журавлевым и Ф. П. Крендлевым для определения информативности признаков, используются тупиковые тесты и теторы. Наиболее оптимальным для решаемой задачи считается эвристический алгоритм Г. С. Лбова, известный под названием мето-

да случайного поиска с адаптацией (СПА), использующий процедуру «поощрения и наказания».

Для приближенного определения характера распределения вероятностей каждого параметра, который необходимо знать с целью выбора оптимального алгоритма формирования пространства признаков, использовался удобный, особенно в условиях малых выборок, метод проверки гипотезы о соответствии модели и эмпирических данных с помощью оценок асимметрии и эксцесса.

С целью проверки нулевой гипотезы H_0 :

$$P(l \leq X) = n(X; l, \sigma^2) \quad (3.10)$$

при множестве конкурирующих гипотез H_1 :

$$P(l \leq X) \neq n(X; l, \sigma^2) \quad (3.11)$$

вычислялись соответствующие оценки: математического ожидания i -го параметра, дисперсии, асимметрии, эксцесса, среднего квадратического отклонения. Стандартные отклонения оценок асимметрии A и эксцесса E определялись по приближенным формулам

$$\sigma_{A_i} = \sqrt{\frac{\sigma}{n}}, \quad \sigma_{E_i} = \sqrt{\frac{24}{n}}. \quad (3.12)$$

Нулевая гипотеза отвергается, если хотя бы одно из отношений окажется > 3 , т. е.

$$\left| \frac{A_i}{\sigma_{A_i}} \right| > 3 \quad \text{или} \quad \left| \frac{E_i}{\sigma_{E_i}} \right| > 3. \quad (3.13)$$

При отклонении нулевой гипотезы принимался логнормальный закон распределения.

Более точная оценка нормальности распределения производилась по критерию χ^2 :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(v_i - nP_i)^2}{nP_i}, \quad (3.14)$$

где k — число интервалов, на которые разбивается диапазон изменения признаков $\{l\}$; $n=k-3$ — число степеней свободы; v_i — частота попадания определенных значений признака в i -й интервал; P_i — вероятность попадания в i -й интервал определенного значения признака, распределенного по нормальному закону.

$$P(C'_i < l < C'_{i+1}) = \frac{1}{2} \left[\Phi_0 \left(\frac{C'_{i+1} - l}{\sigma \sqrt{2}} \right) - \Phi_0 \left(\frac{C'_i - l}{\sigma \sqrt{2}} \right) \right]. \quad (3.15)$$

Здесь Φ_0 — функция Лапласа; C_i, C_{i+1} — границы интервалов.

Для определения нормальности распределения вычисленное значение сравнивается с табличным χ_q^2 , для обычно употребляемых на практике трех уровней значимости: $q=0.05$, $q=0.01$, $q=0.001$.

К формированию признакового пространства относится кодирование признаков для ввода в ЭВМ. Признаки принято делить на метрические (непрерывные), дискретные и альтернативные или логические. Если программа распознавания основана на использова-

ния метрических признаков, то в машину вводится непосредственно измеряемая (или нормированная) величина, и вопрос о кодировании снимается. В случае использования программ, работающих с двоичной информацией (1 — да, 0 — нет), необходимо метрические параметры перевести в двоичный вид путем разделения диапазона изменения параметра на ряд градаций. Нами (Гольдшмидт, Непомнящих, 1972) предложен алгоритм оптимального разбиения количественных признаков на градации, в котором мерой информативности разбиения служит выражение

$$H = \frac{1}{nm} \sum_{j=1}^n \sum_{Q=1}^{C_m^2} \varphi_j(Q), \quad (3.16)$$

где

$$\varphi_j(Q) = \varphi_j(s, q) = \left| \ln \frac{P_s}{P_q} \right|; \quad (3.17)$$

C_m^2 — сочетание из m по 2; n — число градаций; m — число классов; $P_{ij}(i=s, q)$ — частость появления объектов i -го класса в j -й градации.

Формальная постановка задач районирования, классификации и диагноза

Известны дискуссии сторонников и противников проведения аналогии между районированием и классификацией. В. Бунге (1967), Д. Григ (1971), Б. Б. Родоман (1966) и другие исследователи полагают, что процедуры классификации и районирования полностью аналогичны. В последнее время утверждается, что районирование не является классифицированием (Воронин, Козлова, 1972) или что классификация (классифицирование) является частным случаем районирования (Бердун, Воронин, 1975). Наличие или отсутствие аналогии между рассматриваемыми понятиями, по-видимому, связано с исходными условиями и предпосылками, что видно из следующего.

Пусть в n точках $t \in T$, расположенных на дневной поверхности по равномерной или неравномерной сети (в общем случае каждой точке приведен в соответствие вектор координат \vec{r} в геологическом пространстве x, y, z), измерены или вычислены вещественные геолого-геофизические признаки, т. е. каждой точке t геологического пространства (или дискретного множества) T соответствует m -мерный вектор вещественных признаков, компоненты которого $X_j(j=1, m)$ представляют собой числовые характеристики соответствующих признаков. В их число входят наблюденные или измеренные геофизические и геологические признаки в физическом выражении (магмы, гаммы, км и т. д.), а также их некоторые статистические, детерминированные и альтернативные характеристики. При этом следует иметь в виду, что анализируется не динамическая ситуация, требующая вследствие стохастического характера

геологических явлений применения теории вероятностей, а статическая система, существующая на момент исследований. В ней можно ограничиться статистическими методами (которые в данном случае не отождествляются с вероятностными), не всегда требующими введения представлений о случайных величинах (Абрамович, Груза, 1972).

Задача районирования или распознавания образов при наличии указанного выше материала сводится к следующему: 1) разделению неоднородных участков (групп точек), описанных набором параметров, на однородные классы, характеризующиеся определенными значениями этих параметров, и приданье каждому классу конкретного геологического смысла по аналогии с известными объектами, попавшими в этот класс; 2) сопоставлению соответствующих материалов на закрытых и хорошо изученных открытых территориях и поиску оценки аналогии. Задачи районирования, классификации и диагноза формулируются различными исследователями по-разному. Однако до настоящего времени нет четкого разделения задач распознавания образов и алгоритмов их решения, неясно, в каких задачах какой алгоритм предпочтительнее. Разработанные к настоящему времени алгоритмы распознавания образов в зависимости от полноты исходных данных могут быть разделены на алгоритмы распознавания с учителем, когда в обучающей выборке известны классы, и без учителя (автоматическая классификация, таксономия), когда классы неизвестны.

В зависимости от постановки задачи эти алгоритмы можно разделить на две группы: статистические и эвристические. К первым относятся алгоритмы, основанные на теории статистических решений. Корректное использование теории статистических решений связано с трудностями, обусловленными тем, что вероятностно-статистическая основа этих алгоритмов в большинстве случаев требует независимости признаков, справедливости нормального закона их распределения или наличия сведений о виде функции распределения, достаточного объема выборки, соответствия размерности признакового пространства и объема обучающей выборки и др. Иногда также трудно показать, что статистические критерии принятия решения отвечают существу конкретных задач (Вентцель, 1969), в том числе и задач геологических. Эвристические алгоритмы, не имеющие строгого математического обоснования, используют теоретико-множественный и логико-математический подход.

Эвристические алгоритмы, применяемые в задачах распознавания образов с учителем, соответствуют интуитивному уровню постановки задачи и направлены на поиски кратчайших путей ее решения. Область применения этих алгоритмов, а также оптимальность и надежность распознавания не всегда устанавливаются.

Исходя из современного опыта применения метода распознавания образов, следует отметить, что его эффективность зависит от особенности использования схемы распознавания в данной задаче, а не от индивидуальных особенностей алгоритма, реализующего конкретную схему распознавания.

При прочих равных условиях предпочтение имеют те алгоритмы, которые разделяют классы с помощью простейших правил. В этом случае гипотеза о разделении классов будет наиболее правдоподобной. Поскольку разделение классов основано на предположении об их компактности в пространстве признаков, то имеют преимущества те алгоритмы, в которых классы приводятся к компактному виду.

При работе с алгоритмами распознавания образов, как правило, делаются предположения либо о характере распределения генеральной совокупности, либо о структуре множества объектов, либо о типе допустимых правил принятия решений. Использование этих гипотез обеспечивает единственность решения задачи и определяет его качество (Теосев, 1974).

Рассмотрим постановку задачи распознавания образов без учителя. Такие задачи можно решать с использованием нескольких подходов.

1. Функция, ставящая в соответствие каждой $t \in T$ одно из возможных значений X_t , является реализацией некоторой составной случайной функции. В этом случае задача разделяется на две подзадачи: разграничение геологического пространства T — выделение в его пределах подпространств $T_s (s=1, k, k — порядок разбиения)$, в пределах которых распределение величины X_t описывается моделью одного из элементарных типов случайных функций с постоянными параметрами (при этом $\bigcup_{s=1}^k T_s = T$, $T_{s_1} \cap T_{s_2} = \emptyset$, $s_1, s_2 \in S$); классификация выделенных подпространств — в общем случае задача распознавания случайных функций. В некоторых частных случаях, когда можно показать, что распределение X_t в пределах всех подпространств согласуется с моделью стационарной случайной функции или же скачки в систематической компоненте на границах подпространств значимо превышают тренд в их пределах, эта задача сводится к распознаванию образов (Беляшов, 1970, 1972; Гольдшмидт, 1970).

Вероятностный подход для решения задач разграничения геологического пространства на основе теории статистических решений предложен Д. А. Родионовым (1968). Нами разработаны соответствующие этому подходу, но несколько модифицированные, алгоритмы и программы (Гольдшмидт, Ветренников, 1971₁₋₃). С некоторыми ограничениями (Беляшов, 1970, 1972) они могут быть использованы для районирования геофизических полей, зафиксированных на линии (линейно-упорядоченное множество) и плоскости.

Задачу площадного районирования можно сформулировать следующим образом: а) проверка гипотезы об однородности совокупности точек (района), охарактеризованных любым числом признаков (на профиле и на плоскости); б) проведение границ для разграничения неоднородной совокупности точек, охарактеризованных многими признаками, на однородные участки; в) устранение лож-

ных разграничений; г) проверка гипотезы об однородности совокупности однородных участков.

2. Задача сводится к разделению исследуемого множества в m -мерном признаковом пространстве на группы (классы) эквивалентных векторов (объектов). Разделение m -мерного множества на k непустых классов T_s ($s=1, k, 1 < k < n$) можно считать обоснованным, если расстояние между двумя векторами внутри группы меньше минимального расстояния между любыми парами, составленными из векторов разных классов. В этом же плане можно говорить и об объединении точек в группы.

Эта постановка задачи основана на классификации объектов в многомерном признаковом пространстве без предварительного обучения на эталонных выборках. Предъявленные для классификации объекты не содержат никакой информации об их принадлежности к каким-либо классам. Введем некое метрическое пространство и отождествим каждый объект с точкой этого пространства. Под более похожими будем понимать те объекты, для которых соответствующие им точки будут ближе. Таким образом, класс похожих объектов создает так называемое «компактное» множество (облако) точек в изучаемом признаковом пространстве. Детерминистская постановка задачи распознавания образов без учителя реализована в алгоритмах и программах автоматической классификации (Дорофеюк, 1966; Бугаец, Мацак, Дворниченко, 1968; Боннер, 1969; Гольдшмидт, Ветренников, 1971).

Разумно полагать, что если соседние точки, расположенные на местности равномерно (т. е. не подчиняющиеся пространственным закономерностям), группируются по комплексу изученных свойств в вещественном (признаковом) пространстве, то они могут быть отделены от других точек некоторой границей в геологическом пространстве. Ценность такого районирования — классификации определяется возможностями объяснения различий групп точек по комплексу признаков, а построение границ между ними в геологическом пространстве уточняется учетом пространственных координат.

Б. П. Ватлиным и Т. Л. Захаровой (1974) предложен алгоритм районирования нескольких геофизических полей одновременно, отличительной особенностью которого является учет пространственных координат при построении границ классов (районов), в явном виде. Рассматриваемый способ классификации в m -мерном признаковом пространстве удовлетворяет критерию близости точек к центру класса, но не удовлетворяет критерию удаленности классов друг от друга. Использование в качестве $m+1$ признака координат точек со средним весом приводит к тому, что близость классов друг к другу в $m+1$ -мерном пространстве признаков означает уже естественную близость в геологическом пространстве (рис. 10). Результат классификации зависит также от ее пути. Эту зависимость в некоторой степени можно компенсировать введением весов признаков по определенным формулам.

Правомерность, а следовательно, и точность проведения границы районов при многомерном районировании являются вопросами весьма проблематичными. Проведение границы по нескольким признакам обосновано лишь тогда, когда изменения этих признаков

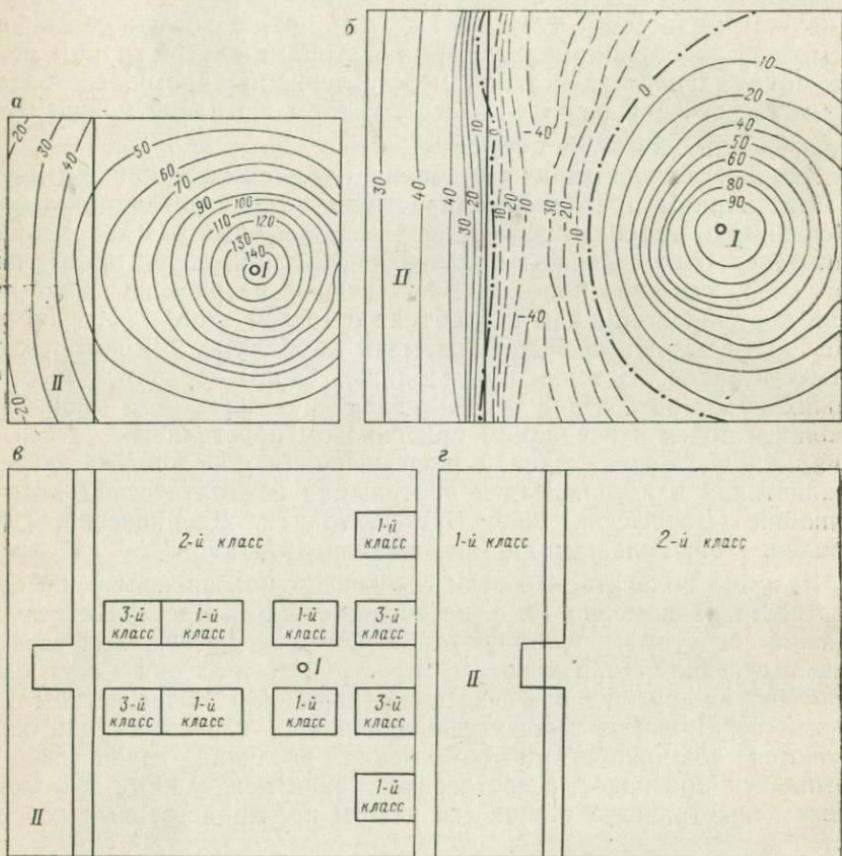


Рис. 10. Районирование гравитационного и магнитного полей на моделях (по Б. П. Ватлину).

а — суммарное гравитационное поле (в мгаль) от шара (*I*) и цилиндра (*II*); б — магнитное поле (в гамма) от шара (*I*) и цилиндра (*II*); в — предварительное районирование (без учета пространственной координаты); г — окончательное районирование

территориально совпадают. В противном случае выделяются только ядра, где все признаки согласуются. Между ядрами располагаются промежуточные территории, которые трудно отнести к конкретному району, и, следовательно, нарушаются условие

$$\bigcup_{s=1}^k T_s = T, \quad T_{s_1} \cap T_{s_2} = \emptyset, \quad s_1, s_2 \in S_i.$$

В геологических построениях рассмотренная ситуация встречается довольно часто и поэтому здесь должен использоваться подход,

учитывающий наличие переходных объектов или промежуточных территорий. При использовании статистических методов проведение границ обосновывается проверкой статистических гипотез об однородности геологического пространства при определенных уровнях значимости, а при использовании эвристических алгоритмов — эмпирически определяемым порогом.

С этой же целью используется уже рассмотренный выше метод главных компонент, который позволяет свернуть информацию в некоторые ортогональные линейные комбинации. Их использование дает возможность провести границу по меньшему числу статистически значимых критериев. Задача значительно упрощается, если полученные компоненты свести к одномерной величине по методике построения комплексного признака (В. И. Гольдшмидт).

Следует подчеркнуть особую важность использования алгоритмов распознавания без учителя. Во-первых, это возможность классификации при недостаточной представительности или отсутствии эталонного множества, во-вторых, — выделение групп объектов или площадей, определяющих новый тип объектов, не зафиксированный ранее.

Теперь рассмотрим поставленную задачу как задачу распознавания образов с учителем. В настоящее время известен ряд частных алгоритмов решения задач распознавания образов с учителем. Распознавание в данной постановке сводится к отысканию участков в геологическом пространстве, в пределах которых ситуация, описанная многомерным вектором, близка к ситуации на эталонных участках.

В задаче распознавания образов с учителем выделяются четыре последовательных этапа: а) выбор исходного множества объектов изучения (особенно материала обучения) и способа его описания (рецепторный блок); б) формальное и содержательное преобразование признакового пространства (блок формирования); в) выбор решающего правила и классификация объектов по информативному набору признаков (блок распознавания); г) формальная и содержательная оценка полученных результатов (блок контроля).

Важным условием успешного применения алгоритмов распознавания образов с учителем является объективность эталонного материала. Необходимо, чтобы принадлежность эталонного объекта к соответствующему классу (образу) определялась на основании объективных данных с использованием соответствующих алгоритмов классификации. В настоящее время нет эффективных средств проверки представительности материала обучения. Определенное влияние на результат распознавания образов оказывает число эталонов в материале обучения и количество различаемых альтернатив.

Задача распознавания образов с учителем в зависимости от априорных данных имеет две принципиально различные постановки (Теосев, 1974): детерминистскую постановку, когда подмножества точек выборочного пространства, соответствующие разным образам, не пересекаются, и вероятностную постановку, когда подмно-

жества точек могут пересекаться, т. е. каждый объект принадлежит данному образу с некоторой априори неизвестной вероятностью. Этим двум постановкам соответствуют детерминистские и вероятностные (статистические) методы классификации.

В наших исследованиях в основном используются эвристические детерминистские алгоритмы «Комплекс» (Гольдшмидт, 1968), «Порог» (Гольдшмидт, 1972), «Образ-3» (Ломтадзе, 1967), «Тупиковые тесты и тесторы» (Дмитриев, Журавлев, Кренделев, 1968; Гольдшмидт, Ветренников, 1971), «Голотип» (Воронин, Еганов, 1968) и некоторые другие алгоритмы.

В качестве метрики в этих алгоритмах используются хэмминговы и евклидовы расстояния раздельно или совместно, либо непосредственно, либо входящие в потенциальную функцию (Айзерман, Браверман, Розоноэр, 1970). Область их наиболее эффективного применения — линейно разделимые классы. Известны две постановки задачи распознавания с учителем: 1) число классов в материале обучения больше одного и задача сводится к отнесению интерпретируемого (экзаменуемого) объекта к одному из классов; 2) в материале обучения один класс и ставится задача определения принадлежности или близости неизвестного объекта к этому классу.

Формально первая постановка задачи выглядит следующим образом. Известны выборки A_1, A_2, \dots, A_k объемом n_1, n_2, \dots, n_p . Каждый объект в этих выборках описан m -мерным вектором. Неизвестный объект a_x , априори принадлежащий изучаемой совокупности и описанный аналогичным набором признаков, должен быть отнесен к одному из классов совокупностей $A_1^*, A_2^*, \dots, A_k^*$. Для этого по эталонному материалу должно быть построено решающее правило.

Во второй постановке задачи решающее правило строится по эталонам одного класса («Голотип», «Тупиковые тесты», «Порог»).

Результаты классификации, полученные с помощью алгоритмов распознавания, в настоящее время оценивают либо по числу ошибок на экзамене, либо по характеру используемого решающего правила. Обе эти оценки не являются удовлетворительными или оптимальными: первая — в связи с тем, что материал экзамена подбирается случайно и контролироваться не может, а вторая — в силу ее неформализованности.

Независимо от рассмотренных подходов к задачам районирования оно, как и любое обобщение, отвлекает нас от различий внутри класса, предполагая его внутренне однородным. Это значит, что мы теряем часть информации, проигрываем в конкретности, но выигрываем в наглядности, способствуя усвоению самого существенного (Родоман, 1966).

Алгоритмы районирования, классификации и диагноза

Формальная постановка задачи обусловила применение алгоритмов (Родионов, 1968; Дорофеюк, 1966; Гольдшмидт, 1972, 1973; Ломтадзе, 1967; Боннер, 1969; Дмитриев, Журавлев, Кренделев,

1968), осуществляющих: а) разделение неоднородных линейно-упорядоченных множеств точек (на профилях), описанных m -мерными векторами, на однородные группы точек с последующим их объединением в однородные множества по площади, для районирования геофизических полей и других поверхностных признаков; б) автоматическую классификацию множества m -мерных векторов на группы, состоящие из наиболее похожих точек, для определения компактных подмножеств в глубинно-геофизическом признаковом пространстве, соответствующие группам участков (точек) на местности с близкими глубинно-геофизическими характеристиками; в) вычисление комплексного (суммарного) признака по главным компонентам; г) процедуру распознавания образов с учителем (диагноз) при обучении на эталонном материале (в двух постановках задачи) для анализа формальных схем с учетом параметров магматизма и геотектоники, известных в геологически открытых районах, и построение схемы глубинно-геофизического районирования в геотектонических терминах (то же для прогнозно-металлогенических задач).

Рассмотрим эти алгоритмы.

А. Разделение геологического пространства в случае линейно-упорядоченного множества точек и объединение линейных однородных групп точек в однородные множества по площади.

Допустим, с учетом описанной выше математической модели геологического пространства, что на профиле в n точках произведены наблюдения. В каждой точке измерено m признаков X . Результаты измерения можно представить в виде матрицы размером $n \times m$:

$$\begin{pmatrix} L_1 \\ L_2 \\ \vdots \\ L_t \\ \vdots \\ L_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_{11} x_{12} \dots x_{1j} \dots x_{1m} \\ x_{21} x_{22} \dots x_{2j} \dots x_{2m} \\ \vdots \\ \vdots \\ x_{t1} x_{t2} \dots x_{tj} \dots x_{tm} \\ \vdots \\ x_{n1} x_{n2} \dots x_{nj} \dots x_{nm} \end{pmatrix}, \quad (3.18)$$

где $t = 1, 2, \dots, n$ является номером точки.

Критерием для проверки гипотезы H_0 об однородности линейно-упорядоченной совокупности является функция V_k , заданная на множестве всех значений k (Родионов, 1968),

$$V_k = \frac{n-1}{n(n-k)k} \sum_{j=1}^n \frac{[(n-k) \sum_{t=1}^k x_{tj} - k \sum_{t=k+1}^n x_{tj}]^2}{\sum_{t=1}^n x_{tj}^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{t=1}^n x_{tj} \right)^2}, \quad (3.19)$$

где m — число признаков; n — число объектов в совокупности; k , $(n-k)$ — изменяющееся число объектов в сравниваемых совокупностях; x — общий член совокупности.

Если совокупность однородна, то для всех значений k функция V_k представляет собой значение случайной величины, распределенной по закону $\chi^2_{g, m}$ с m степенями свободы. Поэтому гипотезу H_0 об однородности изучаемой совокупности следует принять как подтвердившуюся, если $V_k \leq \chi^2_{g, m}$ для всех k , и гипотезу H_0 об однородности следует отвергнуть, если хотя бы для одного k окажется, что $V_k > \chi^2_{g, m}$.

Если окажется, что совокупность неоднородная, то ее следует разграничить на две части по тому значению k , для которого V_k максимально. Обе части анализируются тем же способом, независимо одна от другой. Аналогичная процедура повторяется до тех пор, пока вся совокупность не разделится на однородные совокупности, для которых $\max V_k \leq \chi^2_{g, m}$ при всех k . Критерием для проверки наличия ложных границ является формула

$$V(T_a, T_{a+1}) = \frac{n_a + n_{a+1} - 1}{n_a n_{a+1} (n_a + n_{a+1})^2} \times \\ \times \sum_{j=1}^m \frac{[n_{a+1} \sum_{t \in T_a} x_{tj} - n_a \sum_{t \in T_{a+1}} x_{tj}]^2}{\sum_{t \in T_a \cup T_{a+1}} x_{tj}^2 - \frac{1}{n_a + n_{a+1}} \left(\sum_{t \in T_a \cup T_{a+1}} x_{tj} \right)^2}. \quad (3.20)$$

Границу между L^{T_a} и $L^{T_{a+1}}$ следует рассматривать как ложную, если $V(T_a, T_{a+1}) \leq \chi^2_{g, m}$.

Если задача разграничения заключается в выделении участков, в пределах которых распределение m -мерной случайной величины описывается не только моделью стационарной случайной функции, но и случайной функцией со стационарными приращениями, мера различия между точками для зависимых признаков (Беляшов, 1972) определяется по формуле

$$\Delta_{t, t+1} = \frac{1}{m|R|} \sum_{f=1}^m \sum_{k=1}^m R_{fk} \frac{|y_{tf} - y_{(t+1)f}|}{y_{f \max} - y_{f \min}} \frac{|y_{tk} - y_{(t+1)k}|}{y_{k \max} - y_{k \min}}, \quad (3.21)$$

где y_{tf} и y_{tk} — значения f -го и k -го признаков в точке t ; $|R|$ — определитель корреляционной матрицы; R_{fk} — алгебраическое дополнение элемента этой матрицы.

Процесс разграничения сводится к анализу одномерной последовательности величин Δ с помощью выражения

$$\gamma = \frac{|\bar{\Delta} - \Delta_{t, t+1}|}{\sigma_\Delta}, \quad (3.22)$$

где σ_Δ — оценка стандарта.

Для объединения линейных однородных участков, выделенных по m -мерным величинам на профилях в двухмерные (площадные) участки, можно воспользоваться критерием (Родионов, 1968; Гольдшмидт, Ветренников, 1971₂).

$$V(T_s, T_k) = \frac{n_s + n_{k-1}}{n_s n_k (n_s + n_k)} \sum_{j=1}^m \frac{(n_k \sum_{t \in T_s} x_{tj} - n_s \sum_{t \in T_k} x_{tj})^2}{\sum_{t \in T_s \cup T_k} x_{tj}^2 - \frac{1}{n_s + n_k} \left(\sum_{t \in T_s \cup T_k} x_{tj} \right)^2}, \quad (3.23)$$

проверяющим нулевую гипотезу $H_0: \theta_s = \theta_k$, где θ — оценка математического ожидания распределенных нормально m -мерных случайных величин, образующих линейные однородные участки с номерами s и k ; n_s и n_k — числа точек наблюдений на этих участках. Гипотеза $H_0: \theta_s = \theta_k$ будет отклонена и принята альтернатива $H_1: \theta_s \neq \theta_k$, если $\min V(T_s, T_k) \geq \chi^2_{g, m}$. Если же $\min V(T_s, T_k) \leq \chi^2_{g, m}$, то среди однородных участков есть такие, которые могут быть объединены. Процедура проверки проводится до тех пор, пока не будут объединены все участки или пока $\min V$ не превысит $\chi^2_{g, m}$. Содержательная условность статистического критерия χ^2 определяет собой некоторую неопределенность выделяемых границ. Однако эта неопределенность относится к количественным мерам. Что же касается наличия этих границ, то можно не сомневаться, что резкое изменение описанных статистических критериев связано с совместным изменением величин параметров геофизических полей.

Б. Для классификации множества m -мерных векторов на группы и выделения компактных подмножеств нами используется алгоритм автоматической классификации объектов А. А. Дорофеюка (1966), реализованный на ЭВМ «Минск-22» (Бугаец, Мацак, Дворниченко, 1968). Решающее правило базируется на потенциальной функции

$$K(a_i, a_j) = \frac{1}{1 + \alpha R^p(a_i a_j)}, \quad (3.24)$$

где $R(a_i a_j)$ — евклидово расстояние между a_i и a_j (или сумма расстояний по Евклиду и Хеммингу, если есть логические координаты); α, p — некоторые параметры, связанные с поведением призывного пространства.

Разделение ранжированного по величине K исходного множества на s групп основано на анализе $s-1$ наибольших величин последовательности относительных разностей

$$\Delta_j = \frac{K_j - K_{j+1}}{K_j} \quad (j = \overline{1, n-2}). \quad (3.25)$$

Алгоритм также предусматривает объединение групп точек в укрупненные группы, число которых задается. Критериями объединения являются средняя плотность группы

$$K(A_i) = \frac{2}{n_i(n_i-1)} \sum_{a_i, a_j \in A_i} K(a_i, a_j) \quad (3.26)$$

и средняя мера удаленности группы A_i от группы A_j

$$K(A_i, A_j) = \frac{1}{n_i n_j} \sum_{\substack{a_i \in A_i \\ a_j \in A_j}} K(a_i, a_j). \quad (3.27)$$

В ряде случаев, когда материал задан только логическими (альтернативными) признаками, целесообразнее использовать алгоритм (Гольдшмидт, Ветренников, 1971₃), основанный на следующем решающем правиле. Мера близости между объектами a и b

$$P_{ab} = \frac{C_{ab}}{C_{aa} + C_{bb} + C_{ab}}, \quad (3.28)$$

где C_{aa} , C_{bb} — числа единиц, соответственно в объектах a и b ; C_{ab} — число единиц в обоих объектах одновременно.

Величина P_{ab} позволяет построить матрицу близости P^{ab} , элементы которой P_{ab} сравниваются с порогом $T(0 < T < 1)$. Объекты похожи, если $P_{ab} > T$, и непохожи, если $P_{ab} < T$. Итерационный процесс построения таких матриц позволяет выделить ядра компактности, которые и приводят к разделению множества объектов на классы.

Эти алгоритмы достаточно хорошо работают, когда классы не пересекаются. В тех ситуациях, когда отдельные объекты являются связующими (переходными) звенями между двумя и более соседними классами, результаты классификации становятся неоднозначными.

Наиболее удобной в подобных ситуациях является схема группирования, предложенная Р. Е. Боннером (1969), которая с небольшими изменениями, касающимися определения меры различия в признаковом пространстве, использована для классификации объектов, охарактеризованных непрерывными признаками (Беляшов, 1972).

В качестве меры различия между отдельными объектами можно использовать расстояние по Евклиду

$$R_{i,d} = \sqrt{\sum_{j=1}^m (x_{ji} - x_{jd})^2}, \quad (3.29)$$

где x_{ji} и x_{jd} — значения j -го признака в i -м и d -м объектах соответственно; m — число признаков.

Однако Ю. А. Воронин (1972) пришел к выводу, что это расстояние при $(x_{ji} - x_{jd}) \geq \varepsilon$ и $m \rightarrow \infty$ растет как \sqrt{m} . Это свойство не позволяет строить разумные с информационных позиций решающие правила, так как объекты, мало различающиеся по каждой отдельной компоненте, оказываются сильно различными по многим компонентам. Поэтому в качестве меры различия R используем величину

$$R_{i,d} = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \left(\frac{x_{ji} - x_{jd}}{x_{j\max} - x_{j\min}} \right)^2}, \quad (3.30)$$

которая свободна от недостатков евклидова расстояния. Координаты типичного объекта этой группы определяются как

$$x_j = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^l x_{ji}, \quad (3.31)$$

где l — число объектов в группе.

В. Для построения поля аддитивных (суммарных) комплексных признаков из нескольких первичных геофизических параметров и их главных компонент проделываются следующие процедуры (Гольдшмидт, 1973₂).

Вычисляются средние значения j -го параметра

$$\bar{x}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{ij} \quad (i=1, n, j=1, m) \quad (3.32)$$

и его стандарт

$$\sigma_j = \pm \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_j)^2}. \quad (3.33)$$

С использованием формул (3.32) и (3.33) определяются стандартизованные значения j -го параметра в i -х точках

$$x_{ij}^* = \frac{x_{ij} - \bar{x}_j}{\sigma_j}. \quad (3.34)$$

Комплексный признак с учетом весов δ_j вычисляется по выражению

$$x_{ki} = -\frac{1}{\sum_{j=1}^m \delta_j} \sum_{j=1}^m \delta_j x_{ij}^*. \quad (3.35)$$

В качестве δ_j может быть использован информационный вес, предложенный Ю. А. Ворониным или же вычисленный через дисперсию каждого параметра

$$\delta_j = \frac{D_j}{\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m D_j}, \quad (3.36)$$

где

$$D_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_j)^2. \quad (3.37)$$

Результатом использования выражения (3.35) будет одномерная совокупность, состоящая из n значений x_{ki} , в которой возможны объективные границы, разделяющие ее на однородные выборки. Для разделения линейно-упорядоченной одномерной совокупности

на ряд однородных участков Д. А. Родионовым предложен следующий алгоритм:

$$\bar{x}_k = \frac{1}{k} \sum_{t=1}^k x_t, \quad (3.38)$$

$$\bar{x}_{n-k} = \frac{1}{n-k} \sum_{t=k+1}^n x_t, \quad (3.39)$$

$$S_k^2 = \frac{1}{k-1} \sum_{t=1}^k (x_t - \bar{x}_k)^2, \quad (3.40)$$

$$S_{n-k}^2 = \frac{1}{n-k-1} \sum_{t=k+1}^n (x_t - \bar{x}_{n-k})^2, \quad (3.41)$$

$$S^2 = \frac{1}{n-2} [(k-1)S_k^2 + (n-k-1)S_{n-k}^2], \quad (3.42)$$

$$V_k = \frac{k(n-k)(x_k - x_{n-k})}{(n-k)S_k^2 + kS_{n-k}^2} + k \ln \frac{S^2}{S_k^2} + (n-k) \ln \frac{S^2}{S_{n-k}^2}. \quad (3.43)$$

Величина V_k распределена как χ^2 с двумя степенями свободы. Если $\max_k V_k \leq \chi^2_{g,r}$, процедура прекращается. Если $\max_k V_k > \chi^2_{g,r}$, то проводится граница и процедура повторяется для обеих частей. После установления всех границ устраняются ложные границы. Для проверки принадлежности двух или r выборок неравногого объема к одной генеральной совокупности могут использоваться также выражения

$$\chi^2 = \frac{1}{n'n''} \sum_{i=1}^n \frac{(v'_i n'' - v''_i n')^2}{v'_i - v''_i}. \quad (3.44)$$

Здесь n' , n'' — объем соответствующих выборок; n — число классов в обеих выборках ($n_1 = n_2 = n$); $v'_i v''_i$ — эмпирические частоты для i -го класса соответствующих выборок;

$$\chi^2 = n_0 \left(\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^r \frac{v_{ij}^2}{v_{i0} n^j} - 1 \right), \quad (3.45)$$

где r — число изучаемых выборок; n_0 — общее число наблюдений в суммарной выборке ($n_0 = n' + n'' + \dots + n^1 + \dots + n^k$); n^j — число наблюдений в выборке; n — число классов в каждой выборке; v_{ij} — эмпирическая частота класса выборки; v_{i0} — суммарная эмпирическая частота класса

$$v_{i0} = v_{i1} + v_{i2} + \dots + v_{ik}. \quad (3.46)$$

Гипотеза H_0 об однородности выборок будет принята, если вычисленная χ^2 будет меньше χ^2 табличного при $(n-1) \cdot (r-1)$ степеней свободы и соответствующем уровне значимости. На сравнении частот интервалов эмпирического распределения построен также критерий унимодальности С. В. Гольдина. Он показал, что если

распределение признака унимодально (одновершинно), то не существует таких последовательных (и не обязательно смежных), но равных по величине интервалов x_1, x_2, x_3 , в которых соблюдались бы одновременно два неравенства:

$$P(h_1) > P(h_2) \text{ и } P(h_2) < P(h_3), \quad (3.47)$$

где $P(h_k)$ — вероятность попадания x в интервал h_k ($k=1, 2, 3$). Если на анализируемой двухмодальной вариационной кривой две вершины (два модульных значения) резко различаются, то в этом случае используется следующий подход.

Обозначим частоту, соответствующую интервалу h_1 (первый максимум), через n_1 ; а частоты минимума h_2 и второго максимума h_3 через n_2 и n_3 . Предположению об одновершинности соответствует гипотеза H_0 :

$$P(h_1) = P(h_2) = P, \quad (3.48)$$

при альтернативе — гипотеза H_1 :

$$P(h_1) > P(h_2). \quad (3.49)$$

Поскольку практические выборки обычно велики (300—350 определений), то в условиях соответствия нулевой гипотезе разность $n_1 - n_2$ распределена приближенно нормально. Поэтому гипотеза H_0 считается подтверждившейся, если величина t окажется меньше соответствующего аргумента нормального распределения t_q (при $q=0,05$, $t_q=1,96$)

$$t = \frac{(n_1 - n_2)(1-P)}{\sqrt{NP(1-2P)(1+P)}} \leq t_q. \quad (3.50)$$

Оценкой для P является величина

$$\hat{P} = \frac{n_1 + n_2}{2N}. \quad (3.51)$$

При $t > t_q$ нулевая гипотеза отвергается и принимается многоverшинность. С этой же целью может также использоваться метод ранговых эталонов А. Н. Олейникова.

При построении кривых распределения признаков рациональный размах интервалов целесообразно выбирать по формуле Стерджесса

$$d = \frac{x^{\max} - x^{\min}}{1 + 3,22 \lg N}, \quad (3.52)$$

где d — ширина интервала группирования; x^{\max}, x^{\min} — максимальное и минимальное значения признака; N — общее число выборки.

Г. Алгоритмы распознавания образов с учителем используют различные решающие правила (Гольдшмидт, 1968, 1969, 1972, Вапник, Лerner, 1963; Дмитриев, Журавлев, Крендлев, 1968; Ломтадзе, 1967).

Алгоритм «Комплекс» по профилю признаков $G_x = G_x(l_i)$ ($i=\overline{1, m}$) объекта a_x и булевской функции $E=E(l_i, r_i)$ производит поиск профиля объектов $F_x=F_x(r_i)$, ($i=\overline{1, t}$), как булевскую

функцию аргументов r_i , где l_j — произвольная комбинация признаков; r_i — произвольная комбинация объектов. Степень близости объектов a_k и a_x оценивается по формуле

$$P_0(a_k, a_x) = \frac{S_0(a_k, a_x)}{\sum_{i=1}^n a_i}, \quad (3.53)$$

где $S_0 = 1 - S_1(a_k, a_x)$.

Хеммингово расстояние

$$S_1(a_k, a_x) = \sum_1^v (l_k^{(v)} - l_x^{(v)})^2, \quad (3.54)$$

где v — число градаций в j -ом признаке; v — размерность признакового пространства в битах.

В логических координатах $(l_p - l_q)^2 = 0$ при $l_p = l_q$, $(l_p - l_q)^2 = 1$ при $l_p \neq l_q$. В общем случае $0 \leq P_0(a_k, a_x) < 1$ при $l_k \neq l_x$ (l — набор градаций на объекте); $P_0(a_k, a_x) = 1$ при $l_k = l_x$. Величина степени близости распознаваемого объекта к одному из классов T , представленному в обучении,

$$\bar{P}(t, x) = \frac{1}{t_i} \sum_{i=1}^{t_i} P_{0t}(k_i, x), \quad (3.55)$$

где t — число объектов в этом классе.

Второй (контрольный) блок алгоритма реализует выражение

$$Q(t, x)_{0i} = \frac{x_i}{t_i}, \quad (3.56)$$

где x — число кратчайших хемминговых расстояний до объектов, представляющих разные классы (в обучении до девяти классов). К классу, который наберет наибольшее число Q , будет отнесен объект a_x .

В алгоритме «Цифровой поиск обобщенного портрета» обобщенным портретом множества F относительно множества \bar{F} называется такой вектор φ , при котором функция $C_1(\varphi)$ достигает максимума при соблюдении условия

$$(X\varphi) \geq C_1(\varphi) > KC_1(\varphi) \geq (\bar{X}\varphi) (K \leq 1). \quad (3.57)$$

Неравенство (3.57) получено из выражения

$$(X\varphi) \geq C_1(\varphi) \geq C_2(\varphi) \geq (\bar{X}\varphi), \quad (3.58)$$

где $C_1(\varphi) = \inf(x\varphi)$; $C_2(\varphi) = \sup(\bar{x}\varphi)$.

Справедливо утверждение: если множество F отделено гиперплоскостью от множества \bar{F} , то при любом допустимом K обобщенный портрет множества $F^* \subset F$ относительно множества $\bar{F}^* \subset \bar{F}$ может быть представлен как

$$\varphi = \sum_{i=1}^a \alpha_i x_i + \sum_{j=1}^b \beta_j \bar{x}_j, \quad (3.59)$$

где

$\alpha_i \geq 0$ и $(x_i \varphi) = C_1(\varphi)$; $\beta_j < 0$ и $(\bar{x}_j \varphi) = KC_1(\varphi)$; $\alpha_i = 0$ и $(x_i \varphi) > C_1(\varphi)$; $\beta_j = 0$ и $(\bar{x}_j \varphi) < KC_1(\varphi)$.

Основной операцией в алгоритме является построение нового приближения портрета, которое сводится к поискам коэффициентов α_i и β_i в линейной форме (3.59). Поскольку коэффициенты α_i и β_i отличны от нуля только в случаях $(x_i\varphi) = C_1(\varphi)$ и $(\bar{x}_i\varphi) = KC_1(\varphi)$, то можно составить следующую систему:

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^a \alpha_i (x_i x_j) + \sum_{i=a+1}^{a+b} \beta_i (\bar{x}_i \bar{x}_j) &= C_1(\varphi), \\ \sum_{i=1}^a \alpha_i (x_i \bar{x}_j) + \sum_{i=a+1}^{a+b} \beta_i (\bar{x}_i x_j) &= KC_1(\varphi), \end{aligned} \quad (3.60)$$

решение которой и даст искомые коэффициенты.

Полученная линейная форма обобщенного портрета позволяет определить принадлежность вновь предъявляемого вектора к классу (множеству) F или \bar{F} . Неизвестный вектор будет отнесен к классу F , если $(x\varphi) \geq \frac{C_1 + KC_1}{2}$, и к классу \bar{F} , если $(x\varphi) < \frac{C_1 + KC_1}{2}$.

В алгоритме «Диагноз» используются два подхода. В первом подходе, основанном на детерминистской логике, для каждого класса отыскиваются те признаки (градации), которые в данном классе во всех объектах принимают значения 1 или 0 (обобщенное описание класса). Неизвестный объект сопоставляется только с обобщенным описанием каждого класса.

Во втором подходе, основанном на вероятностной логике, строится диагностическая таблица с двумя входами: B_i — классы; x_j — признаки. Элементами таблицы являются: $P(B_i)$ — априорные вероятности классов и $P(x_j/B_i)$ — вероятности появления признака в классе. Вероятность отнесения неизвестных объектов к классам, заданным в диагностической таблице, определяется по следующей схеме.

1. Вычисляется полная вероятность признака для каждого класса

$$P(x_j) = \sum P(x_j/B_i) P(B_i). \quad (3.61)$$

2. Подсчитывается информационная мера как количество информации, содержащейся в данном признаком x_j относительно класса B_i :

при наличии признака

$$J_{B_i x_j} = \ln \frac{P(x_j/B_i)}{P(x_j)} = J_{x_j B_i}, \quad (3.62)$$

при отсутствии признака

$$\bar{J}_{B_i x_j} = \ln \frac{P(\bar{x}_j/B_i)}{P(x_j)} = \ln \frac{1 - P(x_j/B_i)}{1 - P(x_j)}. \quad (3.63)$$

3. Предполагая, что все признаки независимы, вычисляется информационная мера системы признаков распознаваемого объекта

$$J_{B_i D_k} = J_{B_i x_1} + J_{B_i x_2} + \dots + J_{B_i x_k}. \quad (3.64)$$

4. Вычисляется логарифм вероятности каждого класса B при данной системе признаков $D(x)$:

$$\ln P(B_i/D) = J_{B_i D} - J_{B_i}, \quad (3.65)$$

где $J_{B_i} = -\ln P(B_i)$.

5. Неточность исходных данных и недостаточность сведений относительно независимости признаков предопределяют наличие погрешности вычислений, произведенных по пункту 4; в связи с этим проводится операция нормализации

$$\Sigma P(B_i/D) = 1. \quad (3.66)$$

Полученные результаты могут трактоваться как вероятности отнесения распознаваемого объекта к различным классам (В. И. Гольдшмидт).

В алгоритме «Порог-2» предполагаем известными: 1) эталонное множество (класс) $d \in A$; 2) исследуемое (распознаваемое) множество $B (b \in B)$. Предположим, что часть исследуемых объектов или все объекты $a \in A$, т. е. имеет место $A \cap B$ или $B \subset A$. Однако не исключено, что $A \cap B = \emptyset$. Предположим далее, что на множествах A и B определены признаки $j=1, 2, \dots, m$ и известен размах случайных выборок, описывающих каждый признак. Каждый объект описан признаками x_j альтернативными или метрическими (l_j — градации признаков, a_j — число градаций признака). Эталонное множество A представлено n объектами $a_k \in A$, $k=1, 2, \dots, n$, а исследуемое множество B — t объектами $b_s \in B$, $s=1, 2, \dots, t$. Задачи: 1) определить наиболее информативные признаки; 2) определить $b_r \in A$, $r=1, 2, \dots, f (f \leq t)$. Степень близости эталонного объекта к эталонному классу A определяется по формуле

$$P_0(n, q) = \frac{1}{n-1} \left[\sum_{k=1}^n P_0(k, q) - 1 \right]. \quad (3.67)$$

Здесь $P_0(k, q)$ — величина, характеризующая степень близости объектов a_k и a_q ,

$$\left. \begin{aligned} P_0(k, q) &= \frac{S_\Delta(k, q)}{V}, \\ S_\Delta(k, q) &= v - S_1(k, q), \\ V &= \sum_1^n \alpha_j. \end{aligned} \right\} \quad (3.68)$$

Под весовой информативностью J понимается то влияние, которое оказывает признак на величину степени близости, в частности, в эталонном классе на $P_0(n, q)$,

$$J_j = \frac{\gamma_j}{\sum_{j=1}^m |\gamma_j|}, \quad (3.69)$$

где

$$\gamma_j = \sum_i^n [P_0(n, q)_i - P_{0j}(n, q)_i] \quad (j = \overline{1, m}), \quad (3.70)$$

$P_{0j}(n, q)_i$ — степень близости объекта к эталонному классу без j -го признака.

Заметим, что $\sum_{j=1}^m |J| = 1$. В зависимости от используемого материала можно рассматривать весовую информативность признаков, существенных для: эталонного множества $A = J_j^{(0)}$; объединенного множества $C = A \cup L(b_r \in L) = J_j^{(1)}$; реализаций, оставшихся в распознаваемом классе после выделения из него объектов $b_r \in A$, т. е. для множества $D = \bar{A} \cap B = J_j^{(2)}$; множества $E = A \cup B = J_j^{(3)}$; разделятельной информативности признаков, различающих объекты множеств C и D , вычисляемой по формуле

$$J_j^{(p)} = \frac{1}{2} (J_j^{(1)} + J_j^{(2)} - 2J_j^{(3)}), \quad (3.71)$$

где $J_j^{(1)}, J_j^{(2)}, J_j^{(3)}$ определяются по (3.69).

Для этих величин

$$\left. \begin{aligned} \gamma_j^{(1)} &= \sum_{i=1}^{n+r} [P_0(n+r, q)_i - P_{0j}(n+r, q)_i], \\ \gamma_j^{(2)} &= \sum_{i=1}^{t-r} [\bar{P}_0(t-r, q)_i + \bar{P}_{0j}(t-r, q)_i], \\ \gamma_j^{(3)} &= \sum_{i=1}^{n+t} [\bar{P}_0(n+t, q)_i - \bar{P}_{0j}(n-t, q)_i]. \end{aligned} \right\} \quad (3.72)$$

Множество $C = A \cup L$ может быть построено по следующему алгоритму.

Определяется средняя степень близости эталонных объектов к эталонному классу

$$\bar{P}_0^{**}(n, q) = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \bar{P}_0(k, q), \quad (3.73)$$

которую можно считать порогом для отнесения объектов $b \in B$ к классу A .

В этой связи вычислим

$$\Delta \bar{P}_0(n, x) = \bar{P}_0(n, x) - \bar{P}_0^{**}(n, q), \quad (3.74)$$

где x — индекс объекта распознаваемого класса B ,

$$P_0(n, x) = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n P_0(k, x). \quad (3.75)$$

Реализации, для которых $\Delta \bar{P}_0^{**}(n, x) > 0$, объединяются с множеством A в множество C и для них определяется $J_j^{(1)}$. Реализации, для которых $\Delta \bar{P}_0^{**}(n, x) < 0$, образуют множество D и для них определяется $J_j^{(2)}$. Если все объекты множества B принадлежат

множеству A , т. е. для всех объектов b выполняется неравенство $\Delta\bar{P}_0^{**}(n, x) > 0$, то может быть определено только $J_f^{(1)} = J_f^{(3)}$, $J_i^{(p)}$ в этом случае не определяется. Если в множестве B нет объектов, принадлежащих множеству A , т. е. для всех объектов b выполняется неравенство $\Delta\bar{P}_0^{**}(n, x) < 0$, то $J_i^{(1)} = J_i^{(0)}$. Множество C для определения $b_r \in A$ строится повторно с использованием информативных признаков и вычисляются пороги

$$\left. \begin{array}{l} \bar{P}_0^*(n, q) = \max \bar{P}_0(n, q), \\ \bar{P}_0^{**}(n, q) = \frac{1}{n} \sum_1^n \bar{P}_0(n, q), \\ \bar{P}_0^{***}(n, q) = \min \bar{P}_0(n, q). \end{array} \right\} \quad (3.76)$$

Определяется принадлежность объектов множеству B по формулам

$$\left. \begin{array}{l} \Delta\bar{P}_0^*(n, x) = \bar{P}_0(n, x) - \bar{P}_0^*(n, q), \\ \Delta\bar{P}_0^{**}(n, x) = \bar{P}_0(n, x) - \bar{P}_0^{**}(n, q), \\ \Delta\bar{P}_0^{***}(n, x) = \bar{P}_0(n, x) - \bar{P}_0^{***}(n, q). \end{array} \right\} \quad (3.77)$$

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КАЗАХСТАНА

Глубинное строение земной коры и верхней мантии как основа современных тектонических построений привлекает все большее внимание исследователей. Это внимание понятно, так как именно на больших глубинах в земной коре и верхней мантии (а частично возможно и глубже) происходят процессы, ведущие к образованию большинства месторождений твердых полезных ископаемых, обнаружение которых является главной целью всех геологических исследований.

Зависимость между эндогенной металлогенической специализацией и физико-геометрическими параметрами земной коры и верхней мантии можно считать доказанной современными геофизическими, геохимическими, минералого-петрографическими, петрофизическими, тектоническими и другими теоретическими и экспериментальными данными. Для дальнейшего уточнения этих связей необходимо изучение различных типов земной коры, их происхождения и развития, проблем глубинной конвекции вещества, механики глубинных процессов и термодинамики тектоносферы, пространственного положения, происхождения, развития и оценки энергетических источников эндогенных геологических процессов (тектонических, магматических, метаморфических, рудогенных), состава, состояния и физических (в том числе реологических) параметров пород на различных глубинах, металлогенической дифференциации, вертикальной геохимической зональности и многое другое. Часть указанных вопросов, связанных с геофизической стороной дела, рассматривается в настоящей работе.

Прямые геологические наблюдения ограничиваются глубиной максимального эрозионного среза (8—10 км). Ниже находится более 99% вещества Земли, возможности изучения которого крайне ограничены. Основные сведения о большей части Земли, ее состоянии, строении и развитии получают, изучая распространение естественных или искусственно возбуждаемых сейсмических волн, а также гравитационное, магнитное, электрическое и тепловое поля в результате подземных, наземных, надземных и космических геофизических наблюдений. В последующих разделах приведены основные сведения о региональных геофизических исследованиях на территории Казахстана. В региональный геофизический комплекс входят сейсмические, сейсмологические, гравиметрические, магнитные, электроразведочные и термические исследования.

В настоящее время в рамках учения о геосинклиналях существует несколько точек зрения на развитие земной коры, образование поверхности М и ее связь с современной геологией, из которых наиболее предпочтительны следующие две: указанные процессы обусловлены в основном геосинклинальным развитием и после окон-

чания геосинклинального процесса структура земной коры, а также глубина и поведение поверхности M существенно не изменились, т. е. устанавливается определенная связь между рельефом поверхности M и размещением геосинклинальных формационных комплексов; указанные процессы обязаны как геосинклинальному, так и, в большей мере, постгеосинклинальному развитию, связанному со сдвиговыми, сбросо-взбросовыми и другими деформациями консолидированной эпигеосинклинально-орогенной земной коры, изостатическим выравниванием, возможно на уровне поверхности M , т. е. намечается некоторая связь между поведением поверхности M и платформенными, а также квазиплатформенными формационными комплексами.

Первая точка зрения представляется более предпочтительной, хотя, несомненно, определенную роль играют и постгеосинклинальные, в частности изостатические, процессы, особенно для орогенной и посторогенной металлогении. С таким акцентом и проводится комплексный анализ региональных геофизических материалов.

Глава 4

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАЗАХСТАНЕ

Глубинные сейсмические исследования

Сейсмические исследования земной коры и верхней мантии, занимающие ведущее место в комплексе региональных геофизических работ, в последние годы принято делить на взрывную сейсмологию и невзрывную сейсмологию (сейсмологию землетрясений). Взрывная сейсмология включает несколько модификаций: глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) методами преломленных и отраженных волн, являющееся наиболее эффективным для изучения земной коры и верхней мантии; регистрация волн, возбуждаемых при крупных, в том числе ядерных, промышленных взрывах. Профили ГСЗ, по которым определяются скорости прохождения упругих колебаний и глубины сейсмических границ, пересекают основные геотектонические области и имеют большую протяженность. При этом глубины исследований составляют 50—70, иногда 100 км.

Невзрывная сейсмология включает следующие основные модификации: метод обменных волн землетрясений (МОВЗ), получивший наибольшее распространение (работы МОВЗ осуществляются по системе площадных, профильно-площадных и профильных наблюдений); телесейсмические наблюдения волн от далеких землетрясений; регистрацию волн от близких (эпицентральные расстояния 10—30°) землетрясений.

Сопоставление результатов ГСЗ и МОВЗ по нескольким профилям в различных районах (Кзыл-Орда — Жетыконыр и Актюбинский в Казахстане, Илимск — Усть-Кут — Китенск — север Иркутской области в РСФСР, в Предкоктагском прогибе и др.) при-

водит к следующим выводам. Метод ГСЗ позволяет получить важнейшую физическую характеристику разреза — значение скорости распространения сейсмических волн в слоях, однако усредняет выделяемые границы и характеризуется сложностью и высокой стоимостью (1 км профиля — 1—1,8 тыс. руб.) работ. Исследование верхней части коры до глубины 5—8 км при ГСЗ на ОВ производится с большей точностью и детальностью, чем при МОВЗ. Изучение отраженных и преломленных волн с выделением достаточно уверенных опорных и преломляющих границ при единой скоростной модели, а также построение разрезов в изолиниях пластовых или других скоростей существенно увеличивают информативность сейсмических разрезов. Точность определения скоростей различных типов по гидографам глубинных сейсмических волн, играющая весьма важную роль для правильной оценки глубин залегания границ земной коры, зависит от целого ряда факторов: качества первичного материала, детальности (полноты) систем наблюдений, способов определения скоростей и др. В общем случае погрешность определения скоростей составляет $\pm 0,1$ — $0,2$ км/с и является достаточной для различных построений (Вольковский, 1973).

В МОВЗ отсутствуют надежные способы определения скоростей сейсмических волн. Тем не менее погрешность определения глубин залегания границ обмена обычно не превышает 10%. На глубинах 10—15 км разрешающие способности методов в общем сравнимы. По данным И. П. Косминской, Н. А. Беляевского, И. С. Вольковского и других, точность построения границы М составляет при непрерывных системах ГСЗ ± 1 — 2 км, при дискретных системах ± 2 — 4 км, при точечных системах ГСЗ и МОВЗ ± 3 — 5 км. Верхняя мантия может изучаться ГСЗ и МОВЗ с примерно одинаковой детальностью (стоимость 1 км профиля МОВЗ 0,1—0,2 тыс. и 0,4—0,9 тыс. руб. для разных станций). Таким образом, целесообразно комплексирование ГСЗ и МОВЗ при ведущей роли ГСЗ, что позволяет проследить опорные границы по площади, получить ценную информацию для глубинного тектонического районирования и выделения крупных геотектонических зон.

Глубинные сейсмические исследования на территории Казахстана выполнены по профилям общей протяженностью около 14 тыс. км, из них ГСЗ примерно 9,5 тыс. км, остальное — сейсмологические наблюдения (МОВЗ) с аппаратурой «Земля» и станциями регионального типа (рис. 11 и табл. 4, по А. Н. Антоненко и др.).

Средняя плотность сейсмических профилей ГСЗ и МОВЗ на территории Казахстана составляет 4,3 км на 1000 км² (в целом по СССР эта величина примерно равна 2 км). Однако профили распределены неравномерно и различны по достоверности и надежности. Плотность наблюдений по отдельным структурным зонам приведена в табл. 4.

Анализ прослеживаемости волн по профилям ГСЗ в Казахстане и Средней Азии свидетельствует о том, что достаточно уверенно

по гидографам преломленных волн в первых вступлениях может быть построена поверхность консолидированной коры. Менее уверенно определяется рельеф границы М. Для повышения достоверности ее построения используются преломленные и отраженные волны.

На гидографах ГСЗ качественно выделяются области, где в волновом поле (как в первых, так и в последующих вступлениях)

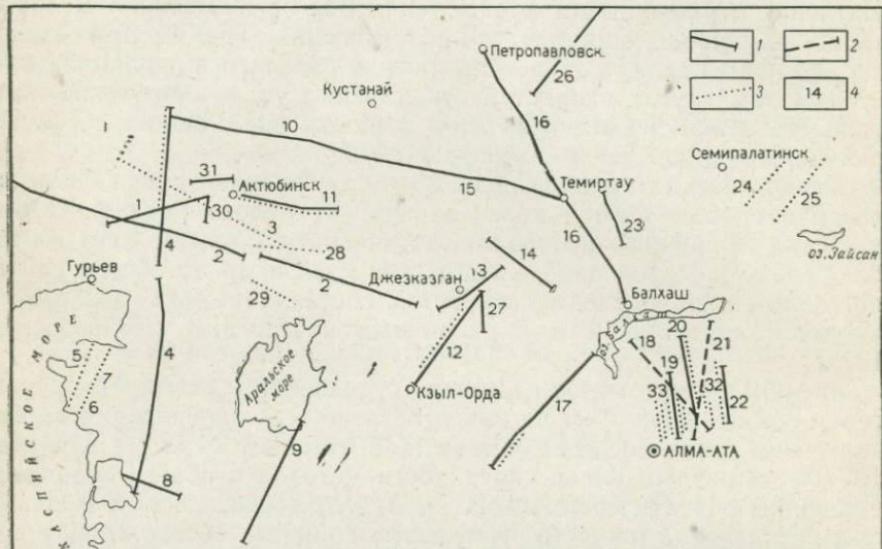


Рис. 11. Изученность Казахстана глубинными сейсмическими методами.

1 — профили ГСЗ, непрерывное профилирование; 2 — профили ГСЗ, кусочно-непрерывное профилирование; 3 — профили МОВЗ, точечное профилирование; 4 — название и номер профиля:

1 — СХI, 2 — Челкар-Волгоград, I—I—70, 3 — Кандагачский, 4 — II, ОР—I, 5 — Манышлакский (западный), 6,7 — Манышлакский (восточный), 8 — Карабор — Кара-Богаз-Гол, 9 — Копетдаг — Аралийское море, 10, 15 — Темиртау — Куйбышев, 11 — Актюбинский, 12 — Жетыеконыр — Кзыл-Орда, 13 — Джезказганский, 14 — Каражалский, 16 — Балхаш — Темиртау — Петровавловск, 17 — Арысь-Балхаш, 18 — Иссык-Куль — Или — Балхаш, 19 — Каскеленский, 20 — Иссыкский, 21 — Иссык-Куль — Талды-Курган, 22 — Жаланаш — Талды-Курган, 23 — Каракалинский, 24 — Чарский — Синюха, 25 — Кокпекты — Столобуха, 26 — Щучинск — Северный, 27 — Таскуринский, 28 — Эмбенский, 29 — Челкарский, 30 — II, 31 — LII, 32 — Приалмаатинский (восточный), 33 — Приалмаатинский (западный)

Таблица 4

Район исследований	Площадь, тыс. ² км ²	Общая протяженность профилей, км	Средняя плотность профилей на 1000 км ² , км
Мугоджары	50	1100	22
Успенская тектоническая зона	25	600	24
Чу-Сарысуйская депрессия	150	820	5,5
Прикаспийская синеклиза	400	3200	8
Алма-Атинский сейсмоактивный район	80	2000	25

преобладают искривления осей синфазности, крутые подходы и т. п. По-видимому, они соответствуют крутопадающим зонам разломов, с которыми связаны дифрагированные и отраженные волны.

Рассмотрение разреза линий равных скоростей (ЛРС) в Казахстане (рис. 12), полученных при обработке рефрактированных и отраженных волн, показывает, что на большинстве из них наблюдается относительно равномерное увеличение скорости с глубиной без отчетливо выраженных границ первого рода, так что консолидированная кора представляется градиентной средой. Сгущения ЛРС в сравнительно узкой полосе указывают на наличие границ второго рода.

На сейсмических разрезах земной коры Казахстана выделяется серия преломляющих, отражающих и обменных границ раздела. Более надежно выделяется поверхность М с $v_{rp}=8,0-8,4$ км/с, с отношением скоростей 0,80—0,85 (резкая субгоризонтальная граница), а также прослеживается поверхность фундамента с $v_{rp}=5,6-6,5$ км/с, с отношением скоростей на ней 0,4—0,6.

Граница базальтового слоя в Казахстане на разрезах четко не прослеживается, часто она показана условно с отношением скоростей на ней 0,90—0,95 и граничной скоростью 6,5—6,7 км/с. Более или менее четко условная поверхность базальтового слоя выделяется на Мугоджарских и Каскеленском профилях ГСЗ. Несмотря на отсутствие регионально выдержанной внутристоровой поверхности раздела, земная кора по мнению многих исследователей условно делится на два слоя поверхностью некоторого скоростного уровня (условной поверхностью базальтового слоя). Условность такого разделения связана с тем, что средний вещественный состав земной коры меняется непрерывно с определенным градиентом скорости, уменьшающимся от $0,05-0,08 \text{ с}^{-1}$ в верхней части разреза до $0,01-0,02 \text{ с}^{-1}$ — в нижней.

Так, по данным Б. А. Хрычева и других (1976) консолидированная кора условно разделена на два слоя: верхний, со скоростью распространения сейсмических волн менее 6,5 км/с, где преобладают породы, близкие по физическим свойствам к гранитоидам, и нижний — с большей скоростью и средним составом, близким к базальтовому (рис. 13).

По результатам переинтерпретации сейсмических данных ранее выделяемый диоритовый слой в Казахстане не обнаружен и в дальнейших построениях это понятие не используется.

Таким образом, ясно, что субгоризонтальная региональная расслоенность консолидированной земной коры и ее деление на два-три слоя в последние годы ставится под сомнение.

По многим особенностям строения верхняя часть мантии подобна земной коре: наблюдается горизонтальная слоистость, крупные скоростные и плотностные неоднородности, в отдельных районах отмечено блоковое строение. По скоростным параметрам в верхней мантии Казахстана могут быть выделены области нормальных (8—8,2 км/с) значений скоростей — большая часть территории, повыш-

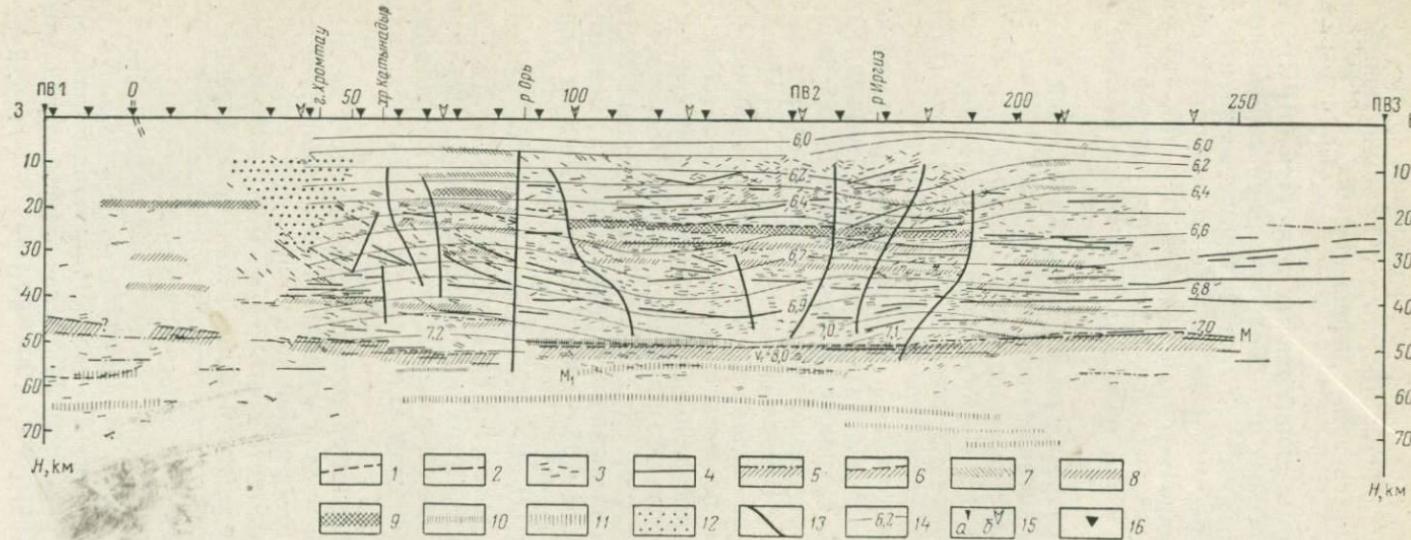


Рис. 12. Сейсмический разрез Мугоджар (по А. Н. Антоненко).

1 — условные отражающие горизонты, построенные по наиболее регулярным отражающим площадкам; 2 — условные отражающие горизонты, построенные по менее регулярным отражающим площадкам; 3 — отражающие площадки; 4 — границы раздела, построенные по не-прерывным отраженным волнам; 5 — поверхность Мохоровичча, построенная по отраженным, преломленным и обменным волнам; 6 — же, менее надежная; 7 — границы обмена в гранитном слое; 8 — границы обмена в базальтовом слое; 9 — граница обмена, интерпретируемая как поверхность базальтового слоя; 10 — граница обмена, интерпретируемая как поверхность Мохоровичча; 11 — границы обмена в мантии; 12 — область отсутствия отраженных и обменных волн, интерпретируемая как участок нерасслоенной коры; 13 — зоны глубинных тектонических нарушений; 14 — линии равной скорости (в км/с); 15 — пункты взрыва: а — при ГСЗ без группирования сейсмоприемников, б — с группированием; 16 — пункты наблюдений МОВЗ.

шенных (8,3 км/с) — районы древней консолидации (Прикаспийская впадина, Кокчетавская глыба) и пониженных (7,7—7,9 км/с) — сейсмоактивные горные системы Северного Тянь-Шаня и Джунгарии (рис. 14).

На некоторых сейсмологических профилях в Казахстане, например на Актюбинском и Эмбенском (Антоненко, Дубровин, 1971), ниже поверхности М прослеживается серия менее резких границ раздела на глубинах 54—57 и 62—66 км. Наличие подоб-

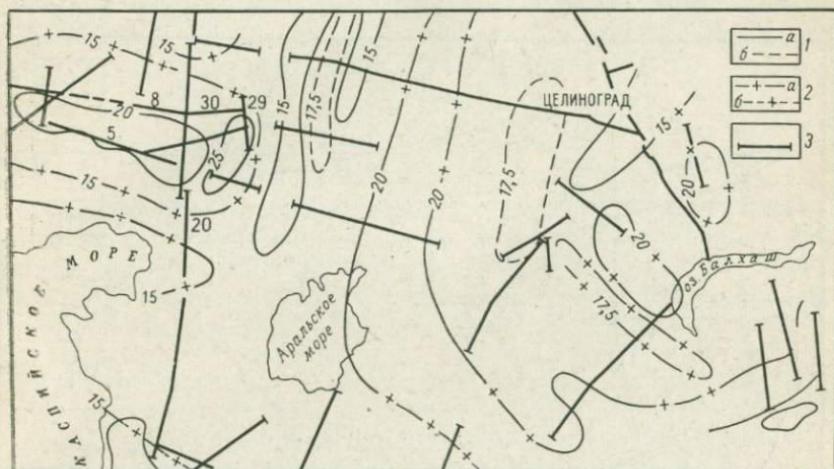


Рис. 13. Схема изоглубин (в км) скоростного уровня 6,5 км/с (условной зоны перехода от гранитного слоя к базальтовому).

1 — изолинии глубин по данным ГСЗ: а — основные, б — дополнительные; 2 — изолинии глубин, построенные по корреляционным зависимостям с полем Δg : а — основные, б — дополнительные; 3 — профили ГСЗ

ных границ обмена на глубинах 54 и 66 км на Среднем Урале указывает на региональный характер горизонтальной слоистости верхней мантии.

С глубины 50—65 км наблюдается постепенное уменьшение числа границ обмена, сокращение интервалов их прослеживаемости и ухудшение контрастности. Однако на глубине 165—170 км по Актюбинскому профилю и 150—155 км по Эмбенскому выявляется серия четких субгоризонтальных границ обмена, свидетельствующих о существенном изменении физических параметров вещества мантии в этих интервалах.

Погрешность наблюдений ГСЗ зависит от многих факторов, однако в среднем для опорных границ при непрерывном профилировании она составляет примерно 10% от глубины залегания (Беляевский, 1974; Вольковский, 1973). Относительная погрешность наблюдений при перепаде скоростей на границах не менее 0,1—0,2 км/с оценивается в ± 2 км. Для Казахстана, где плотность наблюдений ГСЗ и МОВЗ превышает 4 км на 1000 км^2 , система-

тические ошибки при построении, например, карты поверхности М не превышают ± 3 км.

Наряду с выделением субгоризонтальных границ в земной коре по кинематическим и динамическим особенностям волновой картины выделяется серия глубинных тектонических разломов, ограничивающих различные по строению блоки, между которыми устанавливаются качественные и количественные различия: изменяются скоростные параметры земной коры, общая ее мощность и мощность отдельных слоев, насыщенность сейсмическим материалом.

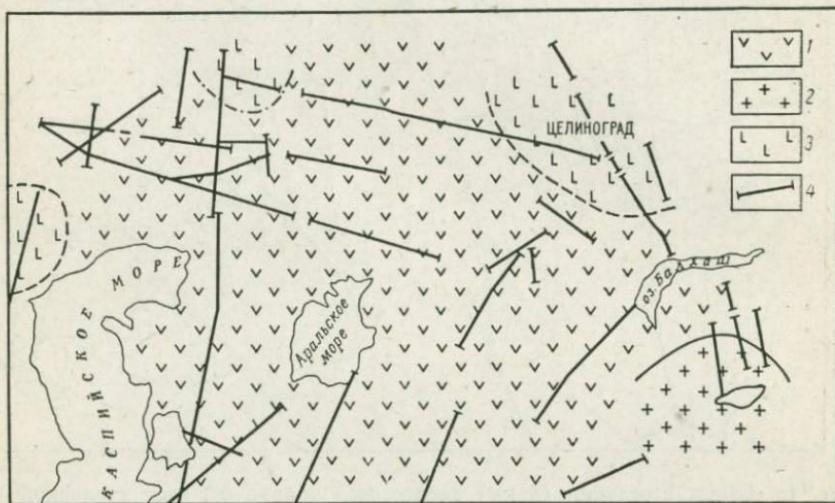


Рис. 14. Схема распределения граничных скоростей на поверхности мантии в пределах Казахстана (по Б. А. Хрычеву и др.).

1 — области нормальных значений (8—8,2 км/с); 2 — области пониженных значений (7,7—7,9 км/с); 3 — области повышенных значений (8,3—8,5 км/с); 4 — профили ГСЗ

В границе М смещения, связанные с тектоническими нарушениями, чаще всего выражены в виде флексурных перегибов. На некоторых участках профилей ГСЗ в толще земной коры регистрируются четкие отражающие границы, имеющие значительные углы наклона ($\sim 30^\circ$). Их положение в разрезе и уверенность выделения позволяют отнести их к пологим внутрикоровым тектоническим нарушениям.

Для изучения верхнего структурного этажа земной коры проведены также профильные исследования КМПВ и МОВ.

В заключение следует заметить, что, по мнению большинства исследователей, качество сейсмических материалов не обеспечивает достаточно уверенную прослеживаемость опорных преломленных и отраженных волн.

Более или менее однозначные результаты могут быть получены по полным корреляционным системам преломленных и отраженных волн при достаточно четком разделении сейсмической информации на объективную и менее объективную.

Необходимы дальнейшее совершенствование существующих и разработка новых методов интерпретации, направленных на повышение точности определения глубин залегания границ земной коры и скоростей распространения сейсмических волн (средних, пластовых и граничных), на выделение дополнительных параметров (таких, как динамические характеристики волн), на построение разрезов ЛРС, отражающих площадок и др. Сеть сейсмических профилей ГСЗ и МОВЗ в Казахстане должна быть резко увеличена с тем, чтобы расстояние между ними не превышало 300—400 км. Только при этих условиях можно серьезно ставить вопрос о соотношениях между крупными тектоническими формами, имеющими отражение в поверхностных структурах, и глубинным строением земной коры, в частности поведением поверхности М.

Гравиметрические исследования

Региональные гравиметрические съемки позволяют решать широкий круг геологических задач по изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии, по тектоническому районированию в различных масштабах, исследованию структурного плана обширных площадей, изучению магматизма, рельефа, литологического состава складчатого фундамента и т. п.

В гравитационном поле находят суммарное отражение внутримантийные и внутрикоровые вариации плотности вещества, рельеф основных границ раздела земной коры, структурно-формационное строение гранитно-метаморфического слоя и др.

Вопрос о целесообразности выбора той или иной редукции гравитационного поля для его геологической интерпретации поднимается в геофизической литературе все чаще. Под редукцией силы тяжести обычно понимают приведение ее измеренных значений к поверхности относимости. В. И. Аронов (1972) подчеркивал, что такое понимание, требующее перенесения измеренных значений силы тяжести по вертикали, в прикладных задачах не отвечает существу дела и часто приводит к неверным выводам. Исходя из этого, ряд исследователей показал, что никакого перемещения (приведения) наблюдений к уровню относимости не происходит и поэтому аномалии в редукциях Фая и Буге относятся к тем пунктам, в которых они измерены. Наиболее часто используемые в настоящее время в прикладной гравиметрии аномалии в редукции Буге могут трактоваться только как разность значений силы тяжести, обусловленных реальными структурами и теоретической моделью Земли (массами эллипсоида или сфероида относимости и промежуточного слоя).

В региональном плане гравитационное поле Казахстана в редукции Буге по изрезанности, интенсивности, общему уровню, простиранию аномалий отчетливо подразделяется на несколько крупных областей — западную, центральную и восточную, в пределах которых выделяются более мелкие аномальные зоны (рис. 15).

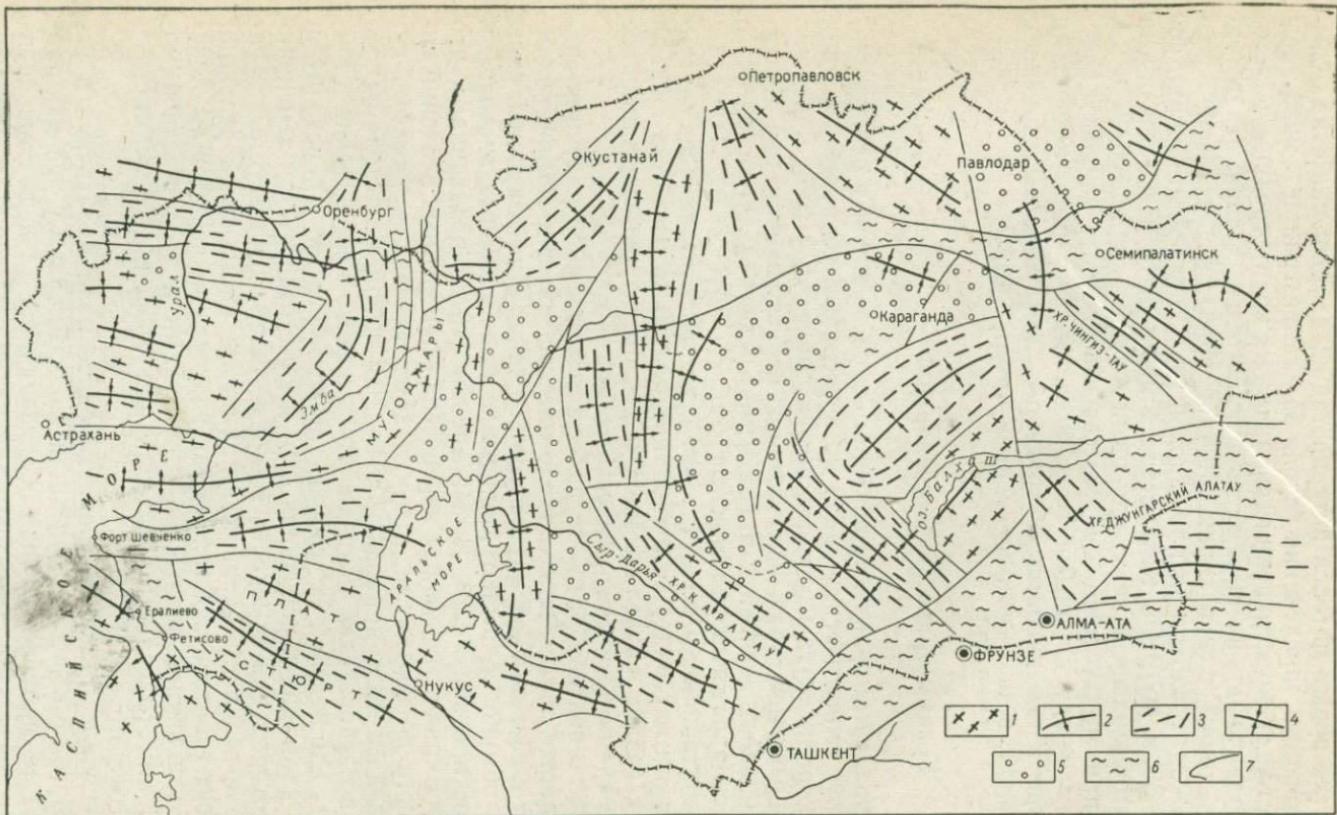


Рис. 15. Схема элементов гравитационного поля Казахстана, пересчитанного в верхнее полупространство.
 1 — области относительно положительного поля; 2 — оси относительно положительных аномалий; 3 — области относительно отрицательного поля; 4 — оси относительно отрицательных аномалий; 5 — области промежуточного поля; 6 — области широких градиентов; 7 — границы аномальных зон

Западная область охватывает районы Прикаспийской впадины, Мугоджар, юго-западной части Туранской плиты и характеризуется резко изменяющимися простирациями, конфигурацией, протяженностью и относительной интенсивностью аномалий и аномальных зон. Прикаспийская отрицательная гравитационная аномалия имеет в плане изометричные очертания, ее площадь равна 400—500 тыс. км². Мощность осадочного чехла в Прикаспийской впадине колеблется от 4 до 23 км. Простижение аномальных зон и обрамляющих их градиентов преимущественно широтное. На фоне довольно сложного поля четко выделяются почти изометричные в плане Хобдинский и Аралсорский гравитационные максимумы и широтно вытянутая Южно-Эмбенская относительно положительная аномалия поля Δg . Восточнее это поле обрамляется двумя крупными параллельными линейно вытянутыми в меридиональном направлении аномалиями. Одна из них (западная) отрицательная, протягивается на 450—500 км и соответствует Предуральскому прогибу, вторая положительная аномалия протяженностью 650—700 км с более резкими градиентами соответствует Мугоджарскому срединному массиву. Южные окончания этих аномальных зон поворачивают на юго-запад к Южно-Эмбенскому максимуму.

Юго-западная часть описываемой области, соответствующая Мангышлак—Устюрту, по простианию аномалий близка к Прикаспийским и Северо-Западно-Тянь-Шаньским структурам, а по общему рисунку аномалий и слабо выраженным градиентам — к Центральной гравитационной области, охватывающей Тургайскую впадину и часть Туранской плиты. Простижение относительно отрицательных аномалий и аномальных зон в центральной области преимущественно меридиональное и только на юге оно переходит в широтное, субширотное и северо-западное; аномалии имеют нечеткие очертания.

В восточной гравитационной области отчетливо выделяются два характерных рисунка поля: 1) мозаичное поле с разноориентированными, с различной конфигурацией и знаком аномалиями, соответствующими северной части области (примерно от Прибалхашья и севернее); 2) четко выдержанная субширотно-северо-восточная полоса резко отрицательного поля с уменьшающейся в южном направлении интенсивностью; эта полоса является северо-западным ограничением Внутриазиатской региональной отрицательной гравитационной аномалии, соответствующей в плане горным сооружениям Тянь-Шаня и Памира. В северной части наиболее характерными являются положительная северо-западного простириания аномалия, соответствующая Кокчетавской глыбе, площадь которой достигает 100 тыс. км², и известный Центрально-Казахстанский гравитационный минимум — аномалия с отчетливым северо-восточным простирианием, площадь которой равна 150 тыс. км². Аномалии более мелкого порядка площадью до 30—40 тыс. км² с преимущественным северо-западным простирианием соответствуют структурам Центрального Казахстана, Чингиза и Алтая.

Исследования прошлых лет и наши материалы позволяют полагать, что характер регионального гравитационного поля для районов, аналогичных в тектоническом отношении Казахстану, можно объяснить влиянием следующих факторов: 1) глубины залегания поверхности Мохоровичча и плотностной дифференциации подкорового вещества; 2) крупных разрывных нарушений в коре, расчленяющих ее на отдельные блоки; 3) мощности, петрографического состава, строения и соотношений низкоплотностного и нижележащего высокоплотностного слоев; 4) плотностных неоднородностей осадочного чехла.

Работы по структурно-геофизическому районированию последних лет показали, что аномалии изометричной формы соответствуют относительно стабильным блокам земной коры, а именно платформам и срединным массивам докембрийской консолидации. При этом положительные аномалии обусловлены срединными массивами, как правило, с сокращенной мощностью земной коры, внутри которых имеются участки: а) сохранившие в палеозое тенденцию к устойчивому поднятию, б) испытавшие в палеозое относительно слабую каледонскую и герцинскую тектономагматическую активизацию, и в) базальтифицированные, активно переработанные геосинклинальными процессами (эвгеосинклинали на докембрийском основании). Отрицательные изометричные аномалии отвечают областям, испытавшим активную герцинскую активизацию, с развитым герцинским орогенным магматизмом и связанными с ним процессами гранитизации, а также областям альпийского орогенеза. Те и другие области характеризуются увеличенной мощностью земной коры.

Линейные региональные гравитационные аномалии отвечают мобильным блокам земной коры, испытавшим геосинклинальное развитие в верхнепротерозойское и палеозойское время, а также авлакогенам Русской платформы.

Современные точки зрения, обусловленные актуалистическим подходом к построению геолого-геофизической модели континентальной литосфера и концепциями новой глобальной тектоники, могут несколько трансформировать содержательную сущность указанных связей. Так, например, с этих позиций изометричные гравитационные аномалии больших размеров могут быть обусловлены крупными блоками земной коры, ограниченными сбросо-сдвиговыми деформациями и образовавшимися в орогенный и посторогенный этапы развития, тогда как линейные аномалии такого же порядка связаны либо с шовными структурами, обязанными своим происхождением столкновению континентальных литосферных плит атлантического типа с пассивными окраинами, либо со складчатыми поясами, формирующимиися в зоне поглощения океанической литосферной плиты (зона Беньофа — Заварицкого или Видати — Заварицкого).

До сих пор мы ограничивались рассмотрением гравитационного поля в редукции Буге. Однако наиболее отчетливо и контрастно

процессы, происходящие в тектоносфере, отображаются в аномалиях силы тяжести, вычисленных в изостатических редукциях.

Изостатические аномалии вычисляются по формуле

$$\Delta g_{\text{из}} = g_n - \gamma_0 + 0,3086h - 0,0419\sigma_n h + \Delta g_p + \Delta g_k, \quad (4.1)$$

где g_n и γ_0 — соответственно наблюденное и нормальное значения силы тяжести; σ_n — плотность промежуточного слоя; Δg_p — поправка за дневной рельеф; Δg_k — поправка за компенсацию глубинных масс, расположенных на глубине T_0 ; h — высота точки наблюдения над уровнем моря.

Вычисление изостатических аномалий по формуле (4.1), реализующей схемы Пратта, Эри, Хейфорда, Хейсканена (различающиеся распределением компенсационных масс по вертикали), неопределенно, так как глубина до поверхности компенсации T_0 практически неизвестна. Г. И. Карапаев (1966) предлагал варианты вычисления $\Delta g_{\text{из}}$ без знания T_0 , однако это приводит к ощущим погрешностям для большей части Казахстана. А. Д. Ладынин, Ю. А. Зорин и другие исследователи показали, что для получения изостатических аномалий достаточно эффективна редукционная схема Грааф — Хантера. Эта схема позволяет получать гравитационное влияние масс компенсации без существенной конкретизации схемы их распределения по глубине, используя только предположения (или данные) о средней глубине центра тяжести компенсации. При этом гравитационное влияние масс компенсации достаточно точно выражается формулой плоского слоя.

Аномалии Грааф — Хантера вычисляются по формуле

$$\Delta g_k = g_n - \gamma_0 + 0,3086h + \Delta g_p - 0,0419\sigma_n h_{cp} + 0,0419\sigma_r h_{cp}, \quad (4.2)$$

где h_{cp} — средняя высота рельефа в точке наблюдения.

Из формул (4.1) и (4.2) следует, что гравитационное влияние компенсации в редукции Грааф — Хантера

$$\Delta g_k(r) = -2\pi f \sigma_r \bar{h}(r). \quad (4.3)$$

Здесь $\bar{h}(r)$ — рельеф, осредненный с некоторым весом $P_i(r)$ на площади радиусом r_i ;

$$\sigma_r \bar{h}(r) = -\sigma_k H_k, \quad (4.4)$$

где σ_r — плотность топографических масс; σ_k и H_k — соответственно плотность и толщина масс компенсации.

Следовательно, аномалии Грааф — Хантера являются изостатическими в предположении равенства топографических и компенсирующих масс в области осреднения дневного рельефа и равенства их гравитационных влияний в центре этой области.

Основным вопросом при вычислении аномалий Грааф — Хантера является выбор параметров осреднения рельефа, а именно радиуса осреднения r_i и весовой функции $P_i(r)$.

Для выбора размера области равновесового осреднения (радиуса региональности) в геоморфологически сложных районах проанализированы зависимости средних высот \bar{h} от радиуса осреднения (рис. 16), а также коэффициенты корреляции ρ , связывающие гра-

витационное поле в редукции Буге с осредненными значениями дневного рельефа при разных радиусах:

$h(r)$, KM	20	40	60	80	100
$\rho(\Delta g_B \bar{h})$	0,634	0,728	0,933	0,855	0,731

Анализ этих зависимостей позволил выбрать оптимальный радиус равновесного осреднения 55—60 км, что соответствует величине стороны квадратной палетки, равной 100 км.

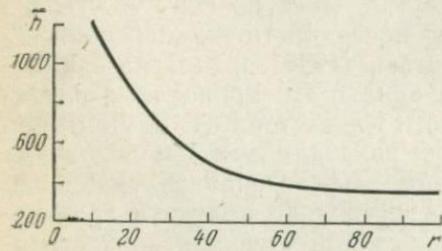


Рис. 16. Зависимость средних значений рельефа h от радиуса осреднения r восточной части Казахстана

Если в первом приближении считать, что компенсационные массы сосредоточены на уровне поверхности M , то принятый размер палеток соответствует 1,5—2,0 H_m , и речь идет о региональной изостазии, при которой рассматривается компенсация осредненного рельефа. С указанными параметрами и $\sigma_r = 2,70 \text{ г}/\text{см}^3$ были вычислены поправки и аномалии Грааф—Хантера (рис. 17).

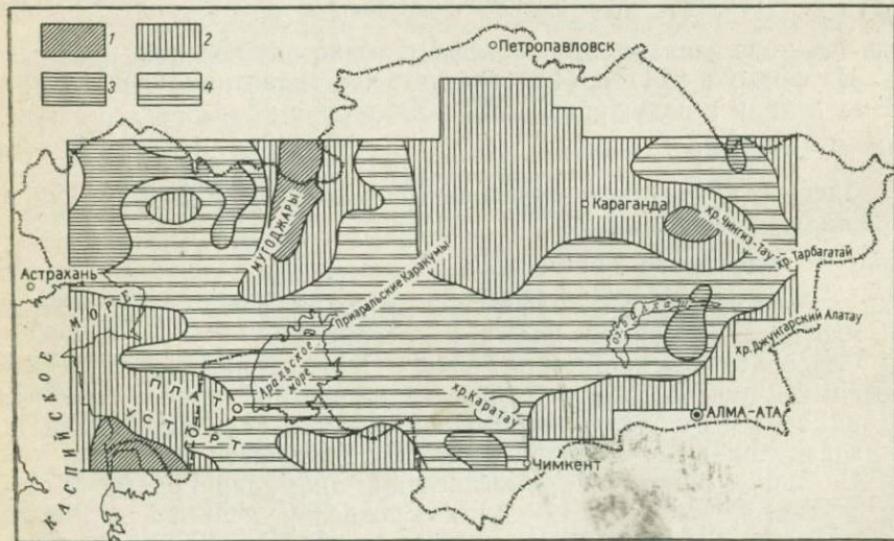


Рис. 17. Схема гравитационного поля Казахстана в изостатической редукции Грааф — Хантера.

Области поля: 1 — положительные интенсивные, 2 — положительные менее интенсивные, 3 — отрицательные небольшой интенсивности, 4 — слабо интенсивные обоих знаков и практически безаномальные.

Для значительной части территории Казахстана характерно слабоинтенсивное поле Δg_x (Туранская плита, Түргайская впадина, западная часть Казахского щита, западное Прибалхашье — Бетпакдала). Интенсивные положительные аномалии фиксируются в районе Мугоджар, Кара-Богаз-Гола, Акбастау и Причингизыя. Менее интенсивными аномалиями характеризуются Северный Каспий, Хобдинский блок, Центральный и Северный Казахстан, Алтай, Северный Тянь-Шань. Отчетливыми отрицательными аномалиями характеризуются западный и восточный борта Прикаспийской впадины, Прибалхашье, Илийская впадина, Северное Приаралье. Таким образом, на территории Казахстана положительные аномалии Δg_x приурочены как к областям доальпийской стабилизации со слабой неотектонической активизацией (с тенденцией к поднятию в неоген — антропогеновое время), так и к областям новейшего (10^5 — 10^7 лет), молодого (10^3 — 10^5 лет) и современного (10— 10^3 лет) слабого и интенсивного орогенеза. Отрицательные аномалии в основном приурочены к районам с преобладающим опусканием.

Аэромагнитные исследования

Аэромагнитные съемки мелких масштабов являются важной составной частью комплекса региональных геофизических исследований. Территория Казахстана характеризуется сложным наблюдаемым магнитным полем, в котором выделяется несколько типов аномалий. Приведем краткое описание регионального (осредненного) магнитного поля Казахстана (рис. 18). Заметим, что региональные магнитные съемки используются при выделении крупных структурных элементов, выявлении и прослеживании крупных зон тектонических нарушений, картировании больших по размерам интрузивных массивов, литологическом расчленении фундамента и, таким образом, дают много дополнительной информации. Тем не менее природа региональных магнитных аномалий изучена еще недостаточно.

Полагают, что среди положительных региональных аномалий может быть выделено несколько типов, соответствующих областям тектономагматической активизации, орогенным вулканическим и вулкано-плутоническим поясам, а отрицательным аномалиям отвечают зоны некоторых специфических эвгеосинклинальных прогибов.

На северо-западе Казахстана на территории Прикаспийской впадины и обрамляющих ее с севера и юга структур простирание изолиний магнитного поля субширотное, и только на востоке изолинии приобретают субмеридиональное (Уральское) направление. Интенсивность отрицательной аномалии на крайнем северо-западе в пределах Прикаспийской синеклизы достигает 3 мЭ. Этот район характеризуется самыми низкими значениями магнитного поля в пределах Казахстана. В северной и южной частях Прикаспийской впадины расположены субширотные зоны положительных магнит-

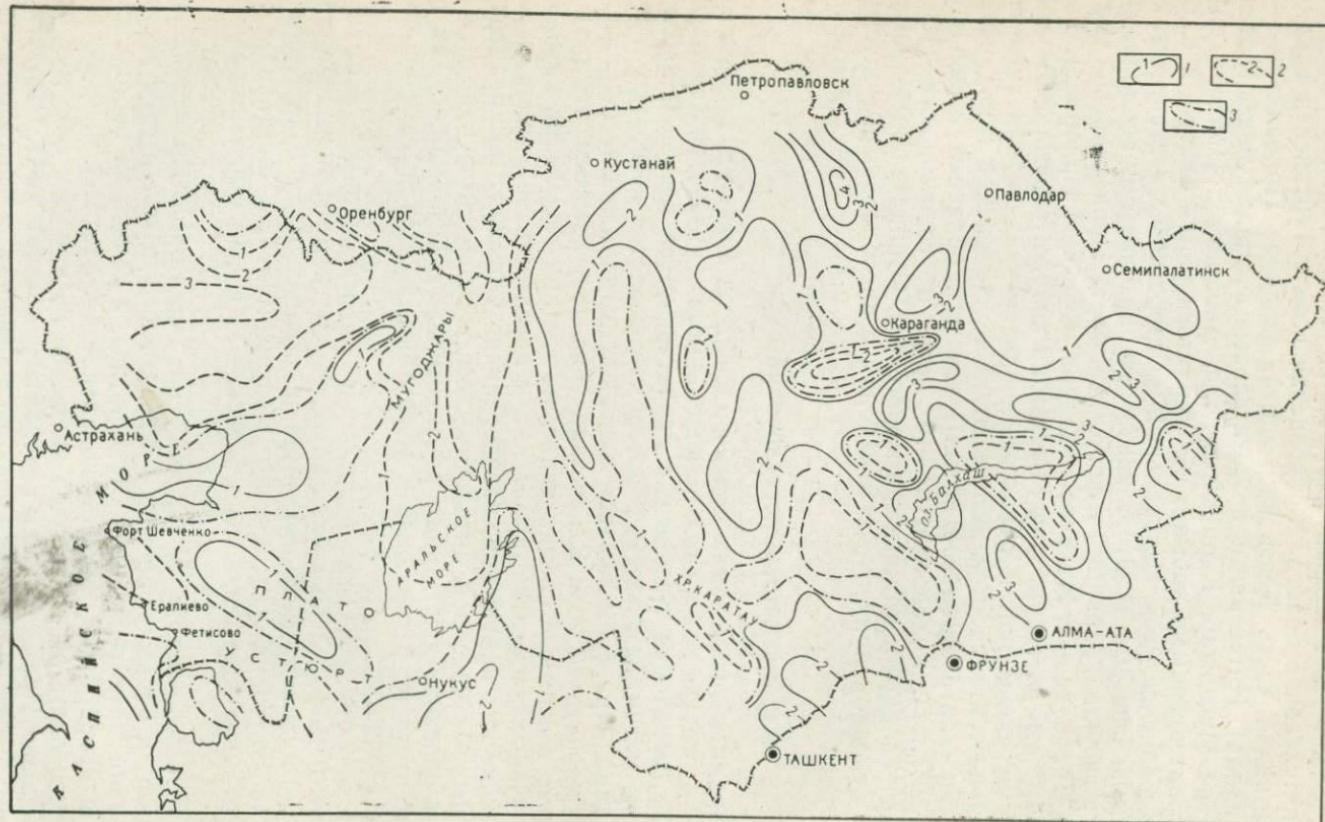


Рис. 18. Карта осредненного магнитного поля (в мЭ) Казахстана.
Изолинии: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые

ных аномалий интенсивностью до 1—1,5 мЭ. В районе Манышлака и Устюрта простирание изолиний магнитного поля в основном северо-западное, а интенсивность положительной региональной аномалии составляет 1—1,5 мЭ.

Между положительными аномалиями, соответствующими Южно-Эмбенскому поднятию и Манышлаку, располагается вытянутая в широтном направлении на 500—600 км область отрицательного магнитного поля с небольшой интенсивностью (до —1 мЭ). Южнее Манышлак-Устюртской и севернее Кара-Богаз-Гольской (несколько повышенной) аномалии фиксируется широкая отрицательная полоса магнитного поля также небольшой интенсивности. Южнее к Туаркырскому валу интенсивность магнитного поля вновь повышается. На южном продолжении Уральской складчатой зоны (Мугоджарский антиклиниорий, Магнитогорский синклиниорий) вплоть до Аральского моря геомагнитное поле, имеющее отчетливо выраженное меридиональное простижение, характеризуется пониженным значением (до —2 мЭ).

Восточнее наблюдается довольно четкая граница между отрицательным магнитным полем, соответствующим герцинидам Урала (Мугоджар), и положительным полем, отвечающим областям развития каледонских образований. Главная рудоносная полоса, которая в наблюденном магнитном поле характеризуется повышенными аномалиями, вытянутыми в субмеридиональном направлении, здесь отмечается промежуточным полем между Южно-Уральской аномалией на западе и Кустанайской несколько повышенной аномалией на востоке. На юге это промежуточное поле переходит в четкую положительную аномалию интенсивностью до 1—1,5 мЭ. Южно-Тургайская впадина и окаймляющее ее с востока Улутауское поднятие характеризуются единой несколько пониженной меридиональной аномалией, которая на юге приобретает северо-западное (Каратаское) направление, сохраняющееся до границы Казахстан—Узбекистан. На продолжении Улутауского поднятия к югу наблюдается субмеридиональная — северо-западная полоса слабо отрицательного поля.

Для Северного Казахстана характерны две крупные региональные изометрические аномалии; в центре северной аномалии поле понижается до нуля, а южная имеет интенсивность до 2 мЭ. С северо-запада, на границе Кокчетавской глыбы, отмечается положительная аномалия юго-западного направления, протягивающаяся в Тургайский прогиб.

С северо-востока Кокчетавская глыба окаймляется крупной положительной аномалией северо-западного направления, интенсивность которой достигает 7 мЭ. В этом же направлении вытягивается слегка пониженная (до нуля) аномалия, территориально совпадающая с Тенизской впадиной. Южнее она объединяется с субширотной — северо-восточной отрицательной аномалией, соответствующей Успенской зоне, Тектурмасскому антиклиниорию и др.

Магнитное поле восточной части Казахстана в отличие от западной даже в региональном плане является значительно более

изрезанным. В центре, южнее Успенско-Тектурмасской отрицательной аномалии, параллельно ей (примерно на уровне 48° с. ш.) фиксируется широтная положительная аномалия, разделяющая этот район на северный и южный. На севере (Чингиз-Тарбагатай, Калба, Рудный Алтай и прилегающие районы) наблюдается несколько крупных положительных аномалий в основном северо-западного направления. Четкого разграничения между Чингизской геоантиклинарной и Калбинской зонами в региональном магнитном поле не наблюдается. В сторону Рудно-Алтайского блока значения поля повышаются. Чингиз-Тарбагатайская зона выделяется положительной аномалией северо-западного простирания интенсивностью до 3 мЭ. Эта аномалия охватывается с юго-запада и северо-востока двумя апофизами обширной по площади положительной аномалии меньшей интенсивности, находящейся на крайнем северо-востоке исследуемого района. Эти ответвления аномалии соответствуют Акбастаускому антиклинарию и Калба-Нарымской структурно-фациальной зоне.

На юге района отмечается чередование крупных положительных и отрицательных региональных аномалий северо-западного простирания. Положительные северо-западные аномалии совместно с отмеченной выше широтной положительной аномалией образуют обширную подковообразную зону, известную под названием Джунгаро-Балхашского максимума. Этим подковообразным полем охватывается отрицательная Южно-Балхашская аномалия, соответствующая области развития герцинских образований. Еще одна большая по площади отрицательная аномалия отмечается в районе Чуйской впадины и северо-восточнее ее. Простирание этой аномалии северо-западное, интенсивность до —1 мЭ.

Региональное магнитное поле по материалам ряда исследователей содержит некоторую информацию о глубинном строении земной коры и верхней мантии и, в частности, о поведении поверхности М и других границ, выделенных по сейсмическим данным.

Применение метода автокорреляционного анализа магнитного поля позволило Т. Н. Симоненко расчленить земную кору и ее субстрат на четыре магнитоактивных слоя, различающихся источниками магнитовозмущающих масс и их эффективной намагниченностью: верхний парамагнитный слой мощностью в несколько километров, включающий осадочный и осадочно-вулканогенный комплексы пород на платформах и в складчатых областях; верхний ферромагнитный слой мощностью до 10 км, к которому относятся верхние части кристаллического складчатого фундамента с эффективной намагниченностью до $100 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС; нижний ферромагнитный слой мощностью до 20 км, соответствующий гранитному и в меньшей мере базальтовому слоям с эффективной намагниченностью $1 \cdot 10^{-3} \div 5 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС; нижний парамагнитный слой, включающий базальтовый слой и верхнюю часть верхней мантии до зоны плавления, со слабыми магнитными неоднородностями. По другим данным, на основании анализа региональных магнитных аномалий в сопоставлении с материалами МТЗ, температур разогрева

мантии, распределения давления и скорости распространения упругих волн в земной коре также получен вывод о том, что магнитоактивный слой на континентах не ограничивается гранитным слоем, а включает также и базальтовый слой и верхи мантии.

На основании качественной аналогии между изменениями температурного коэффициента Юнга при переходе через точку Кюри и значениями скоростей в окрестности границы Мохо М. И. Гельфандом высказано предположение о том, что поверхность М является геометрическим местом ферромагнитных точек Кюри.

На связь между глубинным строением земной коры и магнитным полем существуют и другие точки зрения. Исследования, посвященные условиям образования и существования ферромагнитных минералов и термодинамическому режиму земной коры — верхней мантии, показали, что магнитные минералы не могут образовываться при давлении и температуре, соответственно выше 18 кбар и 900° С, а предельная температура существования остаточной намагниченности в породах земной коры соответствует точке Кюри магнетита (585° С). Эти данные, а также сведения о температурном градиенте в земной коре не дают оснований для утверждения о возможной мощности магнитоактивного слоя более 100 км.

По данным линейного корреляционного анализа коэффициенты корреляции между осредненным магнитным полем и мощностью земной коры на 25 профилях ГСЗ и МОВЗ в Казахстане варьируют в пределах 0,33—0,42; средний коэффициент корреляции по всем профилям 0,4 (при уровне значимости 0,3). Приближенная количественная интерпретация региональных магнитных аномалий Казахстана, а также достаточно точная интерпретация локальных магнитных аномалий показывают, что основная часть возмущающих объектов сосредоточена в верхней части земной коры (до 20 км), однако некоторые из них располагаются в более глубоких слоях. В связи с указанным существующее у ряда исследователей мнение об отсутствии дифференциации нижней части земной коры по магнитным свойствам требует пересмотра, так как поверхность, описывающая распределение точек Кюри, располагается, по-видимому, на разных глубинах.

Неоднозначность оценок информационной содержательности регионального магнитного поля для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии предопределяет развитие или продолжение следующих научно-исследовательских направлений (Крутыховская, 1975): оценка намагниченности близповерхностной и глубинной частей земной коры на основе фактических измерений магнитных свойств, петромагнитных карт и прогноза вещественного состава глубинных зон земной коры; разработка методики учета влияния верхней части земной коры на аномальное магнитное поле; создание магнитной модели земной коры на основе интерпретации аномалий различных классов с привлечением методов моделирования; использование данных геотермии, гравиметрии, сейсмологии (взрывной и невзрывной), а также геологических дан-

ных для обоснованной интерпретации региональных магнитных аномалий; исследование магнитных свойств минералов и пород при различных термодинамических условиях.

Электроразведочные исследования

В комплексе методов, использующихся для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии, в последние годы широко применяют электромагнитное зондирование, особенно дипольное, магнито-теллурическое (МТЗ) и др. Они дают ценную информацию о глубинном строении земной коры и верхней мантии, но к настоящему времени проведены еще в небольшом объеме. Обобщение данных по ряду стран (СССР, США, Франция, Канада, ГДР, ФРГ, Венгрия, Алжир) показало, что МТЗ позволяет проследить несколько геоэлектрических границ до глубин 600—700 км (Альмуханбетов, 1972).

Магнитотеллурические методы в различных модификациях используются в СССР в значительно более широких масштабах, чем за рубежом. Среди них известны: а) метод теллурических токов (МТТ), изучающий изменение обобщенных параметров геоэлектрического разреза по распределению теллурического поля; б) магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), определяющее послойные параметры геоэлектрического разреза по кривым кажущегося сопротивления r_t , представляющим собой трансформированные частотные характеристики магнитотеллурического импеданса Z ; в) магнитотеллурическое профилирование (МТП), определяющее суммарную продольную проводимость S осадочной толщи по измерениям импеданса в полосе частот, относящихся к восходящей ветви МТЗ; г) зондирование становлением теллурического поля (ЗСП или ЗСТ), изучающее послойные параметры геоэлектрического разреза по кривым r_t , полученным из переходных характеристик теллурического поля.

Различными модификациями этих методов (МТЗ, МТП) изучено глубинное строение земной коры в Центральном (Джезказган — Сарысуйская впадина) и Западном (Мугоджары и восточный борт Прикаспийской впадины) Казахстане. В целом электроразведочные работы в Казахстане имеют подчиненное значение для указанной выше цели в силу небольшого объема работ.

Основные результаты магнитотеллурического зондирования по нескольким профилям (Альмуханбетов, 1972) показаны на рис. 19—21.

Глубинная электроразведка по разобщенным профилям на юго-западе и западе Казахстана позволяет выделить высокопроводящую толщу в верхней мантии, имеющую, по-видимому, региональное распространение, кровля которой находится на глубинах 100—200 км. Отсутствие необходимых полевых исследований оставляет открытым вопрос о продолжении этой толщи на территории Восточного Казахстана.

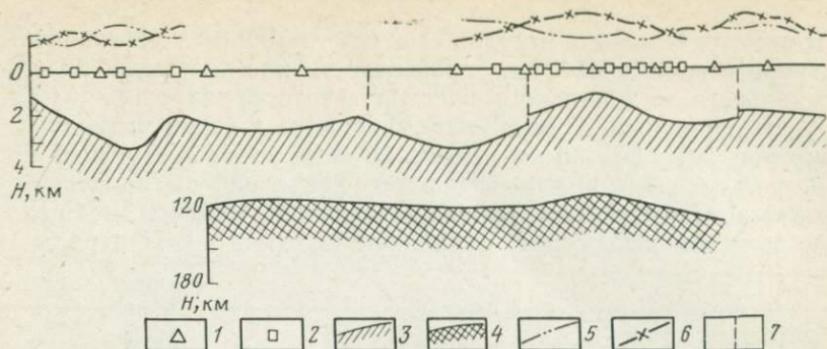


Рис. 19. Геоэлектрический разрез по профилю Джезказган — Кызыл-Орда (по Д. Альмуханбетову).

1 — точки МТЗ; 2 — точки МПИ; 3 — геоэлектрическая граница; 4 — кровля высокопроводящей толщи верхней мантии по данным МТЗ; 5 — кривая S ; 6 — кривая $\rho_{t \max}$; 7 — разломы

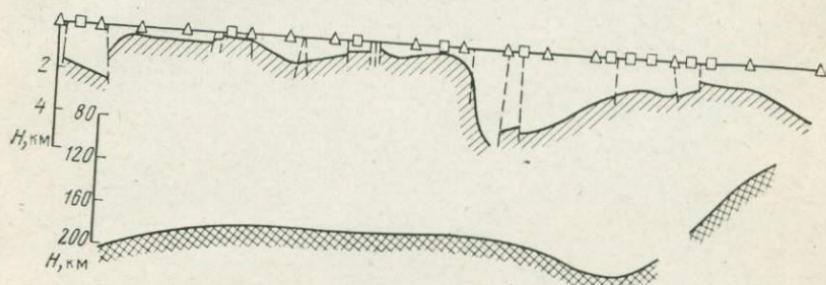


Рис. 20. Геоэлектрический разрез по профилю Актюбинск—Тургай (по Д. Альмуханбетову).

Условные обозначения см. на рис. 19.

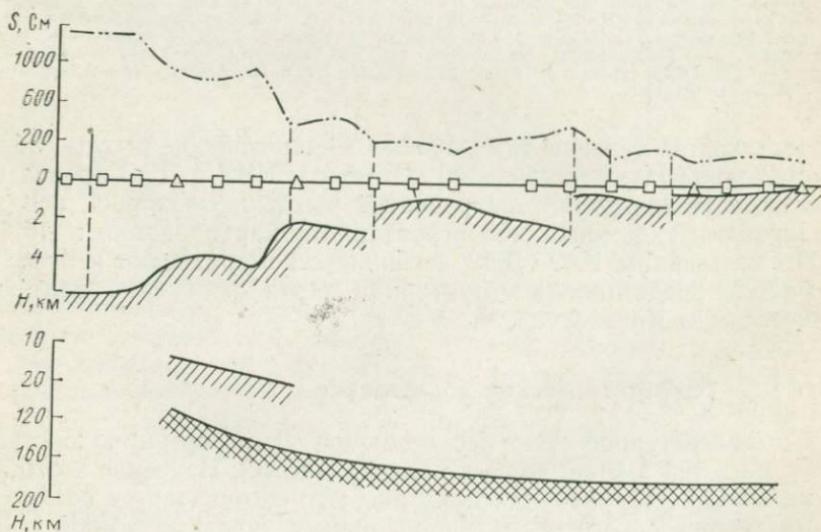


Рис. 21. Геоэлектрический разрез по профилю Эмба (по Д. Альмуханбетову).

Условные обозначения см. на рис. 19.

Помимо указанных методов менее глубинные региональные электроразведочные работы, преимущественно в модификациях вертикального и дипольного электрического зондирования (ВЭЗ, ДЭЗ), выполнялись в закрытых районах по серии профилей и маршрутов через 20—30 км и реже по сети, соответствующей масштабам съемки 1 : 200 000—1 : 500 000. Такие работы проведены в Джезказган-Сарысуйском районе, Илийской, Чуйской и Средне-Сырдаринской депрессиях, в районах Северного и Центрального-

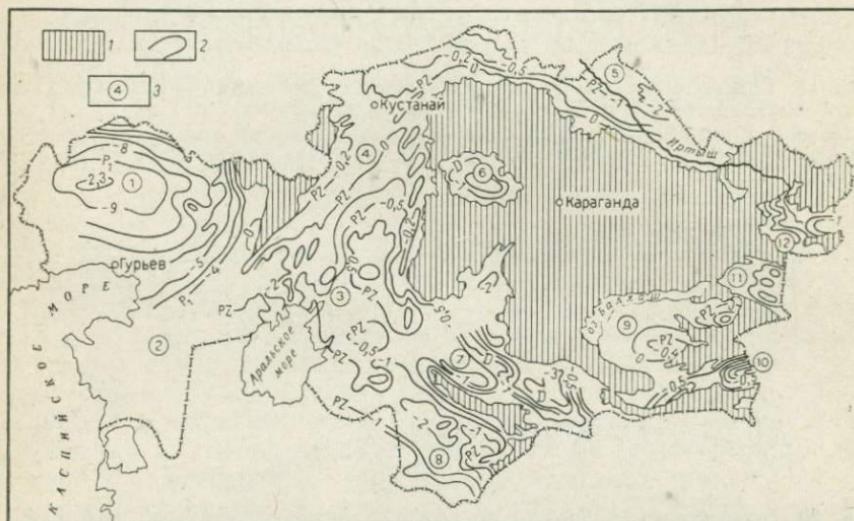


Рис. 22. Структурная карта отложений платформенного чехла Казахстана.

1 — область выходов палеозоя на поверхность; 2 — изогипсы кровли пород фундамента (в км): палеозойских — Pz, девонских — D, пермских — P1; 3 — закрытые регионы и впадины: 1 — Прикаспийская впадина, 2 — Мангышлак и Устюрт, 3 — Приаралье, 4 — Тургайский прогиб, 5 — Западно-Сибирская низменность, 6 — Тенизская мульда; 7 — Чу-Сарысуйская; 8 — Средне-Сырдаринская; 9 — Прибалхашская; 10 — Илийская; 11 — Алакульская; 12 — Зайсанская котловина

Казахстана, где развиты мезозойские и кайнозойские рыхлые образования мощностью до 250—300 м. Методы ВЭЗ и ДЭЗ проведены с целью изучения характера развития рыхлых отложений, поведения кровли фундамента, его структурного картирования и др.

По материалам ВЭЗ, ДЭЗ, а также сейсморазведки и бурения на рис. 22 представлена структурная карта отложений платформенного чехла Казахстана.

Термометрические исследования

Геотемпературное поле несет обширную информацию о строении и развитии земной коры и верхней мантии. Изучение этого поля на больших территориях показало, что оно связано с особенностями тектонического развития различных участков земной коры, спецификой состава и строения толщ горных пород. Основные све-

дения о тепловом потоке и его связи с тектоническим строением изложены в работах В. С. Жеваго (1968, 1975). На основании геотермических исследований в 50 скважинах (погрешность измерения температур $0,1^\circ$) и использования данных еще по 150 скважинам составлена схема распределения тепловых потоков на территории Казахстана (рис. 23). Распределение скважин крайне неравномерное. Так, наиболее изученными являются районы Юго-Запад-

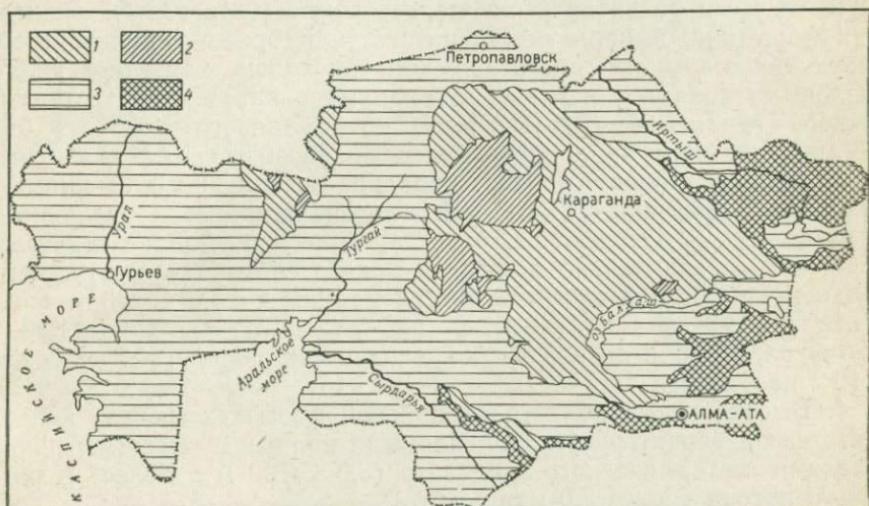


Рис. 23. Схематическая геотермическая карта распределения теплового потока и развития тепловых полей (по В. С. Жеваго).

Тепловые поля: 1 — в кристаллических породах допалеозоя и нижнего палеозоя с плотностью потока до $1 \text{ мкал}/\text{см}^2\cdot\text{с}$; 2 — то же, в синеклизах, сложенных осадочными породами среднего — верхнего палеозоя с плотностью теплового потока от 1 до $1,3 \text{ мкал}/\text{см}^2\cdot\text{с}$; 3 — то же, в эпипалеозойских и межгорных впадинах, сложенных мощными толщами терригенных отложений мезозоя и кайнозоя с плотностью теплового потока от $1,3$ до $1,6 \text{ мкал}/\text{см}^2\cdot\text{с}$; 4 — в горноскладчатых областях альпийской фазы тектогенеза с плотностью теплового потока более $2 \text{ мкал}/\text{см}^2\cdot\text{с}$.

ного, Юго-Восточного и Центрального Казахстана; очень слабоисследованы территории Прикаспийской и Турагайской впадин.

Неравномерна и изученность физических свойств пород, позволяющих с известной точностью вычислить удельное тепловое сопротивление и теплопроводность пород. Однако точки измерений приурочены к основным тектоническим элементам Казахстана, что в определенной мере снижает эффект неравномерности изучения и повышает достоверность анализа теплового поля. По-видимому, следует полагать, что в большинстве случаев источники теплового потока являются глубинными, особенно если исследования проводились в равнинной местности, в условиях слабой гидрогеологической активности и выдержанности теплофизического разреза (Кутас, 1975).

На территории Казахстана выделены четыре типа геотемпературных полей, соответствующих конкретным регионам с определен-

ными показателями геотермических градиентов, температуры на различных уровнях земной коры и плотности тепловых потоков.

1. Области развития плутоно-вулканомагматических, а также кристаллических формаций высокой степени метаморфизма, до-кембрийского и каледонского возраста характеризуются тепловыми полями с низкими показателями геотермического градиента ($1,1 - 2,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) и тепловых потоков ($0,7 - 1,0 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$), хорошей теплопроводностью пород [$(0,51 - 0,91) \cdot 10^{-2} \text{ кал}/\text{см} \cdot \text{с}$].

2. Области развития верхнепалеозойских (герцинских) осадочных формаций, выполняющих древние межгорные впадины и образующих в структурном отношении синеклизы, характеризуются тепловыми полями с низкими и средними показателями геотермического градиента ($2,0 - 2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), теплового потока ($1,0 - 1,3 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) и теплопроводности [$(0,46 - 0,62) \cdot 10^{-2} \text{ кал}/\text{см} \cdot \text{с}$].

3. Области эпипалеозойских впадин, выполненных мощными толщами терригенных отложений мезозоя и кайнозоя различного литологического состава и плотности, характеризуются тепловыми полями со сравнительно высокими показателями геотермического градиента (от $2,5$ в краевых частях впадин до $4,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ в их центральных частях), плотности теплового потока ($1,30 - 1,60 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) и низкой теплопроводностью пород [$(0,3 - 0,53) \times 10^{-2} \text{ кал}/\text{см} \cdot \text{с}$].

4. Высокогорные области альпийской фазы тектогенеза и неотектогенеза характеризуются тепловыми полями с высокими показателями геотермического градиента ($5,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и более) и теплового потока (более $2,0 \text{ мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$).

По данным В. С. Жеваго (1975), Е. А. Любимовой (1968) и других исследователей, намечаются определенные связи между тепловым потоком, с одной стороны, возрастом структур и новейшей активизацией земной коры, с другой, т. е. сейсмичностью и современной геотермальной деятельностью. В рассмотренных работах делается вывод о том, что чем плотнее (и древнее) породы, тем меньше их удельное сопротивление и больше теплопроводность. Возрастание температур с глубиной в разновозрастных породах находится в прямой зависимости от их геотермического градиента, теплопроводности и других показателей (рис. 24).

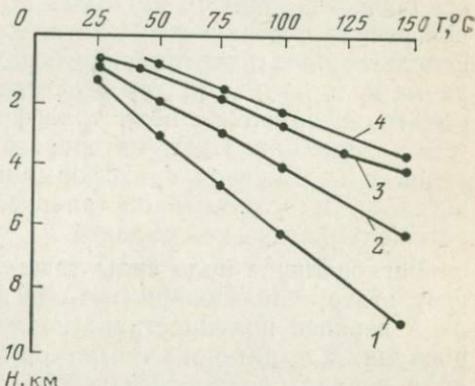
Существуют и другие точки зрения на зависимость между возрастом пород и их термическими параметрами. В. В. Белоусов (1975), на основе работ Б. Г. Поляка и Ю. Б. Смирнова (1968), связывающих интенсивность теплового потока с возрастом складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации, а также другие исследователи (Кутас, 1975) пришли к иным выводам. Так, исходя из величины теплопроводности литосферы, они полагают, что наблюдающийся в настоящее время на поверхности тепловой поток возник в верхнейmantии не ранее неогена и не имеет, следовательно, отношения к процессам, завершившимся ранее. С этой точки зрения приведенная выше термическая характеристика Казахстана в большей мере может быть обусловлена новейшими физико-химическими процессами, протекающими в верхней мантии,

чем с теми процессами, которые имели место в раннем и среднем фанерозое.

Возраст теплового источника представляет интерес и с других позиций. Установившийся характер, стационарность теплового поля, характеризующие относительную древность источников, способствуют применению при его интерпретации приемов, типичных для анализа, например, гравитационного поля (с заменой плотностных свойств тепловыми). Предельные глубины тепловых источников для отдельных аномалий можно рассчитать по соответствующим формулам.

Рис. 24. Зависимость температуры от глубины в различных геотемпературных полях (по материалам Б. С. Жеваго).

Тепловые поля: 1 — в кристаллических породах докембрия и нижнего палеозоя с плотностью потока до 1 мкал/см²·с; 2 — то же, в синеклизы, сложенных осадочными породами среднего — верхнего палеозоя с плотностью теплового потока от 1 до 1,3 мкал/см²·с; 3 — то же, в эпипалеозийских и межгорных впадинах, сложенных мощными толщами терригенных отложений мезозоя и кайнозоя с плотностью теплового потока от 1,3 до 1,6 мкал/см²·с; 4 — в горноскладчатых областях альпийской фазы тектогенеза с плотностью теплового потока более 2 мкал/см²·с.



Учитывая обе точки зрения и на основании фактических материалов по Казахстану, можно полагать, что, во-первых, распределение тепловых потоков определяется в первом приближении историей тектонического развития структур, во-вторых, наиболее высокими тепловыми потоками характеризуются области современного орогенеза и, в-третьих, наиболее благоприятные условия для накопления большого количества тепла имеют место в мезо-кайнозийских впадинах и прогибах.

Однако следует иметь в виду, что эти связи не являются однозначными и указанное деление тепловых полей на типы, обусловленные различным возрастом тектоноструктур, должно восприниматься как самая общая закономерность.

Глава 5

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ В КАЗАХСТАНЕ

Исследование зависимости между гравитационным полем, дневным рельефом и поверхностью M по сейсмическим данным

Одни исследователи считают, что региональное гравитационное поле обусловлено в основном поверхностью M и поэтому регрессионные связи между ними могут быть использованы для изучения

поведения нижней границы земной коры. Другие полагают, что региональное гравитационное поле обусловлено многими причинами, в том числе латеральными плотностными неоднородностями верхней мантии, являющимися отражением глубинных физико-химических процессов, следовательно, использование этих зависимостей для количественной оценки мощности земной коры недостаточно обосновано.

Исследуем этот вопрос применительно к территории Казахстана, используя данные взрывной и невзрывной сейсмологии, гравиметрии, современной орографии и неотектоники, имея в виду, что сейсмических данных на изучаемой территории недостаточно для построения поверхности M по всей площади. Наиболее эффективно использование гравитационного поля. Для геологического истолкования и, в частности, для исследования поверхности M наблюденные гравитационные поля трансформируются с помощью различных алгоритмов. Опыт интерпретации показывает, что выбор методов и параметров трансформации поля обусловливается конкретной геологической обстановкой и в еще большей мере конкретной геологической задачей.

Региональное поле силы тяжести Казахстана было получено в результате использования метода аналитического продолжения поля в верхнее полупространство и метода геологического редукции. Для выбора параметров аналитического продолжения поля в верхнее полупространство (оптимальной высоты пересчета) часто пользуются сведениями о величинах средней интенсивности аномалий A , их горизонтальных градиентах Δg_x , средних размерах аномалий L . С этой целью сопоставляются таблицы зависимости h/L от A_{tr}/A (h — высота пересчета) и соответствующие номограммы (Тарков, 1974).

Поскольку аналитическая задача о разделении полей на различные составляющие, в том числе на региональные и локальные, без привлечения дополнительных сведений, в частности, о геологическом строении района или результатов опытных расчетов, неоднозначна и в своей постановке формальна, то для получения необходимых параметров пересчета нами исследовано пространственное распределение гравитационного поля над теоретическими моделями и проведен частотный анализ поля и поверхности M по сейсмическим профилям.

Гравитационные эффекты рассчитаны от объектов, имитирующих элементы внутренних границ земной коры: верхней ($\Delta\sigma = 0,4 \text{ г}/\text{см}^3$), средней ($\Delta\sigma = 0,2$) и нижней ($\Delta\sigma = 0,3$), расположенных соответственно на глубинах 0—5, 15—25, 35—45 км для восьми возможных комбинаций (рис. 25). Графики Δg , полученные в результате пересчета суммарного теоретического поля Δg_s на высоты 10, 20, 45, 60 км, сравнивались с Δg_r , Δg_b и Δg_m , вычисленными на нулевом уровне (на дневной поверхности). Парные коэффициенты корреляции, характеризующие результаты сравнения указанных величин для всех возможных комбинаций в пределах

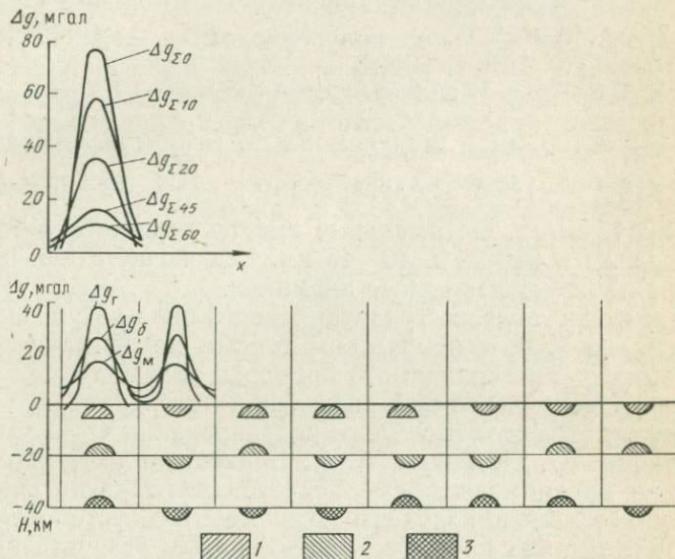
каждого уровня пересчета имеют диапазон изменения 0,05—0,10. Поэтому в табл. 5 показаны только осредненные коэффициенты корреляции, характеризующие связь Δg_{Σ} с Δg_r , Δg_b и Δg_m на разных уровнях пересчета.

Данные табл. 5 показывают, что для анализа поведения поверхности М оптимальная высота пересчета поля равна ~ 45 км, а для анализа поверхности базальтового слоя ~ 20 км. Эти значения с учетом их корректировки по шагу матрицы из стандартных про-

Рис. 25. Пространственный анализ гравитационного поля для выбора оптимальных параметров трансформаций.

Элементы поверхности: 1 — гранито-метаморфического слоя, 2 — базальтового слоя, 3 — верхней мантии; Δg_r , Δg_b , Δg_m — соответствующие гравитационные эффекты; $\Delta g_{\Sigma}(0)$ —

$\Delta g_{\Sigma}(60)$ — суммарные гравитационные эффекты, пересчитанные на высоты 0—60 км



грамм на ЭВМ принятые для пересчета наблюденного гравитационного поля. Оптимальность принятых значений пересчета подтверждается и при решении прямых задач гравиразведки на разрезах, полученных по данным ГСЗ и МОВЗ.

Схема гравитационного поля Казахстана, соответствующая уровню пересчета примерно 20 км, показана на рис. 15. При интерпретации использованы также карта разностного поля $\Delta g'$ и карта отношения полей $\Delta g''$ (см. гл. I) на уровнях 20 и 45 км.

Таблица 5

Параметр	$\Delta g_{\Sigma}10$	$\Delta g_{\Sigma}20$	$\Delta g_{\Sigma}45$	$\Delta g_{\Sigma}60$
Δg_r	0,58	0,43	0,31	0,29
Δg_b	0,45	0,70	0,64	0,55
Δg_m	0,33	0,52	0,90	0,82

Частотная селекция наблюденного гравитационного поля проведена по протяженным сейсмическим профилям (Темир-Тау — Петропавловск, Темир-Тау — Куйбышев и др.), пересекающим территорию Казахстана в субмеридиональном и субширотном направлениях с использованием алгоритма гармонического анализа и синтеза (Перфильев, 1967), а также известных формул (Андреев, Клушин, 1965).

Частотный анализ позволил выделить в спектре наблюденного гравитационного поля несколько групп частот; основными из них являются следующие три группы: низкочастотная составляющая ($f \leq 3 \cdot 10^{-3} \frac{1}{\text{км}}$) с полупериодом $\frac{T}{2} \geq 200$ км и модулем $S \leq 60$ мгл, среднечастотная ($f \leq 5 \cdot 10^{-3} \frac{1}{\text{км}}$) с полупериодом $\frac{T}{2} \leq 100$ км и модулем $S \leq 37$ мгл и высокочастотная ($f \leq 15 \times 10^{-3} \frac{1}{\text{км}}$) с полупериодом $\frac{T}{2} \leq 30-35$ км и модулем $S \leq 15$ мгл. Оптимальные высоты пересчета соответственно определены в 20—25 и 40—45 км. Высокочастотная часть спектра характеризует локальные аномалии.

Сопоставление гравитационного поля на уровне 45 км с поверхностью М по сейсмическим данным показывает, что периоды криевых Δg и поверхности М примерно равны.

Известно, что для разделения полей наиболее надежным является метод геологического редуцирования (Б. А. Андреев, Э. Э. Фотиади, Ю. Н. Годин, А. А. Борисов и др.), который эффективен при крупномасштабных исследованиях, когда сведения о мешающих объектах получены по достаточно густой сети скважин. Этот метод может привести к оптимальным результатам только при наличии достоверных сведений о мощностях учитываемых слоев и их плотностях, а также о законах изменения последних в вертикальном и горизонтальном направлениях. При низкой достоверности указанных материалов возможные ошибки достигают от +50 до —70 мгл.

Тем не менее нами использован метод геологического редуцирования для вычисления аномалий Δg_m , обусловленных в первом приближении влиянием поверхности М. С этой целью из наблюденного гравитационного поля вычитались эффекты осадочного чехла Δg_{oc} , развитого в западных, юго-западных и южных районах изучаемой территории и консолидированной коры. Вычисление гравитационного эффекта осуществлено по алгоритмам решения прямой задачи гравиразведки (см. гл. 2). Данные о пространственных и физических параметрах слоев совместно с результатами количественной интерпретации поля Δg показаны на схематических геолого-геофизических разрезах земной коры Казахстана (см. рис. 55). Отметим, что средняя плотность осадочного слоя принималась равной 2,4 г/см³, гранитного 2,75 г/см³, базальтового 2,9 г/см³, подстилающего субстрата в верхней мантии 3,3 г/см³; средневзвешенное значение плотности земной коры 2,8 г/см³.

Оцениваемые ошибки выделенных аномалий находятся в допустимых пределах. Распределение остаточных аномалий, полученных по методу геологического редуцирования (рис. 26), аналогично распределению аномалий, являющихся результатом пересчета гравитационного поля в верхнее полупространство на высоту 45 км.

Практически Δg , H_m и h не связаны однозначно функциональными зависимостями. На связи между ними накладываются дополнительные влияния мощности и глубины залегания внутрикоровых слоев, плотностной неоднородности этих слоев и верхней мантии и т. п. Таким образом, речь может идти только о поисках статистических связей с помощью корреляционно-регрессионного анализа.

Очевидно, что поставленная задача и используемые при этом глубинно-геофизические параметры, являющиеся случайными в силу рассмотренных ранее причин, соответствуют методам корреляционно-регрессионного анализа. Для исследования указанных связей на территории Казахстана по 25 сейсмическим профилям (рис. 27) применялся аппарат парной и многомерной линейной и нелинейной корреляции. В рассматриваемой задаче зависимой переменной выбрана H_m , а аргументами Δg и h либо раздельно, либо совместно, т. е. здесь могут быть использованы обычные уравнения регрессии. В ряде задач нами использованы линейные уравнения ортогональной регрессии и нормированной главной оси (Гольдшмидт, 1973).

Формальная возможность определения H_m по Δg с помощью уравнений регрессии с учетом или без учета влияния пространственных координат на поведение поля должна быть соответствующим образом оценена. Необходимость учета этого влияния не так очевидна, если иметь в виду, что для анализа глубинного строения земной коры используются осредненные, а не наблюденные значения гравитационного поля, и, предположить, что в пределах распространения полученной зависимости пространственное распределение поля и исследуемой поверхности стационарны, т. е. не имеют ощутимого тренда (см. гл. 1). Для оценки в первом приближении зависимости $\Delta g = f(x, y)$ по 25 профилям ГСЗ и МОВЗ в точках, расположенных через 50 км, определены отношения $\Delta g/H_m$ и построены соответствующие графики; диапазон изменения величин $\Delta g/H_m$ лежит в пределах 0—3,6 (табл. 6); модальное значение $\frac{\Delta g}{H_m} |_{\text{мод}} \approx 1,5$; графики $\frac{\Delta g}{H_m}$ подобны сглаженным графикам Δg , систематическая компонента отчетливо не выделяется. Проведенный анализ свидетельствует об отсутствии существенного влияния пространственных координат на зависимость $\Delta g = f(H_m)$ в пределах участков, где поле однородно (стационарно). Таким образом, необходимость предварительного районирования поля при исследовании зависимости между указанными параметрами очевидна.

Проанализируем региональные гравитационное и магнитное поля территории Казахстана с точки зрения их стационарности (см.

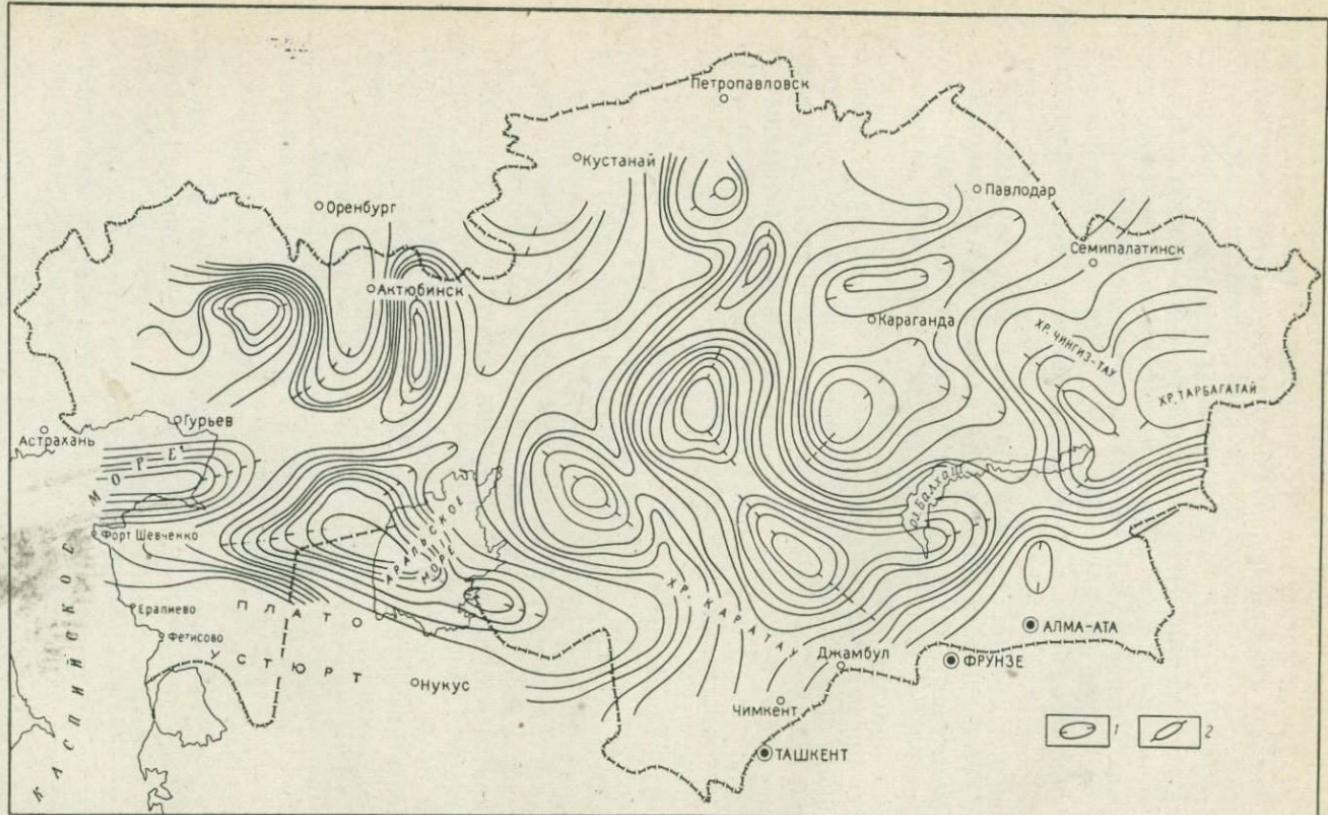


Рис. 26. Карта Δg_m Казахстана, полученная по методу геологического редуцирования,
1 — отрицательные аномалии; 2 — положительные аномалии

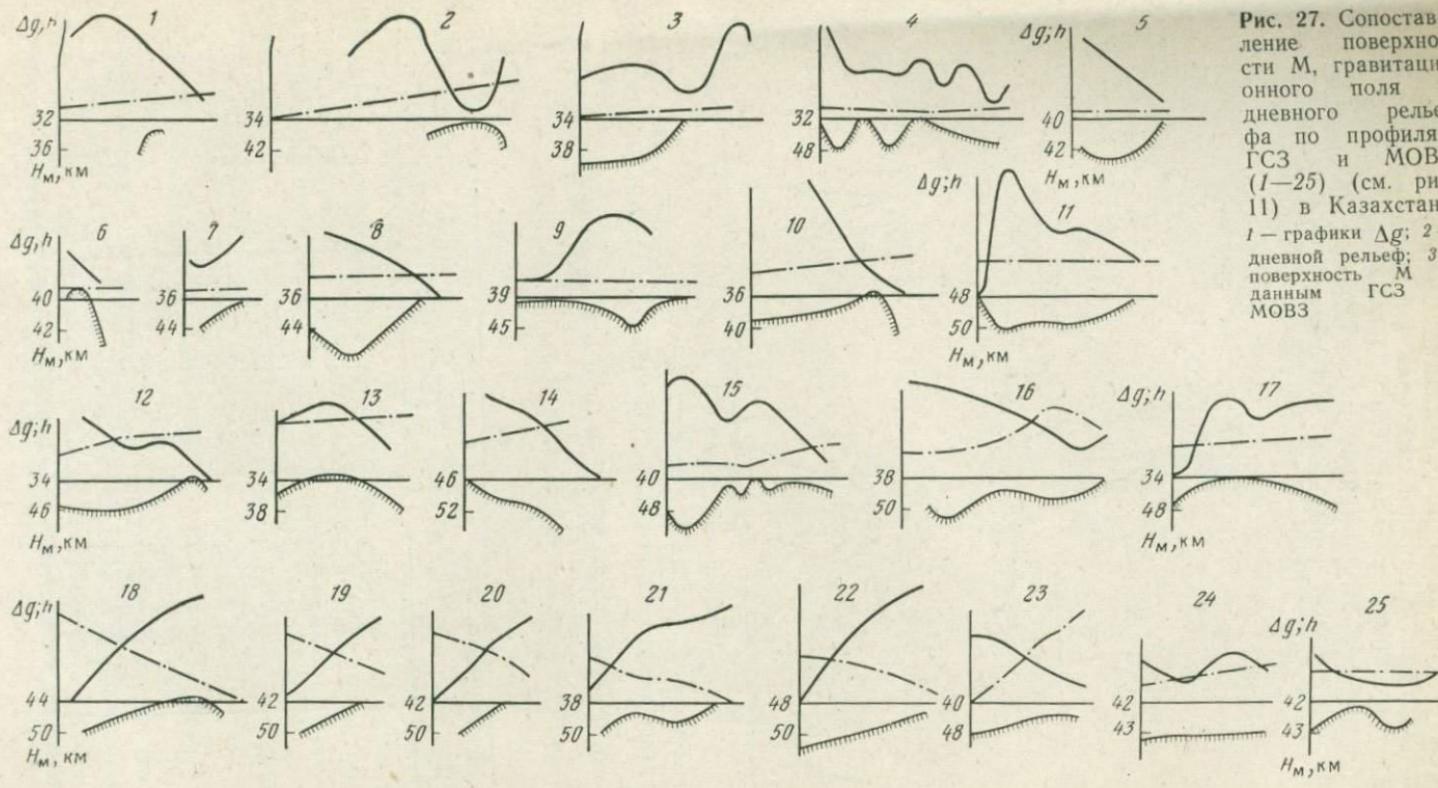


Рис. 27. Сопоставление поверхности M , гравитационного поля и дневного рельефа по профилям ГСЗ и МОВЗ (1—25) (см. рис. 11) в Казахстане.
 1 — графики Δg ; 2 — дневной рельеф; 3 — поверхность M по данным ГСЗ и МОВЗ

1 2 3

гл. 1) на первом этапе в профильном варианте (Гольдшмидт, Ветренников, 1971₂). В качестве реализаций случайных функций принимались результаты наблюдений (или интерполированные значения) гравитационного и магнитного полей по нескольким смещенным в меридиональном направлении профилям, пересекающим весь Казахстан по широте. При этом с большой долей приближения

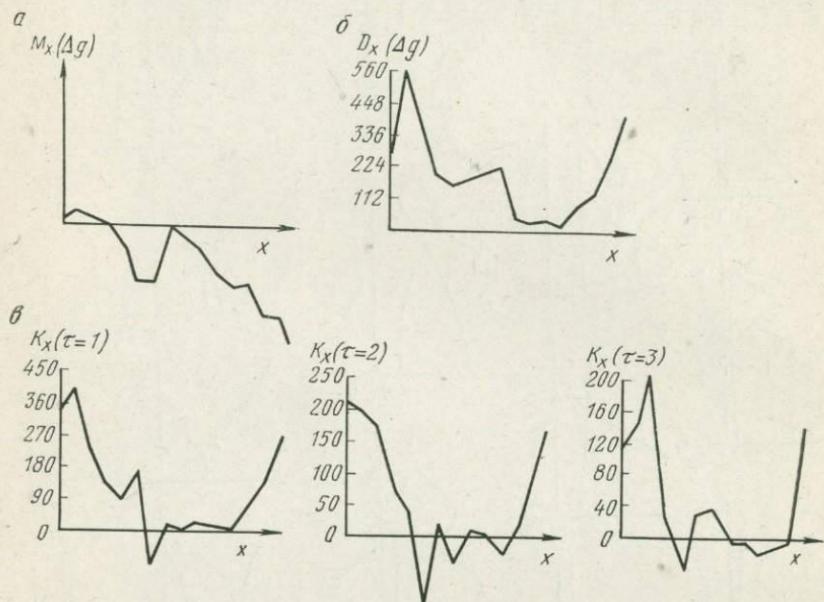


Рис. 28. Статистические характеристики регионального гравитационного поля Казахстана.

Оценки: *a* — математических ожиданий, *b* — дисперсий, *в* — корреляционных функций для различных τ .

Таблица 6

Номер профиля	$\Delta g/H_M$	Номер профиля	$\Delta g/H_M$
1	0,3—0,8	14	0,7—1,0
2	0,3—0,8	15	0,0—0,7
3	0,3—0,5	16	0,0—1,5
4	0,0—1,2	17	0,3—0,1
5	0,2—0,5	18	1,5—3,5
6	0,3—0,5	19	2,8—3,4
7	0,2—0,3	20	3,3—3,6
8	0,4—0,5	21	2,2—3,5
9	0,0—0,2	22	2,0—3,5
10	0,1—0,5	23	0,8—1,5
11	0,0—0,3	24	1,4—1,5
12	0,5—1,0	25	0,1—0,2
13	0,9—1,0		

изменения поля в направлении смещения полагались случайными. Оценки математического ожидания гравитационного поля в широтном направлении непостоянны, они изменяются в значительных пределах, резко понижаясь к востоку (рис. 28). Наличие тренда (систематической компоненты) поля свидетельствует о его нестационарности. Однако это не является осложняющим моментом, так как можно перейти к центрированной случайной функции, т. е.

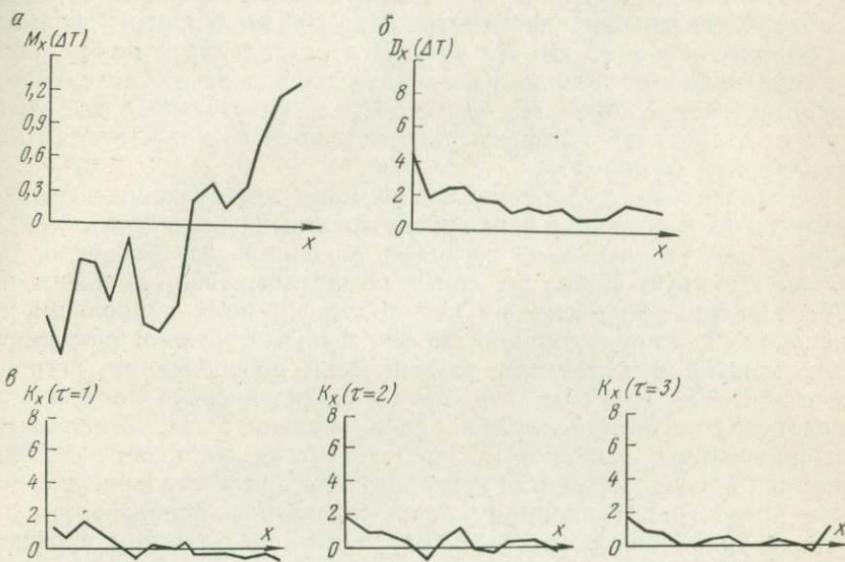


Рис. 29. Статистические характеристики регионального магнитного поля Казахстана.

Оценки: а — математических ожиданий, б — дисперсий, в — корреляционных функций для различных τ

к локальному гравитационному полю, для которого $M_{\Delta g}(x) \approx 0$. Более важными параметрами, указывающими на нестационарность, являются значительные изменения дисперсии $D_{\Delta g}(x)$ и нормированной корреляционной функции $K_{\Delta g}(x, x+\tau)$, имеющие закономерный характер. По поведению анализируемых графиков гравитационное поле Казахстана разделяется на ряд участков, в пределах которых оно может быть описано стационарной случайной функцией (Мугоджары, Тургайский прогиб, Улутау с прилегающими территориями, Западный Казахстан и др.).

Для регионального магнитного поля Казахстана (рис. 29) также характерен тренд по широте — значения поля по направлению на восток резко возрастают. Следовательно, в целом по Казахстану и магнитное поле является нестационарной функцией. Это подтверждается оценками дисперсий и корреляционных функций, имеющих значительный размах. Однако и здесь выделяются райо-

ны, в которых магнитное поле описывается стационарными случайными функциями.

Существенная нестационарность гравитационного поля Казахстана приводит к необходимости его районирования, для чего использована методика, основанная на изучении статистической структуры поля $\Delta g(x, y)$, описанной автокорреляционной и структурной функциями (см. гл. 1) с формализованным выбором оптимальных размеров скользящего окна. Решение задачи осуществлялось путем вычислений оценок этих функций в пределах площадного скользящего окна размерами 100×100 км и шагом скользжения по осям x и y 10 км. На рис. 30 показана карта районирования гравитационного поля Казахстана на основе вычисления радиусов автокорреляции. На карте достаточно отчетливо выделены участки, в пределах которых гравитационное поле ведет себя как стационарная функция.

Исследователи, изучающие зависимости между поведением поверхности M и региональным гравитационным полем для Земли в целом и для отдельных ее регионов, отмечали как линейную, так и более сложную форму их связи (Каратайев, 1966; Гольдшмидт, 1970). Совершенно очевидно, что дисперсия поля корреляции по отношению к аппроксимирующей его функции (линии регрессии) будет меньше в отдельном тектонически обособленном регионе, чем для Земли в целом. Так, среднеквадратическая погрешность определения глубин по формуле, предложенной Р. М. Деменицкой, при сравнении с данными ГСЗ в Казахстане достигает $\pm 6,2$ км. Учитывая последнее, многие исследователи при построении поверхности M по гравитационному полю стремились использовать локальные уравнения регрессии, получаемые по каждому профилю ГСЗ и МОВЗ, проложенному в изучаемом районе. При этом, как правило, связь между поверхностью M и региональным гравитационным полем по отдельным профилям или районам линеаризировалась, т. е. эмпирическая линия регрессии разбивалась на прямолинейные участки.

Среднеквадратическая погрешность определения глубин по этим уравнениям регрессии при сравнении с данными ГСЗ и МОВЗ варьирует от ± 2 до ± 3 км и более. Среднеквадратическая погрешность определения глубин залегания поверхности M по осредненной корреляционной зависимости для всего Казахстана превышает ± 5 км и поэтому может быть использована только для построения обобщенной модели земной коры.

Описанная методика имела явные ограничения, связанные с линеаризацией поля корреляции H_M и Δg , H_M и h . Эти ограничения приводят к значительным погрешностям. В связи с расширением вычислительных возможностей отпадает необходимость в линеаризации описываемых связей, они могут быть аппроксимированы более сложными функциями (см. гл. 2).

Вычисления, проведенные по профилям ГСЗ и МОВЗ в Казахстане, показали, что зависимости между поверхностью M и региональным гравитационным полем имеют в основном параболический

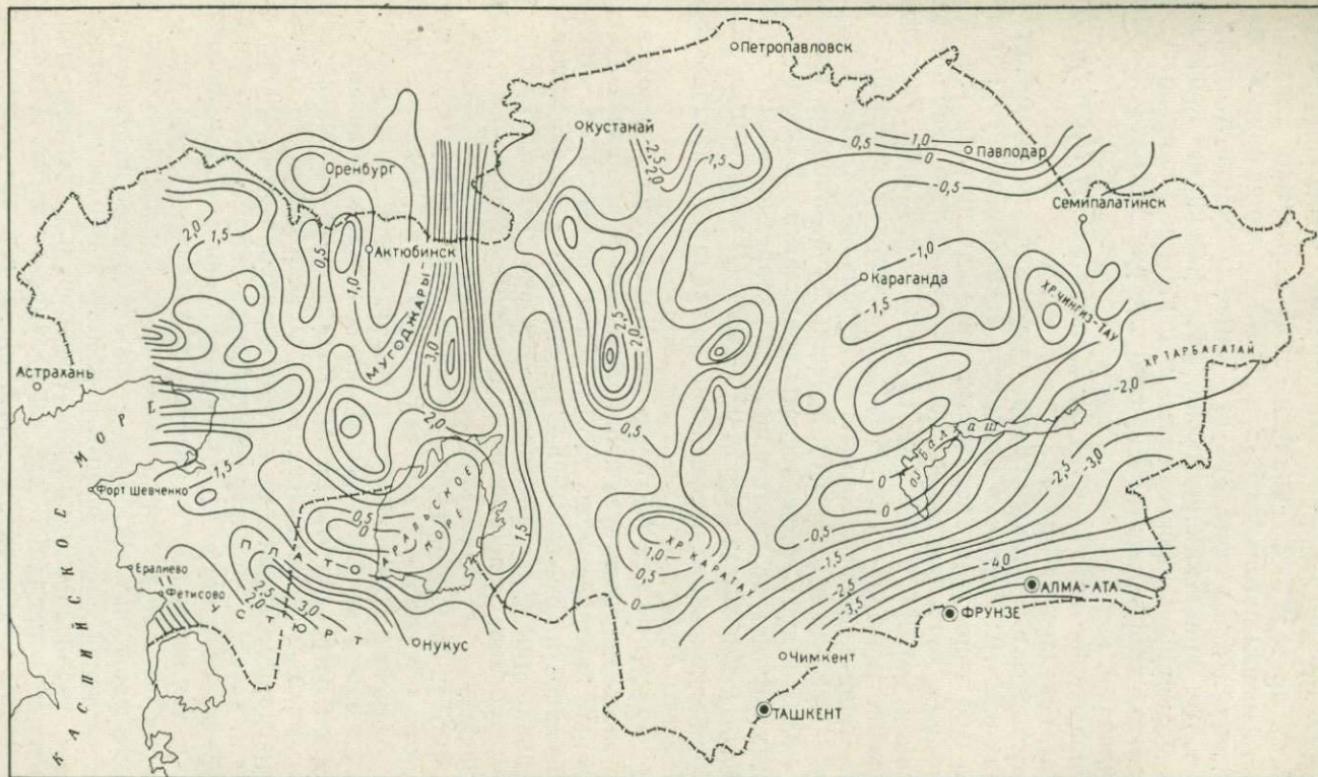


Рис. 30. Карта районирования гравитационного поля Казахстана на основе радиуса автокорреляции (в усл. ед.)

характер. Аналитические выражения эмпирически подобранных форм связи ограничиваются, как правило, четырьмя членами. В табл. 7 приведено 25 аналитических выражений связи H_m и Δg по отдельным профилям ГСЗ и МОВЗ на территории Казахстана (см. рис. 27), а на рис. 31—33 — линии регрессии H_m и Δg , H_m и h , h и Δg . Уравнения регрессии, рассчитанные по профилям и имеющие одинаковые формы связи, существенно различаются между собой как коэффициентами при параметрах Δg , h , так и свободными членами.

Распределение вероятностей форм связи между H_m и Δg , H_m и h , h и Δg показано на рис. 34.

Надежность полученных видов уравнений P_a колеблется в пределах 0,91—0,99, причем последняя величина имеет частоту P , равную 0,64 (рис. 35). Среднеквадратическая погрешность σ_k аппроксимации корреляционного поля оптимальным эмпирическим уравнением варьирует от 0,2 до 3,6 км ($P \approx 0,4—0,6$). Характерно, что большие значения σ_k получены для профилей, имеющих значительную протяженность: Балхаш — Петропавловск ($\sigma_k = 2,55$), Темиртау — Куйбышев ($\sigma_k = 1,10$), профиль XV в Западном Казахстане ($\sigma_k = 3,21$) и др. Степень тесноты криволинейной связи рассматриваемых параметров характеризуется корреляционным отношением $\eta_{H_m/\Delta g}$, имеющим размах 0,70—0,99 ($P \approx 0,07—0,6$). Надежность корреляционного отношения P_η варьирует в пределах 0,84—0,99 ($P \approx 0,04—0,44$).

Зависимость между H_m и Δg для Казахстана в целом по 357 точкам также соответствует параболической форме связи. Для подтверждения нелинейности этой связи вычислялся критерий криволинейности (см. гл. 2). Корреляция H_m и Δg определена как нелинейная, так как выполнено условие $t_k > t_a$ ($2,3 > 2,0$) при 5%-ном уровне значимости. Критерий криволинейности t_k для зависимости гравитационное поле — дневной рельеф равен 1,8, т. е. не выполняется условие $t_k > t_a$ ($1,8 < 2,0$). Следовательно, в целом эта зависимость в первом приближении линейна ($\rho = -0,97$, $\eta = 0,96$), хотя для отдельных профилей, как отмечалось выше, она нелинейна. Уравнения параболической регрессии H_m на Δg , вычисленные на основе ортогональных полиномов Чебышева, почти по всем профилям совпадают с теми, которые получены по алгоритму выбора оптимальных форм связи для случаев, когда уравнения были параболическими. Среднеквадратическая погрешность замены криволинейных связей линейными для изученной территории составляет 2,1—2,3 км.

До сих пор мы рассматривали только парные линейные и нелинейные уравнения. В связи с возможностью получения более точных значений определяемых параметров при исследовании линейных и нелинейных многомерных связей и развитием аппарата многомерной корреляции (см. гл. 2) уместна постановка вопроса о совместном использовании значений Δg и h при построении поверхности M , так как между этими тремя параметрами существует зависимость.

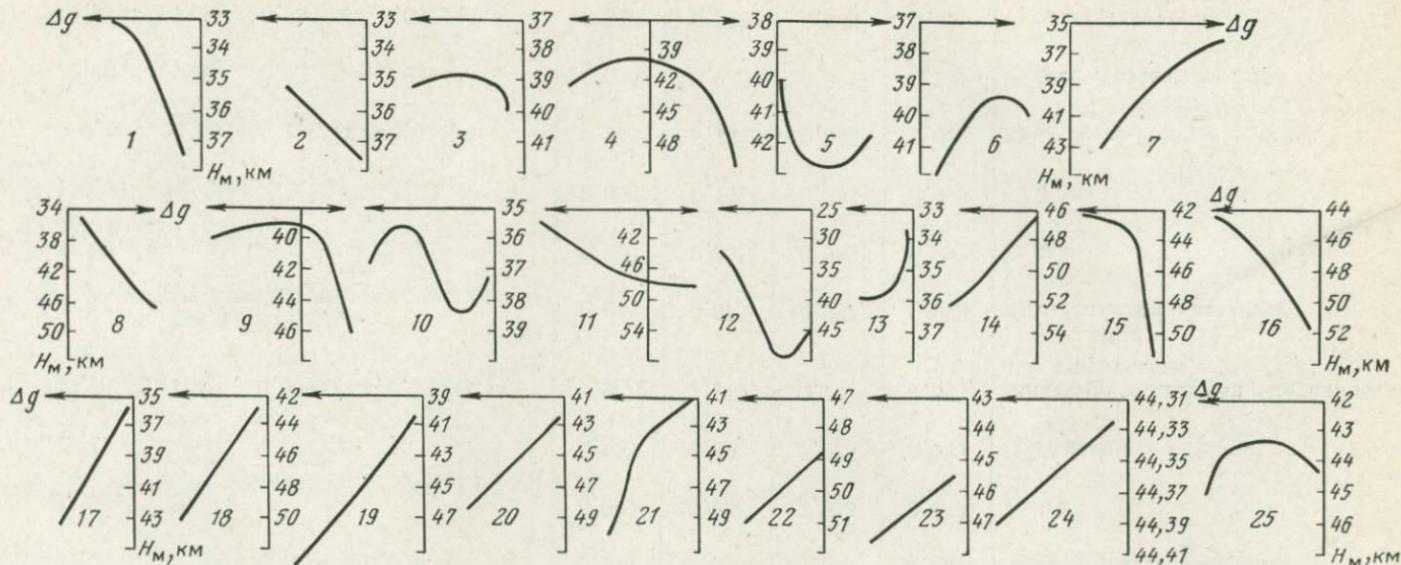


Рис. 31. Линии регрессии H_m и Δg по профилям ГСЗ 1—25 (см. рис. 11) в Казахстане

Таблица 7

80

Форма связи	P_a	σ_k	η	P_η	Район расположения профиля
$H_M = 65,20 + 3,30\Delta g + 0,1\Delta g^2 + 0,001\Delta g^3$	0,999	0,055	0,999	0,999	Прикаспийская синеклиза
$H_M = 37,96e^{0,003\Delta g}$	0,985	0,621	0,903	0,949	То же
$H_M = 49,11 + \frac{306,8}{\Delta g} + \frac{2408}{\Delta g^2}$	0,993	0,306	0,975	0,985	Мугоджары
$H_M = 39,75 + 0,17\Delta g + 0,009\Delta g^2 - 0,00009\Delta g^3$	0,927	3,215	0,720	0,885	Западный Казахстан (меридиональное направление)
$H_M = 33,11 + \frac{253,9}{\Delta g} - \frac{1655}{\Delta g^2}$	0,998	0,075	0,997	0,998	Юго-Западный Казахстан
$H_M = 43,02 + 20,41\Delta g - 1,6\Delta g^2 + 0,04\Delta g^3$	0,999	0,031	0,999	0,999	То же
$H_M = 100,69 - 22,42\Delta g + 2,8\Delta g^2 - 0,1\Delta g^3$	0,996	0,196	0,996	0,998	"
$H_M = 200,44 - 24,04\Delta g + 1,1\Delta g^2 - 0,02\Delta g^3$	0,993	0,344	0,996	0,998	Кара-Богаз-Гол
$H_M = 39,46 + 0,79\Delta g + 0,32\Delta g^2 + 0,03\Delta g^3$	0,985	0,722	0,961	0,981	Южнее Аральского моря
$H_M = 29,31 - 2,74\Delta g - 0,25\Delta g^2 - 0,007\Delta g^3$	0,992	0,322	0,958	0,976	Русская платформа
$H_M = 51,80 + 0,22\Delta g - 0,03\Delta g^2 - 0,0004\Delta g^3$	0,982	1,025	0,928	0,955	Мугоджары
$H_M = 163,61 - 22,14\Delta g - 0,73\Delta g^2 - 0,007\Delta g^3$	0,916	3,670	0,795	0,876	Джезказганский район

$H_M = 597,24 + 56,61\Delta g + 1,88\Delta g^2 + 0,02\Delta g^3$	0,992	0,319	0,924	0,953	То же
$H_M = 42,771 + 0,61\Delta g + 0,032\Delta g^2 + 0,0003\Delta g^3$	0,999	0,075	0,999	0,995	Успенская зона
$H_M = 41,56 - \frac{21,36}{\Delta g} - \frac{5,22}{\Delta g^2}$	0,978	1,106	0,914	0,973	Северо-Западный Казахстан
$H_M = 41,41 - \frac{305,5}{\Delta g} - \frac{2352}{\Delta g^2}$	0,952	2,550	0,749	0,861	Центральный Казахстан
$H_M = 30,04e^{0,00006\Delta g^2}$	0,963	1,586	0,887	0,934	Южный Казахстан
$H_M = 43,12 + 0,101\Delta g + 0,002\Delta g^2 + 0,000005\Delta g^3$	0,990	0,510	0,978	0,987	То же
$H_M = 22,13 - 0,288\Delta g - 0,0015\Delta g^2 - 0,000004\Delta g^3$	0,997	0,133	0,999	0,999	"
$H_M = 37,68 + 0,053\Delta g + 0,0003\Delta g^2 - 0,000002\Delta g^3$	0,998	0,103	0,999	0,999	"
$H_M = 69,38 - 2,83\Delta g - 0,024\Delta g^2 - 0,00007\Delta g^3$	0,971	1,437	0,856	0,916	"
$H_M = 40,20 - 0,13\Delta g - 0,0005\Delta g^2 - 0,0000007\Delta g^3$	0,999	0,037	0,999	0,999	"
$H_M = 3,30 + 0,057\Delta g + 0,0003\Delta g^2$	0,999	0,046	0,999	0,999	Центральный Казахстан
$H_M = \frac{89,0}{1 + e^{0,03+0,0004\Delta g}}$	0,997	0,131	0,791	0,878	Алтай
$H_M = 114,84 - 0,15\Delta g - 0,049\Delta g^2 - 0,00047\Delta g^3$	0,996	0,221	0,972	0,985	"

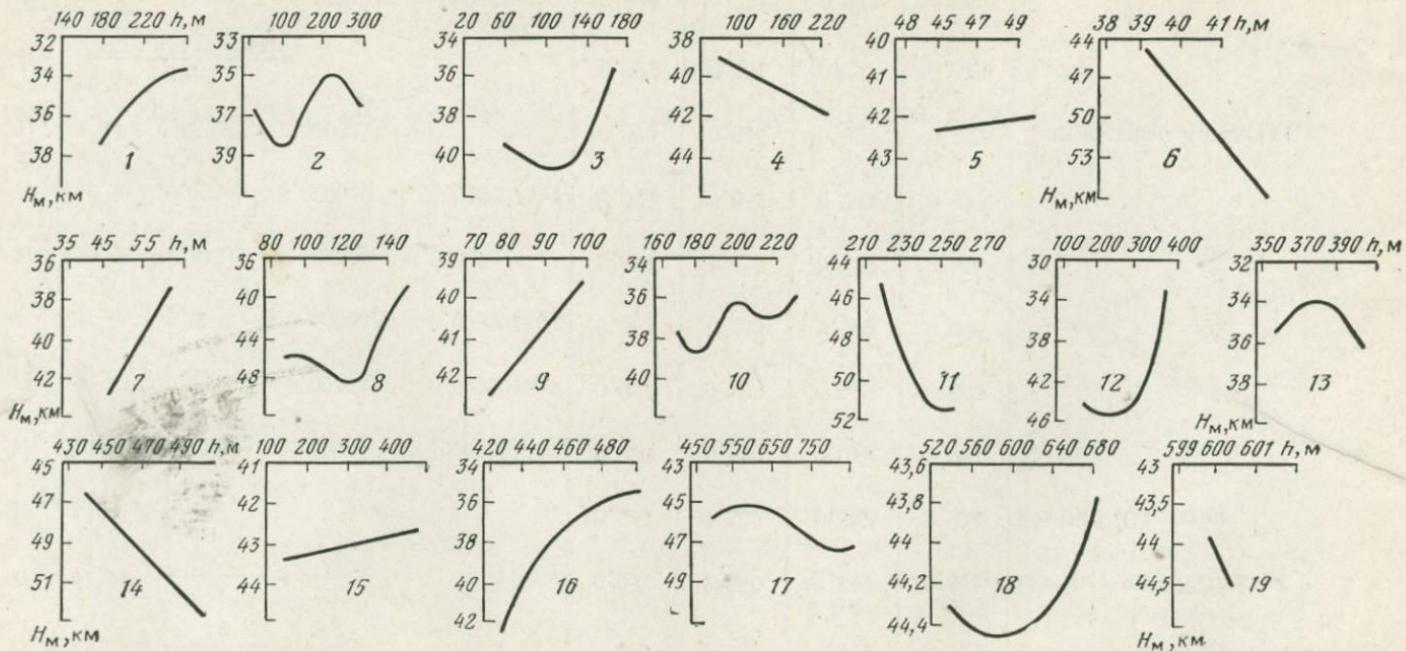


Рис. 32. Линии регрессии H_m и h по профилям ГСЗ 1—19 (см. рис. 11) в Казахстане

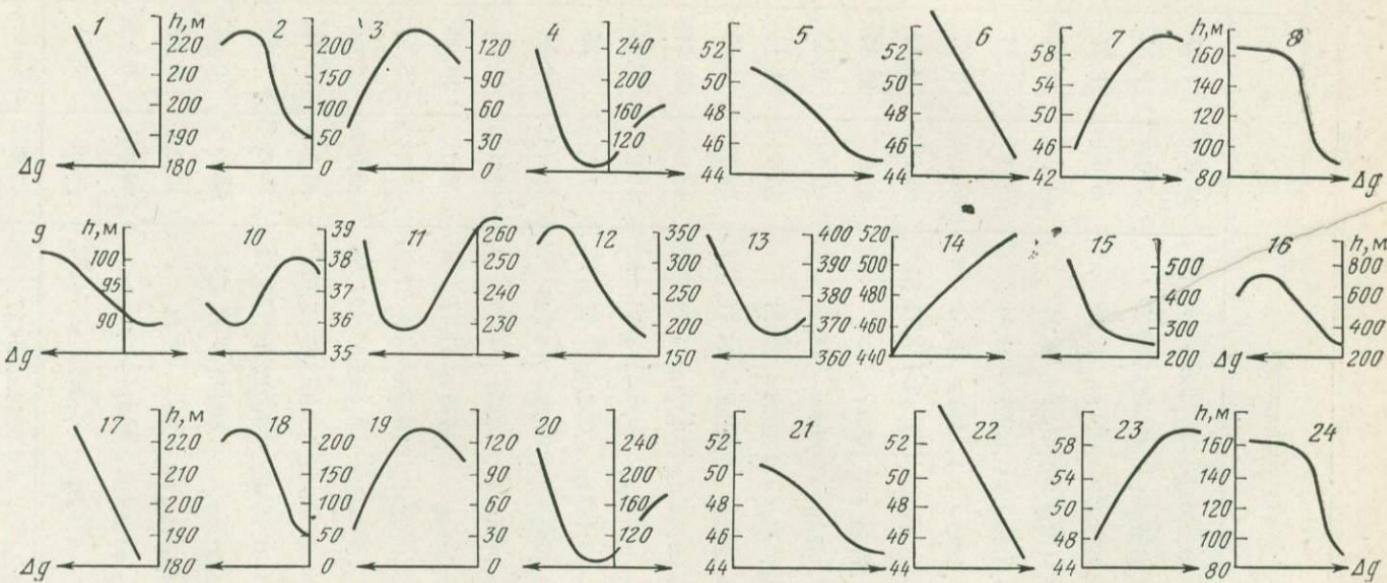


Рис. 33. Линии регрессии Δg и h по профилям ГСЗ 1—24 (см. рис. 11) в Казахстане

Таблица 8

Номер профиля	Уравнение регрессии	H_M		
		\bar{H}_M	D	σ
1	$H_M = -0,250\Delta g - 0,146h + 59,67$	35,0	1,69	1,30
2	$H_M = 0,138\Delta g + 0,0048h + 38,27$	37,0	1,95	1,40
3	$H_M = 0,303\Delta g - 0,020h + 45,81$	39,0	1,73	1,32
4	$H_M = 0,117\Delta g + 0,012h + 39,74$	41,0	20,84	4,56
5	$H_M = 0,203\Delta g + 0,051h + 36,94$	42,0	0,75	0,87
6	$H_M = 1,689\Delta g + 1,163h - 41,51$	40,0	0,70	0,84
7	$H_M = -0,512\Delta g - 0,230h + 52,56$	40,0	4,52	2,13
8	$H_M = 1,43\Delta g + 0,103h - 5,00$	43,0	13,89	3,72
9	$H_M = 0,487\Delta g - 0,050h + 46,60$	41,0	6,42	2,53
10	$H_M = 0,436\Delta g + 0,114h + 20,08$	37,0	1,14	1,07
11	$H_M = 0,420\Delta g - 0,021h + 56,71$	49,0	6,89	2,63
12	$H_M = -0,146\Delta g - 0,081h + 62,10$	40,0	34,21	5,85
13	$H_M = -0,513\Delta g - 0,045h + 35,92$	34,0	0,63	0,80
14	$H_M = -0,187\Delta g + 0,029h + 27,58$	49,0	3,35	1,83
15	$H_M = 0,299\Delta g + 0,0079h + 45,83$	44,0	7,28	2,7
16	$H_M = 0,142\Delta g + 0,0067h + 49,97$	48,0	14,05	3,75
17	$H_M = 0,064\Delta g - 0,089h + 83,47$	38,0	10,88	3,3
18	$H_M = -0,074\Delta g + 0,00009h + 37,29$	46,0	5,44	2,33
19	$H_M = -0,154\Delta g - 0,0026h + 27,55$	50,0	6,54	2,92
20	$H_M = -0,145\Delta g + 0,013h + 2,67$	46,0	5,84	2,42
21	$H_M = -0,130\Delta g - 0,0062h + 35,49$	43,0	7,18	2,68
22	$H_M = 0,0026\Delta g + 0,0046h + 43,47$	50,0	0,45	0,67
23	$H_M = 0,168\Delta g + 0,019h + 42,48$	46,0	0,87	0,93
24	$H_M = 0,031\Delta g - 0,0049h + 49,10$	44,0	0,04	0,21
25	$H_M = -0,160\Delta g - 0,563h + 370,72$	44,0	0,54	0,73
Казахстан в целом	$H_M = 0,131\Delta g + 0,018h + 39,27$	43,0	23,1	4,8

	h	ρ			r		$R_{H_M(\Delta g, h)}$		
		\bar{h}	D	σ	$H_M \cdot \Delta g$	H_M, h	$\Delta g, h$		
	202,0	186,0	13,64	0,95	-0,97	-0,99	-0,31	-0,66	0,97
	165,0	7 869	88,71	0,71	-0,39	-0,74	0,68	0,29	0,74
	102,0	1 851	43,03	0,41	-0,53	0,22	0,64	-0,70	0,76
	121,0	3 188	56,46	0,23	0,10	-0,20	0,26	0,15	0,27
	47,0	62,5	2,50	0,61	-0,51	-0,88	0,41	0,09	0,62
	50,0	10,1	3,18	-0,92	0,94	-0,996	0,84	0,89	0,98
	52,0	43,1	6,56	-0,95	0,92	-0,99	-0,73	-0,93	0,99
	132,27	292,56	17,10	0,94	-0,66	-0,84	0,95	0,76	0,98
	93,33	22,22	4,71	0,68	-0,62	-0,87	0,38	-0,06	0,69
	198,33	222,22	14,91	0,46	-0,39	-0,98	0,43	0,36	0,98
	245,45	156,61	12,51	0,83	0,27	0,43	0,82	-0,16	0,83
	316,0	3437,3	58,63	0,60	-0,74	-0,83	-0,06	-0,56	0,74
	374,09	121,9	11,04	-0,82	0,09	-0,60	-0,96	-0,88	0,96
	471,82	624,0	24,98	-0,98	0,98	-0,99	-0,43	0,31	0,98
	287,22	6 084,0	78,0	0,64	-0,12	-0,46	0,67	0,26	0,68
	556,32	26 360	162,36	0,52	-0,36	-0,85	0,43	0,18	0,54
	466,15	515,98	22,72	-0,38	-0,51	0,81	0,08	-0,39	0,52
	1214,5	166 825	408,4	-0,96	0,94	-0,98	-0,62	0,013	0,96
	1401,8	53 124	230,5	-1,0	0,98	-0,99	-0,93	-0,40	0,997
	1569	3 269	57,17	-0,99	0,99	-0,99	-0,64	0,34	0,995
	1165,7	76 953	277,4	-0,59	0,57	-0,98	-0,25	-0,13	0,60
	1439	17 054	130,59	0,53	0,97	0,38	0,71	0,98	0,99
	679,99	15 386	124,04	-0,89	0,91	-0,99	0,40	0,57	0,93
	605,0	1 609,4	40,12	-0,12	-0,77	0,50	0,47	-0,82	0,82
	600,08	0,07	0,27	-0,70	-0,25	0,06	-0,71	-0,29	0,73
	285,0	62 698	250,0	-0,34	0,42	-0,97	0,33	0,42	0,52

Результаты использования аппарата многомерной линейной корреляции для поставленной задачи приведены в табл. 8 (уравнения регрессии, средние значения, дисперсии, стандарты параметров H_M , Δg и h в пределах отдельных профилей, а также парные, частные и сводные коэффициенты корреляции этих параметров).

Уравнения нелинейной регрессии H_M по Δg и h , коэффициенты парной, частной и множественной корреляции, а также корреля-

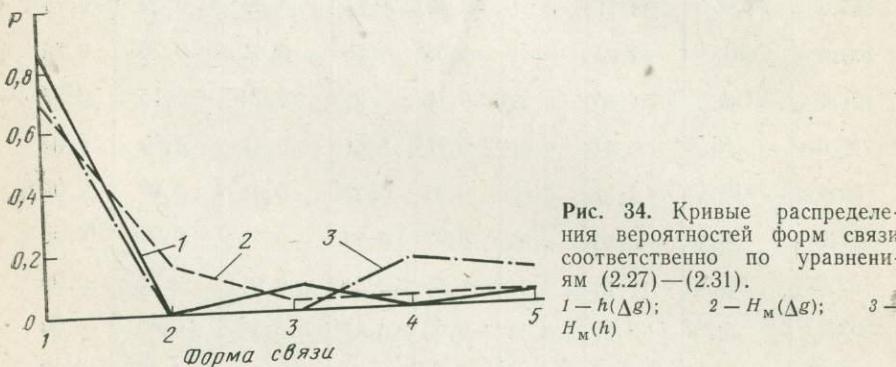


Рис. 34. Кривые распределения вероятностей форм связи соответственно по уравнениям (2.27)–(2.31).
1 — $h(\Delta g)$; 2 — $H_M(\Delta g)$; 3 — $H_M(h)$

ционные отношения между указанными параметрами по некоторым профилям приведены в табл. 9.

Описанные результаты основаны на зависимости между содержательными геолого-геофизическими параметрами (геологическая интерполяция) без учета пространственных координат. Как известно, экстраполяционные возможности метода геологической интерполяции, как и чисто интерполяционных методов, требуют выполнения некоторых дополнительных условий. Эти условия могут не учитываться при объединении обоих методов. Нами построено несколько комплексных прогнозно-интерполяционных полиномов на парах близко расположенных профилей с целью получения прог-

Таблица 9

Номер профиля	Уравнение регрессии	P		
		$H_M, \Delta g$	H_M, h	$\Delta g, h$
1	$H_M = 36,15 + 3,23\Delta g + 0,29h + 0,07\Delta g^2 - 0,0006h^2$	0,95	-0,96	-0,99
2	$H_M = 35,40 + 0,09\Delta g + 0,06h - 0,005\Delta g^2 - 0,0002h^2$	0,71	-0,39	-0,74
3	$H_M = 20,71 - 0,88\Delta g + 0,23h - 0,02\Delta g^2 - 0,001h^2$	0,41	-0,52	+0,22
4	$H_M = 44,84 + 0,17\Delta g - 0,08h + 0,06\Delta g^2 + 0,0003h^2$	0,23	+0,10	-0,20
5	$H_M = 66,10 + 2,35\Delta g - 1,81h - 0,08\Delta g^2 + 0,02h^2$	0,61	-0,50	-0,88

нозных глубин на промежуточных профилях (табл. 10). При этом начало координат ($x=0, y=0$) принято в юго-западном углу прямоугольника, охватывающего территорию исследований.

В качестве примера выбора оптимального прогнозно-интерполяционного полинома на рис. 36 приведены результаты расчета глубин залегания поверхности M по различным многомерным зависимостям по профилю Балхаш—Темиртау, расположенному

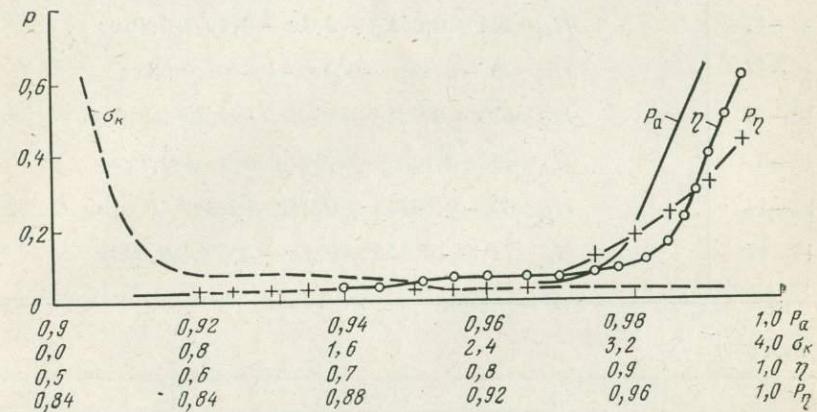


Рис. 35. Кривые распределения вероятностей: надежности аппроксимации P_a , среднеквадратической погрешности аппроксимации σ_n , корреляционного отношения η , надежности корреляционного отношения P_η .

между профилями 23 и 14. Наилучшим по точности является полином $H_M = f(\Delta g, x, y)$ (табл. 10). Аналогичные результаты получены и по другим профилям, на которых проведены соответствующие вычисления.

r	η								$R_{H_M(\Delta g, h)}$
	$H_M, \Delta g$	H_M, h	$H_M, \Delta g$	H_M, h	$\Delta g, H_M$	h, H_M	h, H_M	$h, \Delta g$	
-0,31	0,66	0,999	0,999	0,993	0,997	0,996	0,998	0,998	0,998
0,68	0,29	0,938	0,885	0,953	0,973	0,954	0,944	0,841	
0,64	-0,70	0,886	0,943	0,858	0,983	0,865	0,859	0,848	
0,26	0,095	0,937	0,926	0,949	0,960	0,940	0,947	0,409	
-	-	0,986	0,850	0,877	0,957	0,851	0,958	0,975	

Таблица 10

Номер профиля	Комплексные полиномы
15—16	$H_M = 1318 - 0,2\Delta g - 28,1x - 4,8y + 1,1xy$
10—3	$H_M = 205 + 0,2\Delta g - 9,3x - 5,6y + 0,3xy$
23—14	$H_M = 204 + 0,05\Delta g - 2,9x - 8,4y + 0,16xy$
13—17	$H_M = 38 - 0,4\Delta g - 0,9x - 1,8y + 0,08xy$
15—16	$H_M = 818 + 0,02\Delta h - 16,8x - 29,2y + 0,6xy$
10—3	$H_M = 332 + 0,1\Delta h - 20,3x - 10,9y + 0,7xy$
23—14	$H_M = 80 - 0,008\Delta h + 0,24x - 2,3y + 0,01xy$
13—17	$H_M = 74,7 - 0,1\Delta h + 0,4x - 4,0y + 0,09xy$

Номер профиля	Комплексные полиномы
15—16	$H_M = 1056 - 0,1\Delta g + 0,01\Delta h - 23,3x - 40y + 0,9xy$
10—3	$H_M = 308 + 0,2\Delta g + 0,05\Delta h - 17,3x - 9,8y + 0,6xy$
23—14	$H_M = 170 - 0,08\Delta g - 0,01\Delta h - 0,05x - 2,1y + 0,02xy$
13—17	$H_M = 27 - 0,3\Delta g - 0,1\Delta h + 0,7x - 0,6y + 0,02xy$
15—16	$H_M = 11 - 0,24\Delta g - 0,2x + 1,5y$
10—3	$H_M = 63 + 0,05\Delta g - 0,4x - 0,3y$
23—14	$H_M = 68 + 0,2\Delta g + 0,8x - 2,3y$
13—17	$H_M = 2,4 - 0,5\Delta g - 0,01 + 1,1y$

Таблица 11

Номер профиля	Число точек	$\rho(\Delta g_{\Sigma}, H)$	$D(\Delta g_{\Sigma})$	$D(\Delta g_{\text{ост}})$				$\rho(\Delta g_{\text{ост}}, H)$	
				D_1	D_2	D_3	D_4	ρ_1	ρ_2
2	15	0,710	96,78	67,52	55,48	—	—	0,752	0,762
4	33	0,230	106,05	74,32	65,54	330,96	—	-0,630	-0,875
5	10	0,610	11,222	0,888	—	—	—	-0,848	—
9	15	0,680	10,618	14,03	0,277	1,041	—	0,767	0,825
10	12	0,460	26,901	0,169	0,203	0,257	—	0,917	0,964
13	11	-0,820	3,817	3,875	292,07	—	—	-0,983	-0,996
16	19	0,520	422,59	37,44	53,93	24,14	24,28	-0,860	-0,873
17	13	-0,380	44,618	21,54	—	—	-0,742	—	—
21	14	-0,590	682,03	340,43	65,84	—	—	-0,659	-0,856
23	14	-0,890	85,82	59,35	15,88	15,83	—	0,899	-0,987
25	13	-0,700	10,766	10,056	0,655	0,734	—	-0,708	-0,895

Примечание. Индексы 1—4 у D и ρ указывают порядок фонового многочлена Δg_{Φ} .

С этой же целью использовался алгоритм (и программа) «КРИП» (см. гл. 2), позволяющий произвести разделение поля Δg и прогнозирование поверхности M с учетом пространственных координат. В табл. 11 приведены параметры разделения поля Δg на 11 профилях ГСЗ и МОВЗ. Профили, для которых получен большой коэффициент корреляции между поверхностью M и региональным гравитационным полем ($>\pm 0,90$), из анализа исключены.

По-видимому, интересно рассмотреть результаты только в некоторых экстремальных ситуациях: наиболее неблагоприятных (когда коэффициент корреляции между поверхностью и суммар-

	$\rho(\Delta g_{\Phi}, H)$	ε									
		ρ_3	ρ_4	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ε_1	ε_2	ε_3	ε_4
—	—	0,232	0,333	—	—	0,953	0,937	—	—	—	—
-0,895	—	0,580	0,760	0,806	—	2,542	2,239	2,064	—	—	—
—	0,698	—	—	—	—	0,485	—	—	—	—	—
0,972	—	-0,380	0,636	0,470	—	1,682	0,615	0,355	—	—	—
0,969	—	0,406	0,395	0,386	—	0,446	0,296	0,277	—	—	—
—	0,293	0,994	—	—	—	0,155	0,072	—	—	—	—
-0,921	-0,907	0,642	0,665	0,640	0,638	1,968	1,877	1,498	1,624	—	—
-0,989	—	0,159	—	—	—	2,300	—	—	—	—	—
—	-0,267	-0,392	—	—	—	2,091	1,437	—	—	—	—
-0,988	—	-0,896	-0,724	-0,724	—	0,425	0,157	0,153	—	—	—
-0,894	—	-0,125	-0,589	-0,576	—	0,539	0,34	0,342	—	—	—

ным полем невелик и имеет обратный знак) и наиболее благоприятных.

В качестве неблагоприятного случая рассмотрим результаты выделения остаточной аномалии по профилю 4, приведенные на рис. 37. Коэффициент корреляции ρ между изучаемыми параметрами Δg_{Σ} и H_M равен 0,23, после разделения для остаточной составляющей третьего порядка $\rho(\Delta g_{\text{ост}} H_M) = -0,895$; $\Delta g_{\text{ост}}$ почти полностью повторяет поведение поверхности M . Фоновая составляющая, по-видимому, связана с плотностными неоднородностями в верхней мантии, слабо коррелируемыми с поверхностью M . Бла-

гоприятной ситуацией характеризуется профиль 13, где $\rho(\Delta g_z, H_m) = -0,82$, после разделения $\rho(\Delta g_0, H_m) = -0,983$ (для $\Delta g_{\text{ост}1}$ первого порядка) и $-0,996$ (для $\Delta g_{\text{ост}2}$ второго порядка). На этом профиле более оптимальной является остаточная составляющая первого порядка, так как для Δg_ϕ первого порядка $\rho(\Delta g_\phi, H_m) = -0,293$, т. е. значительно ниже, чем для Δg_ϕ второго порядка, где

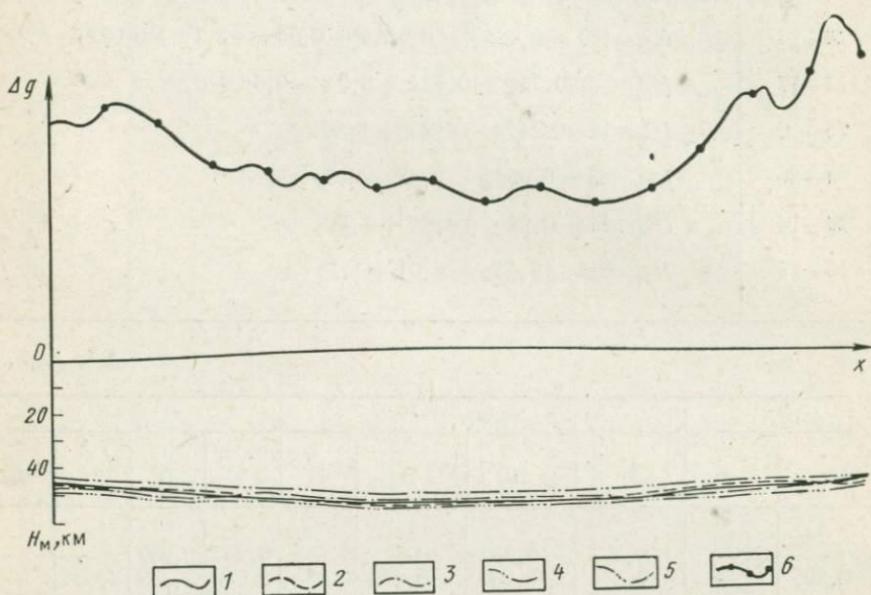


Рис. 36. Результаты расчета прогнозных глубин залегания поверхности М по профилю Балхаш — Темиртау.

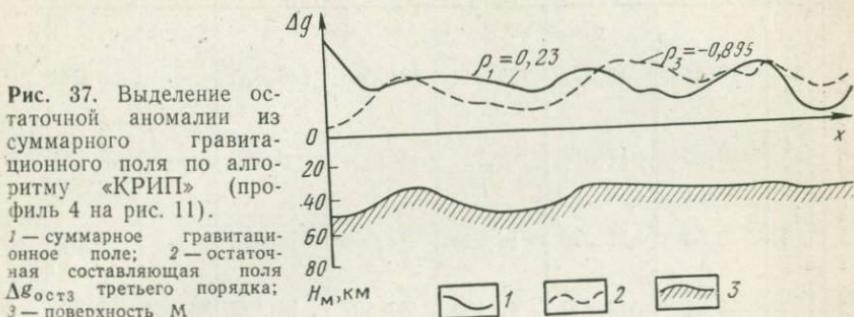
1 — поверхность М по данным ГСЗ; 2—5 результаты прогноза соответственно по комплексному полиному $H = l(\Delta g, x, y)$, $H = f(\Delta g, x, y, xy)$, $H = f(\Delta g, h, x, y, xy)$, $H = f(h, x, y, xy)$, табл. 10; 6 — кривая Δg .

уже имеет место явление «подстраивания» фона под структуру (рис. 38).

Таким образом, в обоих случаях достигнута поставленная цель, т. е. выделена с необходимой точностью остаточная составляющая, которая может быть использована для определения прогнозной глубины залегания поверхности М. Однако провести разделение поля с использованием этих зависимостей в целом по Казахстану сложно, поскольку эталонные профили расположены в различных геотектонических областях.

В этих условиях целесообразно проводить разделение поля по отдельным районам, одновременно, используя зависимости, полученные по нескольким профилям, расположенным в однотипных областях по типу связи между изучаемой поверхностью и полем (табл. 12). Полученные параметры разделения (коэффициенты при пространственных координатах фоновых многочленов) могут быть

распространены на промежуточные территории (задача интерполяции). В качестве такой области рассмотрим структуры Джезказгана (профили 12, 13, 14). Региональные аномалии гравитационного поля связаны с глубиной залегания на поверхности М достаточ-



но тесно — коэффициент корреляции равен $-0,58$. Нарастание коэффициента корреляции $\rho(\Delta g_{\text{ост}}, H)$ по мере увеличения порядка фоновых и остаточных составляющих от первого до третьего проходит достаточно быстро, достигая величины $-0,948$. Ошибка приближения в этом же направлении уменьшается в 23 раза, достигая у остаточной составляющей третьего порядка величины $2,2$. Таким образом, в результате разделения регионального гравитационного поля по программе «КРИП» для района Джезказгана выделяется оптимальная остаточная составляющая, позволяющая прогнозировать глубину залегания поверхности М. Аналогичные вычисления проведены и по другим районам (табл. 12): Прикаспийской синеклизе (профили 1—3), Западному Прикаспию (профили 5—7), Северному Тянь-Шаню (профили 18—21), Центральному и Северному Казахстану (профили 16, 23), Восточному Казахстану (профили 24, 25). Удовлетворительные результаты полу-

Таблица 12

Номер профиля	Число точек	$\rho(\Delta g_{\Sigma}, H)$	$D(\Delta g_{\Sigma})$	$D(\Delta g_{\text{окт}})$				$\rho(\Delta g_{\text{окт}}, H)$	
				D_1	D_2	D_3	D_4	ρ_1	ρ_2
1	10								
2	15	0,510	46,277	180,544	121,643	776,925	—	0,638	0,907
3	11								
5	10								
6	12	-0,55	17,010	3,724	44,854	8,586	—	-0,751	-0,968
7	11								
12	15								
13	11	-0,58	51,695	16,044	22,010	22,028	—	-0,687	-0,950
14	11								
16	19								
23	14	-0,31	312,333	43,139	30,627	18,122	26,457	-0,834	-0,855
18	11								
19	11								
20	13	-0,60	829,241	688,53	—	—	—	-0,629	—
21	14								
24	16								
25	13	-0,45	45,053	11,632	15,284	101,438	96,543	-0,628	-0,604

чены еще только для Центрального, Северного и Восточного Казахстана, а также Северного Тянь-Шаня. В остальных районах, для которых не отмечается значимая связь между поведением поверхности M и региональным гравитационным полем, получены неудовлетворительные результаты. Это естественно, поскольку в отмеченных районах задача не отвечает исходным предпосылкам корреляционного метода разделения полей.

Анализ полученных зависимостей и построение поверхности M

Точность полученных результатов оценивалась по внутреннему и внешнему контролю. При внутреннем контроле вычисляются среднеквадратические ошибки аппроксимации парного и многомерного корреляционного поля оптимальным эмпирическим уравнением (см. рис. 35), а также среднеквадратические и систематические ошибки сравнения глубин поверхности M по данным ГСЗ и вычисленных различными способами по одним и тем же профилям (см. табл. 7—9). Внешний контроль сводится к оценке результатов сопоставления глубин поверхности M , вычисленных по различным уравнениям регрессии, с данными ГСЗ, не использованными для расчета этих уравнений (табл. 13). Сопоставление производилось для профилей, расположенных в однотипных геолого-тектонических условиях. По этим данным наиболее информативным параметрам

	$\rho(\Delta g_{\Phi}, H)$	ε								
		ρ_3	ρ_4	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ε_1	ε_2	ε_3
	0,927	—	-0,573	-0,713	-0,903	—	1,739	0,930	0,849	—
	-0,965	—	0,367	0,834	0,595	—	1,085	0,410	0,431	—
	-0,948	—	-0,274	0,077	0,076	—	5,040	2,170	2,200	—
	-0,907	-0,939	0,615	0,603	0,588	0,621	1,680	1,576	1,283	1,031
	—	—	-0,264	—	—	—	2,471	—	—	—
	-0,699	-0,707	0,239	0,258	0,571	0,573	0,414	0,424	0,380	0,376

ром для определения поведения поверхности M является гравитационное поле, а оптимальной формой связи — парное нелинейное уравнение регрессии и в ряде случаев — парное линейное уравнение.

Таблица 13

Анализируемые параметры	Погрешность определения H_M , км			
	Линейная связь		Нелинейная связь	
	парная	многомерная	парная	многомерная
$H_M = f(\Delta g)$	$\pm 2,6 \pm 0,1$	—	$\pm 2,2 \pm 0,1$	—
$H_M = f(h)$	$\pm 3,2 \pm 0,2$	—	$\pm 0,7 \pm 0,1$	—
$H_M = f(\Delta g, h)$	—	$\pm 3,4 \pm 0,2$	—	$\pm 3,3 \pm 0,2$
$H_M = f(\Delta g, x, y, xy)$	—	$\pm 2,2 \pm 0,1$	—	—
$H_M = f(h, x, y, xy)$	—	$\pm 2,8 \pm 0,2$	—	—
$H_M = f(\Delta g, x, y)$	—	$\pm 2,0 \pm 0,1$	—	—
$H_M = f(\Delta g, h, x, y, xy)$	—	$\pm 2,6 \pm 0,2$	—	—

Построение прогнозно-интерполяционных полиномов и привлечение алгоритма «КРИП», позволяющих учитывать пространственные закономерности сопоставляемых параметров, повышает точность получаемых результатов. Однако они могут быть применены только в ограниченных ситуациях, при наличии достаточного количества эталонов (эталонных точек).

В дальнейшем в основном использовалось парное нелинейное уравнение вида $H_m = a_0 + a_1 \Delta g + a_2 \Delta g^2$.

Полученная по каждому из профилей зависимость $H_m = f(\Delta g)$ может распространяться на район однотипного геолого-тектонического строения, отражающегося в гравитационном поле, выделенный на основании предварительного районирования гравитационного поля.

Использование результатов формального анализа для построения поверхности M имеет смысл только при наличии причинной связи между изучаемыми параметрами. Полученные виды связи между H_m и Δg можно разделить на три группы: 1) прямая связь — прямое соответствие между формами поведения поля Δg и поверхности M (коэффициент корреляции значимый, отрицательный); 2) обратная связь — обратное соответствие¹ между этими параметрами (коэффициент корреляции значимый, положительный); 3) отсутствие связи между ними (коэффициент корреляции имеет незначительную величину и находится на уровне значимости). По изученным материалам прямая значимая связь отмечена в 40% случаев, обратная — в 40%, незначимая — в 20% (см. табл. 7). Для поставленной задачи физический смысл имеет только прямая связь, так как верхняя мантия по отношению к земной коре обладает значительной положительной избыточной плотностью ($0,3—0,4 \text{ г}/\text{см}^3$), т. е. в обычных ситуациях зависимость $H_m = f(\Delta g)$, как и $\Delta g = \varphi(H_m)$, может быть только прямой. Зависимости такого вида имеют место в районе Прикаспия (профили 6, 7 на рис. 11), в Джезказганском районе (профили 13, 14), в Северном Тянь-Шане (профили 18—21), на Алтае (профиль 25).

Таким образом, в каждом геологическом регионе (геоблоке), характеризующемся определенными закономерностями строения земной коры и верхней мантии и их взаимозависимостями, для определения глубин залегания поверхности M может быть использовано некоторое частное уравнение регрессии указанного вида, полученное на эталонном материале этого геоблока. Следует иметь в виду, что даже при наличии прямых соотношений приходится в широких пределах варьировать значениями плотностных характеристик глубинных объектов для того, чтобы удовлетворить гравитационному полю (особенно градиентам) при его количественной интерпретации. Обратные соотношения, полученные в Казахстане, в 40% случаев имеют аналоги и за его пределами. Так, от Северного Тянь-Шаня до Памира мощность земной коры измен-

¹ Под прямыми и обратными соответствиями понимается поведение поля и поверхности при визуальном анализе.

няется в небольших пределах (55 ± 5 км), в то время как относительное изменение поля Δg значительное. Для Большого и Малого Кавказа, Украинского массива, Карпат глубина залегания поверхности M составляет примерно 55 км, а гравитационное поле этих районов различается на сотни миллигаль. Следовательно, обратные соотношения не являются уникальным явлением, а имеют региональное распространение. Очевидно, что их появление связано с ситуациями, в которых гравитационное поле обусловлено не поверхностью M (или не только поверхностью M), а некоторыми крупными плотностными неоднородностями, которые судя по плавным градиентам региональных аномалий могут быть сосредоточены в низах коры или в верхней части верхней мантии.

Прямые и обратные соотношения наблюдаются также и в зависимости между дневным рельефом и поверхностью M . Здесь для поставленной задачи исходя из гипотезы изостазии земной коры представляют интерес обратные зависимости (коэффициент корреляции значимый, положительный), которые в Казахстане на изученных профилях встречены в 36% случаев (прямые значимые соотношения — в 28% случаев) (см. рис. 32). Для территории, где альтитуды дневного рельефа варьируют в пределах $\pm 1,0$ км, размах значений мощностей земной коры достигает 10 км и более ($40 \div 55$ км). Приведенные данные ставят под сомнение возможность использования отметок дневного рельефа для построения поверхности M на всей территории Казахстана.

В ряде регионов поверхность M по площади может быть получена только по сейсмическим данным. Но поскольку в целом по Казахстану сейсмических материалов недостаточно (см. рис. 11), приведенная на рис. 39 карта поверхности M построена частично по сейсмическим данным и дополнена результатами применения нелинейных парных связей $H_M = f(\Delta g)$. В тех районах, где использованы только сейсмические материалы, погрешность построения поверхности M не превышает ± 3 км, на остальной территории суммарная среднеквадратическая погрешность достигает $\pm 3,7$ км.

На рис. 39 изолинии поверхности M проведены через 2 км только из соображений наглядности, хотя очевидно, что такое сечение статистически не обеспечено полученными погрешностями.

Заметим, что известны еще несколько карт поверхности M Казахстана. Глубинные сейсмические исследования, проведенные в последние годы, подтвердили оптимальность нашей карты поверхности M (А. Н. Антоненко, Г. К. Дубровин).

Следует отметить особенно сложную морфологию поверхности M в геологически открытых районах, сформированных в докембрийские (байкальские, рифейские) и раннепалеозойские этапы орогенеза, что тем не менее не говорит о древнем возрасте образования современной нижней границы земной коры — ее состояние обязано всей истории геологического развития. Наиболее погруженной частью Центрального Казахстана является Центрально-Казахстанская геодепрессия, соответствующая одноименному региональному гравитационному минимуму — мощность земной коры здесь

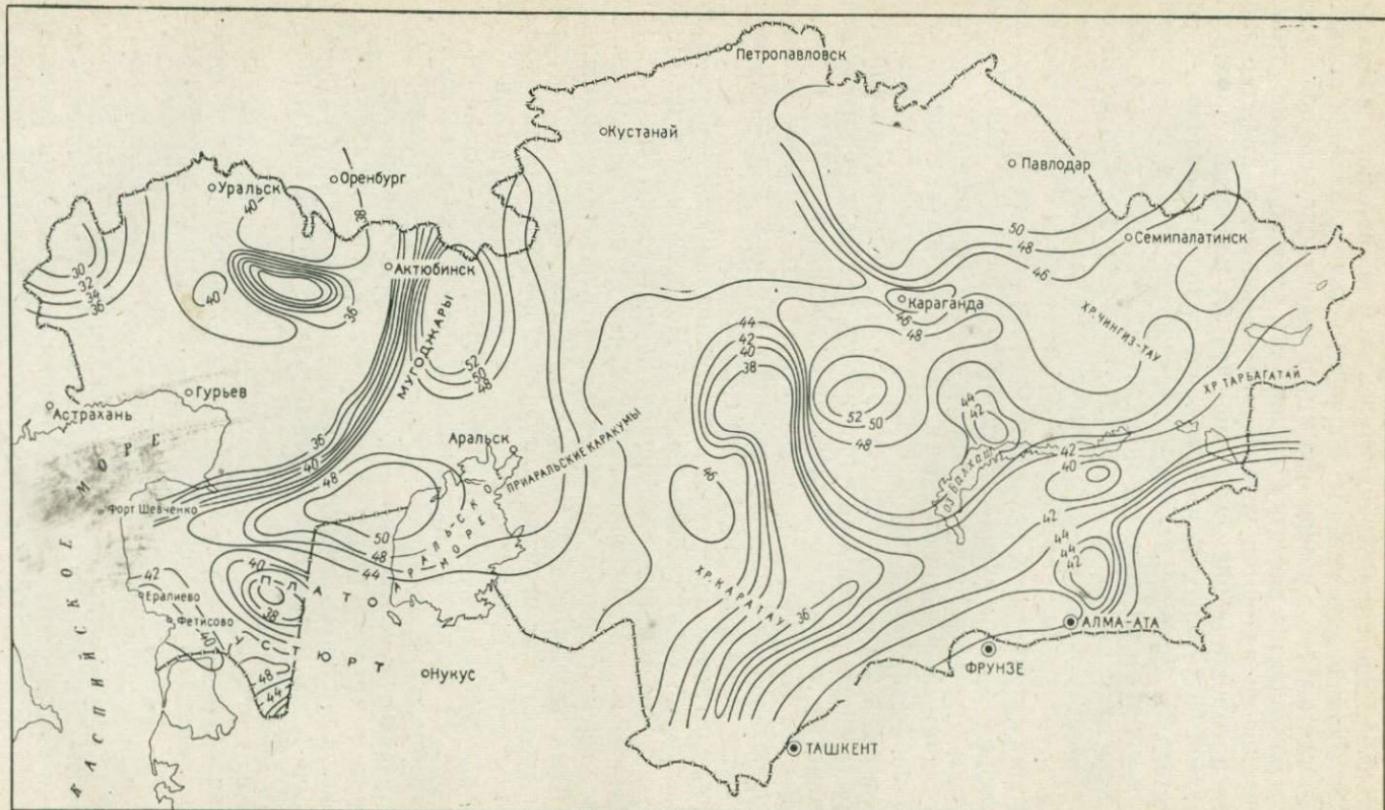


Рис. 39. Карта поверхности Мохоровичича (в км)

достигает 50—52 км. Вся территория Юго-Восточного Казахстана (альпийских складчатых сооружений) характеризуется относительно закономерной связью рельефа поверхности М с неотектоническими движениями: высокогорным районам соответствуют корни гор, а современным равнинам и слаборасчлененным регионам — поднятие верхней мантии. Как правило, жесткие глыбы, представляющие собой докембрийские и нижнепалеозойские складчатые сооружения, характеризуются пониженною мощностью земной коры. По данным Б. А. Хрычева, С. В. Липской, А. А. Углиной (1976), в районе Kokчетавской глыбы мощность земной коры составляет 40—45 км. Однако по материалам ГИН АН КазССР (Антоненко, Дубровин, 1967) под Kokчетавской древней глыбой поверхность погружается до 52—53 км. По этим данным отмечено резкое затухание и прекращение регистрации волны, преломленной на поверхности Мохоровичича. Последнее дает основание полагать здесь специфический тектонический режим, предположительно обусловивший наличие мощной, резко дислоцированной зоны, захватившей земную кору на всю ее мощность, вплоть до поверхности М. Обнаруженные в районе эклогитовые образования (абсолютный возраст 1,7—2 млрд. лет), связываемые некоторыми исследователями с подкоровым веществом, подтверждают возможность наличия здесь зоны со специфическим тектоническим режимом. Однако ненадежность сейсмических материалов в этом районе ставит под сомнение указанные выводы.

В планетарном масштабе Kokчетавская глыба не единственное исключение, известны и другие древние стабильные массивы с аномальным строением коры, с глубокими и тяжелыми эклогито-базальтовыми корнями (провинция оз. Верхнего и свод Адирондак в США, Воронежский массив и Украинский кристаллический щит в СССР) (Тарков, 1970). В этих структурах (Деменицкая, 1967) так же, как и в Kokчетавской глыбе (Антоненко, Дубровин, 1967), средняя скорость распространения волн в кристаллической коре равна 6,6 км/с, т. е. заметно превышает предел, установленный Ф. Берчем для пород гранитного ряда ($\bar{v}=6,3$ км/с). В Воронежском массиве резко изменяется граничная скорость на поверхности М (глубина залегания до 50 км) от 8,2 до 8,6 км/с, в Kokчетавском массиве от 8,0 до 8,5 км/с; ниже границы M_1 выделяется поверхность M_2 , залегающая на глубине 65—80 км.

Области герцинской складчатости и тектоно-магматической активизации с интенсивной вулканической деятельностью, представленной преимущественно гранитоидными магматическими комплексами, характеризуются повышенной мощностью земной коры (Иртыш-Зайсанская, Северо-Балхашская геосинклинальные зоны, Центрально-Казахстанская геодепрессия и др.). Увеличенная мощность земной коры соответствует и областям проявления габброидного и ультрамафитового магmatизма (Урал, Джезказган, Сарысуйская впадина и др.).

Таким образом, качественный анализ материала позволяет прийти к выводу о взаимной обусловленности геологической истории и глубинного строения земной коры, в частности ее мощности. Помимо некоторой возрастной, не всегда отчетливой, корреляции намечается и пространственное совмещение элементов неровностей поверхности M , в частности, совпадающих с двумя известными каледонскими концентрическими зонами, охватывающими район северо-восточного Прибалхашья (Шлыгин, 1976 и др.). Такое расположение неровностей поверхности Мохоровичча подтверждает взгляды, существующие среди геологов (Е. Д. Шлыгин, М. М. Юдичев, А. И. Семенов, В. И. Борсук, Н. А. Афоничев и др.), усматривающих общие закономерности развития и строения структуры Центрального Казахстана и других регионов (Яно-Колыванская зона, Шлыгин, 1976) в дугообразном расположении разновозрастных структурных элементов и в смещении геосинклинального режима во времени во внутренние части дуги от внешних дугообразно изогнутых докембрийских и нижнепалеозойских сооружений к расположенным внутри большой дуги средне- и верхнепалеозойским структурным элементам. Крупные разновозрастные регионы, различающиеся средними значениями мощности земной коры не очень отчетливо, могут отличаться некоторыми ее статистическими характеристиками.

Плотностная неоднородность глубинных слоев земной коры и верхней мантии

Глубинные геофизические исследования, проведенные в последние десятилетия, обнаружили изменение упругих, термических, реологических (вязкость, прочность, пластичность, ползучесть), электрических и других параметров, возможно соответствующих крупным плотностным неоднородностям, приуроченным не только к земной коре, но и к верхней мантии. Очевидно, что изменение этих параметров обусловлено изменениями минерального, петрографического и химического состава пород, фазового и агрегатного состояния вещества, типа кристаллической решетки и другими, что свидетельствует о гетерогенности верхней мантии. Работами А. Э. Рингвуда и Д. Х. Грина (1972) и других исследователей доказано, что состав верхней мантии ближе к ультраосновному, чем к эвклидовому составу, со средней плотностью 3,3—3,4 г/см³.

Исследуя распределение плотности в верхней мантии, Е. В. Артюшков, С. А. Ушаков, М. Е. Красс предложили для тектоносферы (условная нижняя граница которой определяется положением самых глубоких очагов землетрясений) трехслойную модель: литосфера (глубина залегания 80—100 км, эффективная вязкость $\eta = 10^{22}$ — 10^{23} Пз); астенофера — слой, совпадающий с сейсмическим волноводом ($\eta = 1$ — $5 \cdot 10^{20}$ Пз); жесткое основание — слой С верхней мантии ($\eta = 10^{23}$ — 10^{28} Пз).

Распределение плотностных неоднородностей в верхней мантии по вертикали исследовал А. А. Борисов. По его данным гравита-

ционное поле, в результате геологической редукции приведенное к поверхности M ($\Delta g_{\text{гл}}$), в одних регионах коррелируется со значениями граничных скоростей распространения сейсмических волн вдоль поверхности M ; в других регионах такая корреляция отсутствует. Возможно, это связано с тем, что в первом случае плотностная неоднородность ближе к поверхности M , а во втором дальше. Сопоставление аналогичных материалов в Казахстане не позволяет сделать однозначных выводов по указанному вопросу. Это связано с большой схематичностью распределения граничных скоростей на поверхности M (см. рис. 14) и относительной детальностью карты остаточных аномалий гравитационного поля на уровне поверхности M (см. рис. 26), обусловленной не только плотностными неоднородностями верхней мантии, но и поведением кровли верхней мантии, а также ошибками, связанными с недостаточно точным знанием состава и строения земной коры. Тем не менее областям пониженных ($7,7-7,9$ км/с) и повышенных ($8,3-8,5$ км/с) значений граничных скоростей соответствуют пониженные и повышенные значения трансформированного гравитационного поля. Приведенный нами ранее (см. гл. 2) пример показывает интересную зависимость между граничной скоростью прохождения сейсмических волн вдоль границы M и ее глубиной залегания по профилям Темиртау — Куйбышев и частично Балхаш — Петропавловск. Независимо от вида использованного корреляционно-регрессионного аппарата между v_g и H_M на этих профилях наблюдается обратная связь: с увеличением H_M уменьшается v_g (и наоборот). Косвенно такая зависимость подтверждается следующим: уменьшение дифференциации по упругим свойствам между корой и верхней мантией, которое может быть обусловлено скоростной и плотностной неоднородностью соприкасающихся на границе M масс, свойственно тем участкам земной коры, где ее мощность увеличена¹. В областях со средними мощностями земной коры поверхность M , как правило, выражена более отчетливо.

По мнению А. А. Борисова, приуроченность пониженных значений плотности к слою, непосредственно подстилающему поверхность M , характерна для коры океанического и переходного типов, в древних щитах эти неоднородности расположены несколько глубже. Для таких областей, как Тянь-Шань, они расположены на очень больших глубинах (несколько сотен километров); в пользу последнего, свидетельствует наличие здесь глубокофокусных землетрясений. Этот вывод не соответствует данным, полученным другими исследователями по современным горным сооружениям, таким как Тибет, Анды, Западный горный пояс США, Альпы, где низкоскоростная зона верхней мантии аномально приближена к дневной поверхности. Под молодыми горноскладчатыми сооружениями, по данным глубинных электромагнитных и магнитовариа-

¹ Пониженные значения граничной скорости на поверхности M в районе Южного Урала (Темиртау — Куйбышев) совпадают в плане с повышенiem скоростных и, по-видимому, плотностных параметров увеличенной по мощности земной коры.

ционных исследований зоны повышенной электропроводности, границы которых во многих случаях совпадают с границами температурных флюктуаций, а также плотностными и скоростными неоднородностями, фиксируются на значительно меньших глубинах, чем под консолидированными платформами и щитами (Тарков, 1970).

Дефект масс в орогенических областях обычно связывается с расширением глубинного вещества, обусловленным протекающими физико-химическими процессами, поверхностным выражением которых является орогенез, а глубинным выражением — разуплотнение вещества.

Иные представления о тектоносфере, распадающиеся на две петрологические модели строения верхней мантии — пиролитовую (Рингвуд, Грин, 1972) и эклогитовую (Л. Л. Фермор, А. Холмс), развивает А. П. Тарков (1970, 1974). Им установлено, что возможные инверсии плотности в верхней мантии, связываемые с сейсмическим волноводом, допускаются только для пиролитовых составов под океанами и континентами. При этом разуплотнение верхней мантии составляет 0,5—1,0% от начальной плотности под океанами и приблизительно 0,3% под континентальными структурами. Под древними щитами, характеризующимися низкими тепловыми потоками, инверсия плотности маловероятна. А. П. Тарковым допускается, что в областях неотектонической активизации, характеризующихся наибольшей энергетикой современных геологических процессов и аномально высокими тепловыми потоками, имеет место максимальное разуплотнение вещества тектоносферы. Эти представления соответствуют материалам электромагнитных исследований.

Как эти планетарные закономерности согласуются с более локальными материалами по Казахстану? Выше было показано, что глубины залегания поверхности M , значения осредненных альтитуд дневного рельефа и региональное гравитационное поле находятся между собой как в прямой, так и в обратной зависимости, причем отчетливому районированию эти связи не поддаются. Различным по возрасту, структурному положению и составу геоблокам могут соответствовать одинаковые формы связи, и наоборот (табл. 14).

Для жестких глыб и срединных массивов картина аналогична отмеченной выше для древних щитов. В их пределах в основном отмечаются слабоинтенсивные аномалии Δg_{per} и прямые связи $\Delta g = f(H_m)$ (табл. 14), обратные зависимости распространены очень мало и, следовательно, влияние плотностных неоднородностей незначительно. Что касается области современного орогенеза (Северный Тянь-Шань), то несмотря на наличие прямых связей $\Delta g = f(H_m)$, свидетельствующих о значительном влиянии на гравитационное поле глубины залегания поверхности M , эта крупная отрицательная аномалия по расчетным данным не может быть полностью объяснена ни значительным рельефом дневной поверхности, ни большой мощностью земной коры.

Это тем более очевидно, что по данным взрывных (В. И. Шацилов) и невзрывных (М. С. Эренбург, Ю. И. Сытин, С. М. Власов,

Таблица 14

Тип и возраст структур	Зависимость		Основная причина, влияющая на $\Delta g_{\text{пер}}$
	$\Delta g_{\text{пер}} = f(H_M)$	$\bar{h} = \varphi(H_M)$	
Погруженные области древней платформы	Обратная	Прямая	Плотностные неоднородности
Жесткие глыбы, срединные массивы	Прямая	Обратная	Поверхность M
Каледониды Центрального Казахстана	Обратная	"	Поверхность M , плотностные неоднородности
Герциниды Уральские	Обратная	Обратная	Плотностные неоднородности
Герциниды Северо-Западного Тянь-Шаня	Обратная	"	Поверхность M , плотностные неоднородности
Альпийская зона (Северный Тянь-Шань)	Прямая	"	Поверхность M , плотностные неоднородности

Примечание. Курсивом выделены основные зависимости и причины.

Н. К. Булин) сейсмических исследований, проведенных в Тянь-Шане и Памире, не установлено крупных корней гор. Глубины залегания поверхности M составляют 35—50 км и не везде коррелируются с рельефом дневной поверхности. Аналогичное положение наблюдается и южнее, где орография орогенической зоны значительно сложнее.

Общее гравитационное влияние плотностных и рельефных отклонений верхнего и нижнего слоев земной коры составляет 70—80 мгл.

Разуплотнение вещества верхней мантии, по-видимому, приурочено к альпийскому времени, — одна из основных причин, обуславливших эту крупную аномалию, известную под названием Внутриазиатского гравитационного минимума. Достаточно резкие горизонтальные градиенты Внутриазиатской региональной гравитационной аномалии, даже для пересчитанного на значительную высоту поля Δg , а также расчеты остаточной аномалии свидетельствуют о небольшой глубине залегания центра дефекта масс верхней мантии, что совпадает с последними данными по распределению очагов глубокофокусных землетрясений, глубины которых уменьшаются от центра к периферии аномалии. По данным глубинных сейсмологических исследований верхняя мантия в этом районе до глубин 200 км оказывается неоднородной, многослойной, причем в направлении к орогенической зоне наблюдается резкое погружение внутриверхнемантийных поверхностей, с амплитудами, в несколько раз превышающими амплитуды вариаций поверхности M .

Аналогичное положение устанавливается в зоне перехода от Рудного Алтая к Горному. Здесь в интервале глубин 60—200 км выделяются четыре внутримантийные поверхности, погружающиеся в направлении Горного Алтая с амплитудой 15—20 км, в то время как амплитуда погружения поверхности M не превышает 2—3 км.

Для большей части Западного Казахстана в региональном плане характерны обратные соотношения между $\Delta g_{\text{рег}}$ и H_M , для Юго-Восточного Казахстана — прямые соотношения, для Центрального Казахстана — и те, и другие.

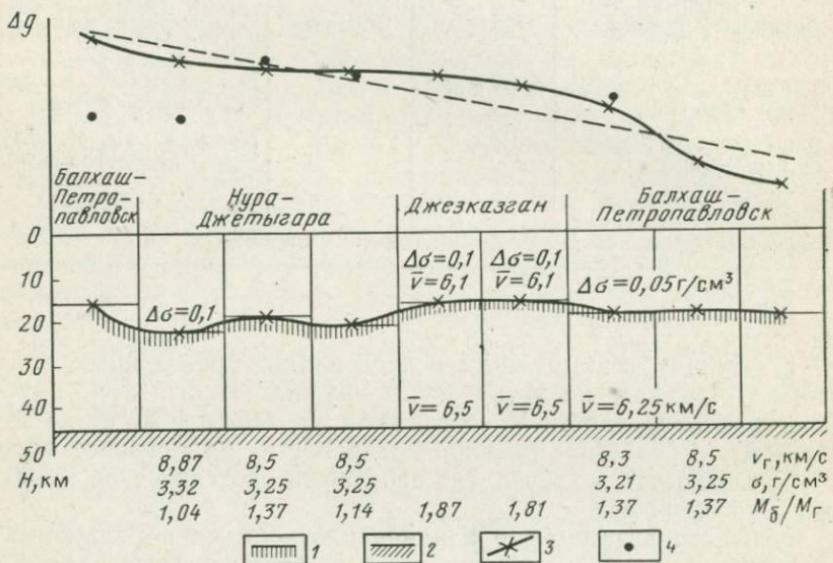


Рис. 40. Гравитационное поле над разрезами земной коры одинаковой мощности (45 км).

1 — поверхность базальтового слоя; 2 — поверхность Мохоровичича; 3 — региональное поле Δg ; 4 — суммарное поле Δg , вычисленное от поверхности Мохоровичича и базальтового слоя (по разрезам ГСЗ); M_b — мощность базальтового слоя; M_r — мощность гранитного слоя

Проведенный нами ранее анализ и рис. 40 показывают, что наличие не только прямых, но и обратных зависимостей между H_M и $\Delta g_{\text{рег}}$ свидетельствует о непосредственной связи регионального гравитационного поля с поведением поверхности M , а также о некотором влиянии на него переменной мощности и плотности базальтового слоя. Вдоль профилей ГСЗ Арысь — Балхаш и Темиртау — Куйбышев по разрезам ЛРС и корреляционной зависимости плотности от скорости показано, что плотность земной коры варьирует по латерали от 2,75 до 3,05 g/cm^3 (Андреев, Кунин, 1973).

Однако очевидно, что разнообразие рассматриваемых связей не исчерпывается влиянием неоднородностей земной коры. Действительно, если расположить разрезы земной коры одинаковой мощности (рис. 40) в порядке убывания регионального гравитационного поля, то в этом же направлении наблюдается уменьшение скорости распространения сейсмических колебаний на границе М, примерно от 8,87 до 8,3 км/с, что в первом приближении соответствует уменьшению плотности верхней части подкорового субстрата от 3,32 до 3,21 г/см³.

Таким образом, помимо неоднородностей земной коры на уровень и характер регионального гравитационного поля влияют также плотностные неоднородности верхней мантии. К участкам повышенной плотности верхней мантии относятся Хобда, Арасор, Восточное Прибалхашье и другие районы, а к участкам пониженной плотности — Юго-Восток Казахстана, Султан-Уиздаг, Южная Эмба и др. (Андреев, 1971).

Наличие плотностных неоднородностей верхней мантии ограничивает использование эмпирических зависимостей между $\Delta g_{\text{рег}}$ и H_m , определенных на отдельных профилях для нахождения поверхности М по площади, и требует формальной и содержательной оценки погрешности.

Поле Δg_m , вычисленное от поверхности М (рис. 40) с погрешностью $\pm 5-10$ мгал, совпадает с полем $\Delta g_{\text{рег}}$ только в тех районах, где плотность верхней мантии соответствует общепринятой; при расчетах $\sigma_{\text{в.м}}$ принята 3,2—3,3 г/см³, средневзвешенная плотность земной коры $\sigma_{\text{з.к}}$ — 2,8 г/см³.

Что касается правомерности использования альтитуд дневного рельефа для построения поверхности М, то в работах (Гольдшmidt, 1976; Андреев, Кунин, 1973) на основании анализа изостатических аномалий в редукции Грааф — Хантера (см. рис. 17) и Фая, корреляционно-регрессионных и функциональных соотношений между гравитационным полем в редукции Буге, дневным рельефом и поверхностью М, с учетом физических характеристик среды, а также аномалий давления на глубине поверхности компенсаций показано следующее: наличие изостатически скомпенсированных и неуравновешенных блоков земной коры; значительное влияние на изостатические аномалии плотностных неоднородностей земной коры, находящихся выше поверхности компенсации и, возможно, плотностных неоднородностей верхней мантии; отсутствие в большинстве случаев непосредственной связи между знаком изостатической аномалии и мощностью земной коры; доминирующая роль эндогенных сил, обусловленных глубинными физико-химическими процессами в современной тектонической жизни и блоковых подвижках; второстепенная роль топографических масс в компенсационных процессах; большая дисперсия поля корреляции между отметками дневного рельефа и поверхностью М. Учитывая сказанное выше и ряд других моментов, нельзя считать обоснованным использование зависимости $H_m = f(h)$ для определения глубин залегания поверхности М.

Исследование внутрикоровой дифференциации

Данные глубинных сейсмических исследований по Казахстану и другим районам показали сомнительность субгоризонтальной региональной расслоенности консолидированной земной коры. Сомнения специалистов относительно правомерности слоистого деления консолидированной части земной коры и, в частности, выделения границы Конрада зародились еще в шестидесятые годы (Гутенберг, 1963; Белоусов, 1964), что, однако не помешало пользоваться этим понятием еще более 10 лет.

Многие исследователи и в настоящее время делят консолидированную часть земной коры на два слоя, хотя разделяющей поверхностью уже является не граница Конрада в ее прежнем понимании, а некоторая условная неструктурная поверхность базальтового слоя. Исследователи-сейсморазведчики в качестве такой поверхности выделяют некоторый скоростной уровень, например 6,5 км/с (см. рис. 13) (Хрычев, Липская, Углина, 1976), выбранный на основании лабораторных исследований скоростных параметров пород при высоких давлениях и температуре, соответствующих большим глубинам в земной коре (Уразаев, Воларович, Курскеев, 1973). Исследователи-гравиметристы для выделения разделяющей поверхности используют результаты количественной интерпретации аномалий гравитационного поля с последующей статистической обработкой получаемых результатов (Гольдшмидт, Андреев, Эйдлин, 1969). С целью возможного учета очень важной характеристики земной коры — ее состава и для удобства расчетов гравитационного поля нами принятая двухслойная модель консолидированной коры с выделением верхнего слоя, соответствующего понятию гранитный, и нижнего — базальтовый, рассматриваемая как некоторое допустимое приближение к реальной ситуации. Внутрикоровая граница может иметь и не региональное распространение, а быть соизмеримой с размерами геоблоков.

Деление земной коры на слои по геофизическим данным только в самых общих чертах соответствует их петрографическим наименованиям. Указанная условность особенно очевидна для гранитного слоя, доступного в открытых районах непосредственному изучению и представленного самыми разнообразными по составу и происхождению породами, магматические граниты среди которых составляют, по-видимому, не более 20—30%.

Состав гранитного или гранитно-метаморфического слоя изменяется в зависимости от типа структуры, что подтверждается распределением граничных скоростей сейсмических волн в них. Так, в фундаменте древних платформ к нему относят высокометаморфизованные гранитогнейсы, кристаллические сланцы (сильнограницированные), в разновозрастных складчатых областях — многочисленные гранитные интрузии и еще большие по объему метаморфические комплексы — практически весь геосинклинальный комплекс осадков (Резанов, 1974). По данным А. Б. Ронова и А. А. Яро-

шевского, в составе гранитного слоя до 4—5% занимают слабометаморфизованные геосинклинальные комплексы пород (осадочные и осадочно-вулканогенные).

Базальтовый слой также весьма неоднороден по составу пород и их происхождению и его строение неодинаково в тектоно-структурных с различной историей развития. Многие исследователи, допуская метаморфическую природу базальтового слоя, полагают в нем некоторое участие ультрамафитов. При этом как типы метаморфических преобразований в слое, так и количество ультрамафитов могут быть различными. Однако, находясь в определенных термодинамических условиях, комплексы пород, слагающие эти слои, обладают характерными для кислых и основных пород физическими свойствами — скоростью прохождения упругих колебаний, плотностью, магнитной восприимчивостью, электропроводимостью, агрегатным состоянием и в связи с этим различным геохимическим режимом.

Для гранитного слоя приняты скорость распространения сейсмических волн 5,5—6,5 км/с (модальное значение 6,2), плотность 2,65—2,75 г/см³, для базальтового скорость 6,5—7,5 км/с (модальное значение 6,8), плотность 2,85—2,95 г/см³.

Скорости прохождения упругих колебаний на больших глубинах в земной коре и верхней мантии при некоторых условиях определяются с достаточной точностью по данным ГСЗ. Сложнее обстоит дело со значениями плотностей глубинных образований, которые не могут быть измерены непосредственно в естественном залегании. Однотипные породы, находясь на разных глубинах (в том числе и выходящие на дневную поверхность), в связи с различными термодинамическими условиями среды обладают неодинаковыми физическими свойствами. Свойства, измеренные на дневной поверхности, не могут быть экстраполированы на глубину. Практически единственным методом определения плотностей пород, находящихся на больших глубинах, является использование корреляционно-регрессионных зависимостей между скоростью и плотностью, которые также отличаются друг от друга для одних и тех же пород, расположенных на разных глубинах.

Следовательно, с изменением глубины залегания одних и тех же пород изменяются не только их физические свойства, но и зависимости между последними. Тем не менее известно, что значения скоростей распространения сейсмических волн могут использоваться для определения плотностных разрезов верхней мантии до глубин более 400 км. Для построения зависимостей, в частности, между плотностью и скоростью, используются данные лабораторных измерений в различных искусственно создаваемых термодинамических условиях, имитирующих реальную обстановку на больших глубинах. Связь между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород в Казахстане достаточно велика (коэффициент корреляции 0,8—0,9) и близка к линейной (Уразаев, Воларович, Курскеев, 1973) (рис. 41). Погрешность оп-

пределения плотности составляет $\pm 0,01$ — $0,03$ г/см³, достигая иногда величины $\pm 0,05$ г/см³.

В связи с указанным выше Ю. А. Косыгин (1969) отмечает, что «... применение петрографических названий для сейсмических слоев крайне нежелательно, так как забвение условности этих понятий, невольное приданье им петрографического содержания может привести к неправомерному переходу из «пространства упругих свойств» в «петрографическое пространство», нарушению принципа

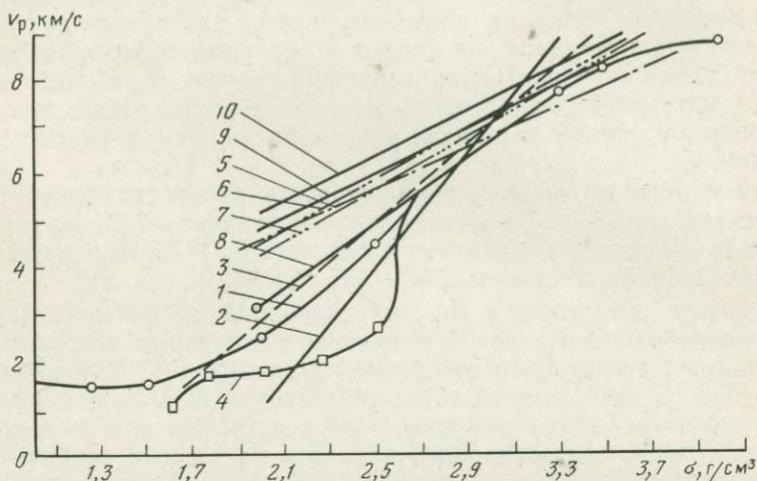


Рис. 41. Графики зависимости плотности горных пород от скорости распространения продольных волн.

1 — по М. Тальвани; 2 — по Н. Н. Пузыреву; 3 — по И. С. Вольковскому; 4 — по Е. Булларду; 5 — по Д. Химоцуру; 6 — по Ф. Берчу; 7 — по Н. Канамори; 8—10 — по Б. М. Уразаеву, М. П. Воларовичу, А. К. Курскееву для Центрального Казахстана при $p = 10\,000$ кгс/см²

специализации, смешению понятий и необоснованным построениям». Многие исследователи глубинного строения земной коры, по-видимому, опасаясь упреков в необоснованных построениях, называют два слоя консолидированной земной коры: верхний и нижний.

До последнего времени велись споры и относительно природы границ раздела в земной коре и ее нижней границы, которые различными исследователями понимались по-разному, в зависимости от процессов, считающихся более предпочтительными в их образовании. Так, предполагается, что это могут быть: геологические границы — стратиграфические, литологические, петрографические и другие (Резанов, 1974); вторичные границы, обусловленные влиянием регионального метаморфизма (поверхности фронтов метаморфизма) или фазовыми переходами, например, базальт — эклогит (Белоусов, 1966; Борисов, 1967); границы, связанные с химической сменой состава, например, габброиды — ультрамафиты (Рингвуд,

Грин, 1972); тектонические границы — пологие или горизонтальные (Пейве, 1965); совмещенные границы, обязанные своим происхождением одновременно нескольким процессам (Беляевский, 1974, Вольвовский, 1973).

Некоторый свет на этот вопрос проливают излагаемые ниже геологические концепции образования коры.

Рассмотрим некоторые геологические предпосылки, характеризующие процесс формирования земной коры, и в первую очередь образование в коре кислых магм. Х. Рид сравнивал проблему гранитов с плутонической проблемой. Для нас процесс образования кислых магм в коре представляет особый интерес, поскольку на нем базируется построение границы раздела гранитный — базальтовый слои. Несмотря на то что уже прошло более 10—15 лет с момента окончания дискуссии по проблеме гранитов, одним из вопросов, подвергающимся обсуждению, является их генезис. Палингеноное происхождение гранитов не вызывает сомнения у многих крупных исследователей (Ю. А. Кузнецов, Ю. М. Шейнманн). На больших глубинах в областях генерации андезитовой и базальтовой магм, по их мнению, отсутствует физический механизм, который может привести к образованию гранитного расплава. Другие исследователи допускают образование гранитоидов за счет глубинной ювенильной магмы. Кратко рассмотрим обе точки зрения.

В настоящее время многими специалистами признается образование гранитовых расплавов из твердого вещества коры на глубинах 15—20 км. Этот факт считается несомненным и может наблюдаться на глубоких срезах коры.

Общий ход магмообразования в геосинклинальных областях по Ю. М. Шейнманну (1968), по аналогии с островными дугами, воспринимаемыми как современные геосинклинали, характеризуется наличием глубинной зоны контрастных движений и усиленного теплового потока — тектонофера или тектоногена, соответствующего зонам Заварицкого — Беньофа. Кислые магмы образуются в верхних частях коры над тектоногеном, когда он в своем росте снизу достигает небольших глубин, и в силу своей легкости и плавучести может подниматься в земной коре. Эта гипотеза высказывалась и ранее и поддерживается в настоящее время многими исследователями.

Некоторые советские и зарубежные исследователи предполагали возможность существования волновода не только в верхней мантии, но и в земной коре, в частности, выше поверхности базальтового слоя. Генезис такого волновода может быть объяснен процессом анатектического образования гранитов в земной коре, хотя не исключено и другое толкование. Так, А. К. Курскеев (1974) показал, что до глубин 15—25 км волноводам могут соответствовать геологические слои с пониженными значениями физических параметров. Например, в Мугоджахах волноводами в байкалидах может быть базальт-сланцево-аркозовая формация мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектических гранитоидов рифея. Аналогичные слои, залегающие на тех же глубинах

с пониженными значениями плотности, скорости распространения сейсмических волн, электропроводности и магнитной восприимчивости, выделяются во многих изученных районах Казахстана.

Рассмотренный механизм образования гранитоидов поддерживается не всеми специалистами, особенно в связи с развитием идей новой глобальной тектоники. В работе Л. П. Зоненшайна, Н. И. Кузьмина, В. М. Моралева (1976) подчеркивается невозможность чисто корового происхождения гранитоидов, в частности Невадийского батолита, в котором отношения изотопов стронция и свинца существенно другие, чем во вмещающих породах, приближаясь к мантийным. Геологические и геохимические материалы по этому интрузивному массиву свидетельствуют о том, что он зародился либо в нижних частях коры, либо в верхней мантии; скорее всего в его образовании участвовали как те, так и другие источники: смешивание в низах коры мантийной габброидной магмы с анатектической гранитной. По мнению авторов указанной работы, более или менее ясным представляется происхождение коровых магм только в зонах обдукции и столкновения континентов за счет мобилизации сиалического вещества континентальной коры при метаморфизме. В остальных геодинамических обстановках, связанных с наращиванием континентальной коры — поглощением плит (островодужного типа — субдукции, активных окраин андийского типа, невадийского типа, монголо-охотского типа), магматические породы возникают как за счет мантийных, так и коровых источников. Н. Раств (1972), подводя итог Ливерпульского совещания по механизму интрузий магмы, отметил трудность решения в настоящее время вопроса о возможности образования гранитов в мантии.

Таким образом, и с позиции тектоники плит допускается в ряде ситуаций коровое происхождение гранитоидов, хотя и основанное на совершенно иных генетических предпосылках и предполагающих иные следствия. Мы допускаем, что не исключена возможность приуроченности в статистическом смысле нижних границ, образующихся из коровых расплавов гранитоидных массивов, к кровле некоторого слоя, который по составу может быть близок к базальтовому. При этом по данным сейсморазведки отражающие и преломляющие площадки, ориентированно связанные с этой границей раздела, распределяются на разрезе в слое мощностью 8—10 км и не могут служить основанием для выделения одной сейсмической границы первого рода. По данным количественной интерпретации гравитационных аномалий в редукции Буге нижние кромки гранитных интрузивов в основном выходящие на дневную поверхность, размещены в слое мощностью от 5 до 15 км. Отрицательные избыточные плотности гранитоидных массивов, полученные по этим же данным, составляют $-0,05$ — $0,1$ г/см³ и закономерно изменяются по вертикали, уменьшаясь с увеличением глубин (рис. 42). Зависимость, связывающая значения избыточной плотности гранитоидных интрузий с глубиной до их нижней границы, описывается уравнением

$$\Delta\sigma = 0,061 + \frac{0,215}{H} + \frac{0,658}{H^2}.$$

По-видимому, распределения нижних границ кислых интрузий и их избыточных плотностей, имеющие такой большой разброс, также характеризуют собой отсутствие резкой границы между базальтовым и гранитным слоями.

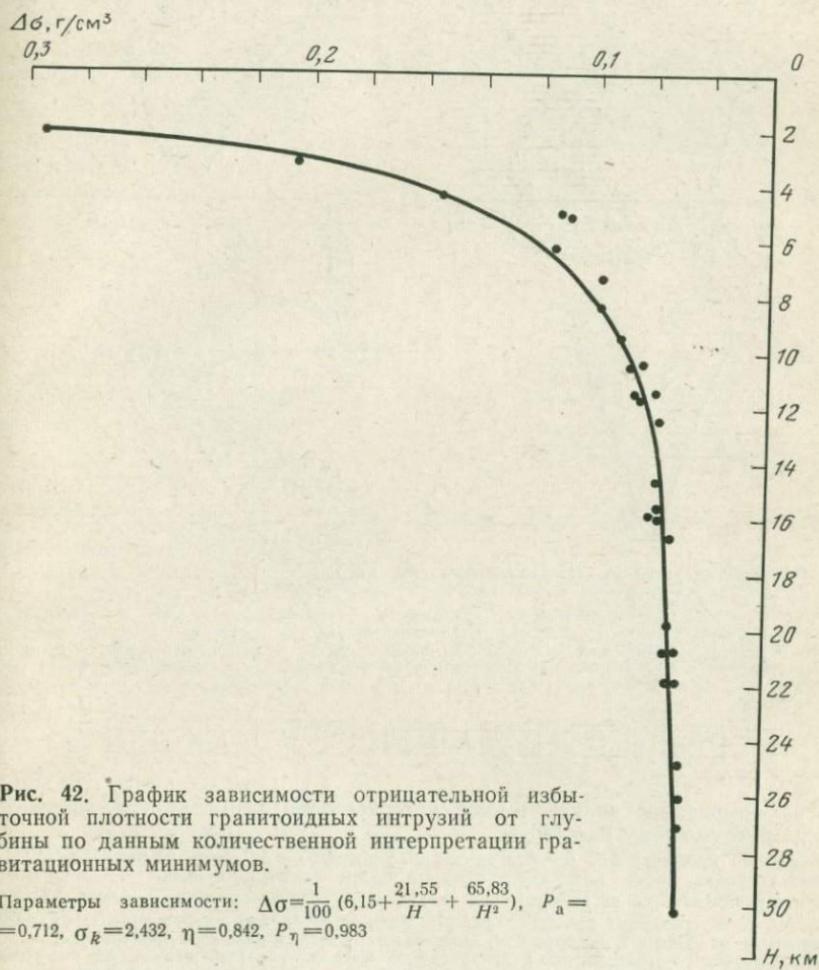


Рис. 42. График зависимости отрицательной избыточной плотности гранитоидных интрузий от глубины по данным количественной интерпретации гравитационных минимумов.

Параметры зависимости: $\Delta\sigma = \frac{1}{100} (6,15 + \frac{21,55}{H} + \frac{65,83}{H^2})$, $P_a = 0,712$, $\sigma_k = 2,432$, $\eta = 0,842$, $P_\eta = 0,983$

Тем не менее рассмотренные геолого-геофизические предпосылки дают возможность использовать для построения внутристоровой поверхности распределение нижних границ гранитных интрузий, определяемых в результате количественной интерпретации гравитационных минимумов с помощью номографических и итерационных методов решения обратных задач (ручных и машинных) с последующей статистической обработкой. Примеры интерпретации

двух гравитационных аномалий над гранитоидными массивами показаны на рис. 43, 44.

Построению внутриструктурной поверхности предшествовало изучение распределения глубин залегания нижних границ интрузий на

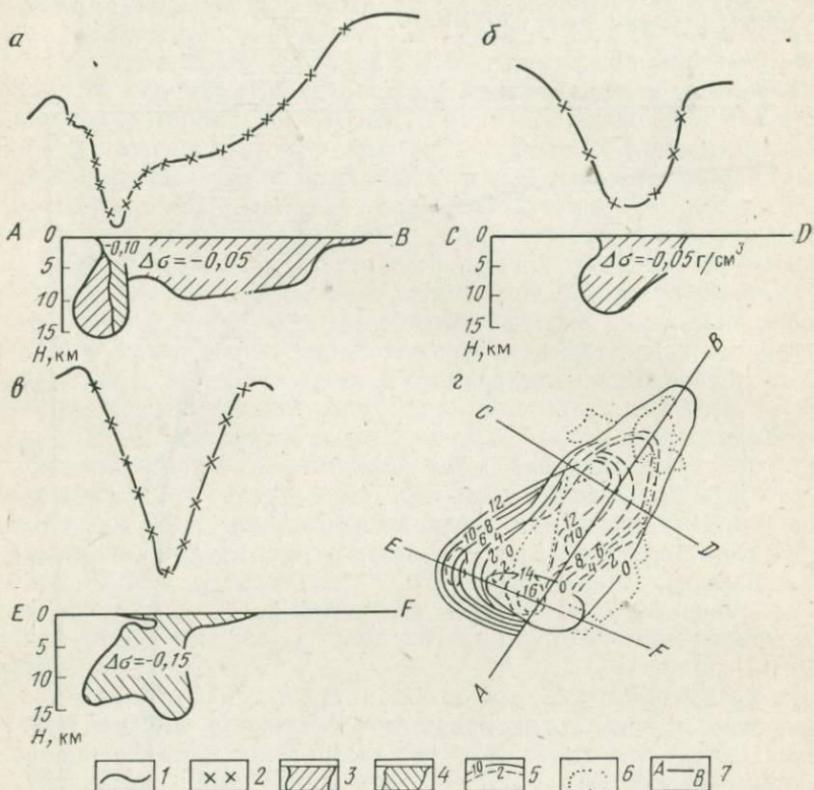


Рис. 43. Результаты количественной интерпретации аномалии гравитационного поля по интрузивному массиву K .

a — разрез по профилю AB ; *b* — разрез по профилю CD ; *c* — разрез по профилю EF ; *c* — морфоструктурная схема интрузива; 1 — кривая Δg локального поля; 2 — теоретически вычисленная кривая Δg от подобранных тел; 3 и 4 — тела, полученные в результате количественной интерпретации; 5 — линии равных мощностей (в км) интрузивного массива, отсчитываемые от дневной поверхности, аппроксимируемой горизонтальной плоскостью; 6 — контуры разновозрастных участков интрузивного массива закартированные на поверхности по геологическим данным; 7 — интерпретационные профили; избыточная плотность тела $\Delta\sigma$ (в g/cm^3) получена по данным количественной интерпретации

всей территории Казахстана по 350 определениям (гравитационные минимумы и аномалии типа «уступ»).

Вариационные кривые (рис. 45) распределения глубин нижних границ интрузий построены для 20 (кривая 1) и 40 (кривая 2) интервалов разбиения диапазона значений глубин; при этом число 40 соответствует числу интервалов, рациональный размах кото-

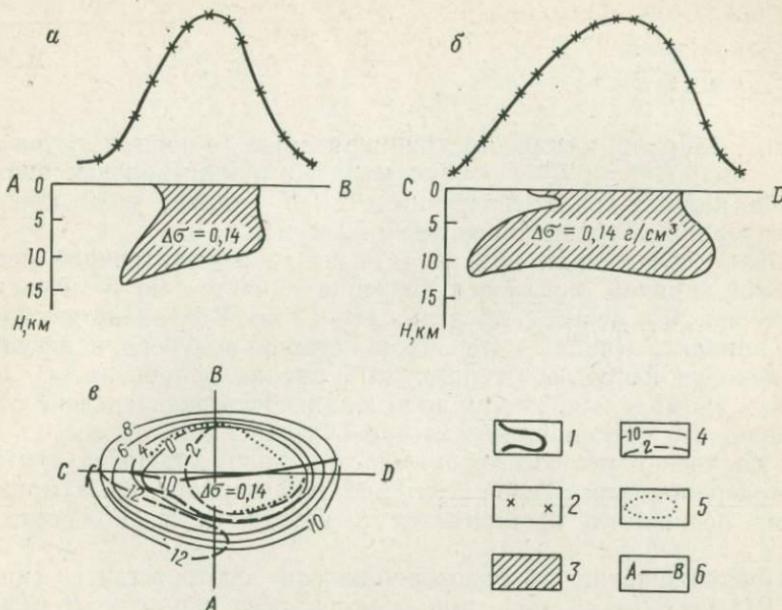


Рис. 44. Результаты количественной интерпретации аномалии гравитационного поля по интрузивному массиву Q .

a — разрез по профилю AB ; *б* — разрез по профилю CD ; *в* — морфоструктурная схема интрузива; 1 — кривая Δg локального поля; 2 — теоретически вычисленная кривая Δg от подобранных тел; 3 — тела, полученные в результате количественной интерпретации; 4 — изолинии равных мощностей (в км) интрузивного массива, отсчитываемые от дневной поверхности, аппроксимируемой горизонтальной плоскостью; 5 — контуры интрузивного массива, закартированные на поверхности по геологическим данным; 6 — интерпретационные профили; избыточная плотность тела $\Delta\sigma$ (в g/cm^3) получена по данным количественной интерпретации

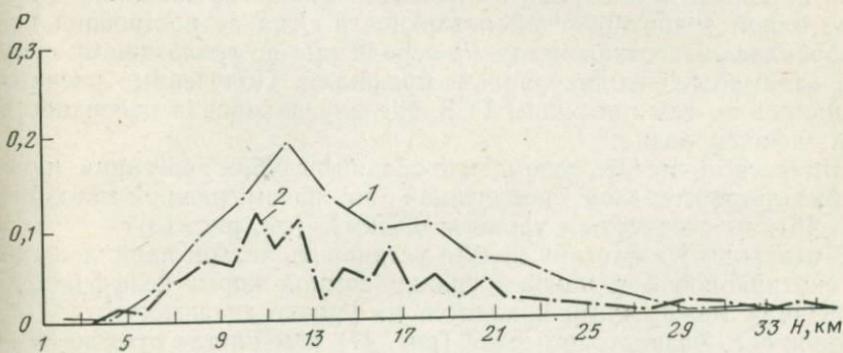


Рис. 45. Вариационные кривые распределения глубин нижних кромок гранитных интрузий, полученных в результате интерпретации гравитационных аномалий

рых равен ширине, определяемой по формуле Стерджесса (см. гл. 3)

$$d = \frac{H^{\max} - H^{\min}}{1 + 3,22 \lg N} \quad (5.1)$$

где d — ширина интервала группирования (в нашем случае $d \approx 1,3$ км); H^{\max} и H^{\min} — максимальные и минимальные значения глубин нижних границ интрузий в км; N — общее число проинтерпретированных гравитационных минимумов.

Более слаженная кривая 1 является асимметричной одномодальной, причем модальное значение с частотой встречаемости примерно 20% лежит в пределах 11—13 км. Визуально двумодальная кривая 2 (число интервалов которой получено в результате применения формулы Стерджесса) проанализирована с целью оценки унимодальности или полимодальности распределения. Естественно, что обоснованным можно считать лишь тот вывод, который получен в результате применения количественных критериев многовершинности. Такой критерий для вариационных кривых с двумя вершинами предлагается в методе С. В. Гольдина (см. гл. 3).

Предположению об одновершинности соответствует гипотеза $H_0: P(h_1) = P(h_2) = P(h_3)$, при альтернативе гипотеза $H_1: P(h_1) > P(h_2)$.

Гипотеза H_0 считается подтвержденной, если величина t [формула (3.50)] окажется меньше соответствующего аргумента нормального распределения t_q (при $q=0,05$ $t_q=1,96$). При $t > t_q$ нулевая гипотеза отвергается и принимается многовершинность. В нашем случае принимается нулевая гипотеза, так как $t=1,92$, меньше $t_q=1,96$, т. е. и кривая 2 является одновершинной, а ее модальное значение лежит в пределах 10—13 км.

Таким образом, при сравнительно равномерном распределении гравитационных минимумов по площади можно предположить наличие одной гравитирующей поверхности. Для ее построения использовалась известная методика осреднения по скользящему окну и по взаимно перпендикулярным профилям. Полученные расчеты уточнялись по тем профилям ГСЗ, где внутрикоровая поверхность была зафиксирована.

Интересно отметить совпадение средних глубин залегания кровли базальтового слоя, полученной по рассмотренной методике (рис. 46), со скоростным уровнем 6,5 км/с (см. рис. 13).

В целом по Казахстану нельзя установить четкой параллельности внутрикоровой и нижней границ земной коры; коэффициент корреляции между ними находится на уровне значимости.

Мощность базальтового слоя (рис. 47) изменяется от 8 до 36—38 км при среднем значении 23 км. Простижение блоков базальтового слоя в основном ориентировано параллельно превалирующему направлению поверхностных структур, подчеркивая унаследованность развития территории.

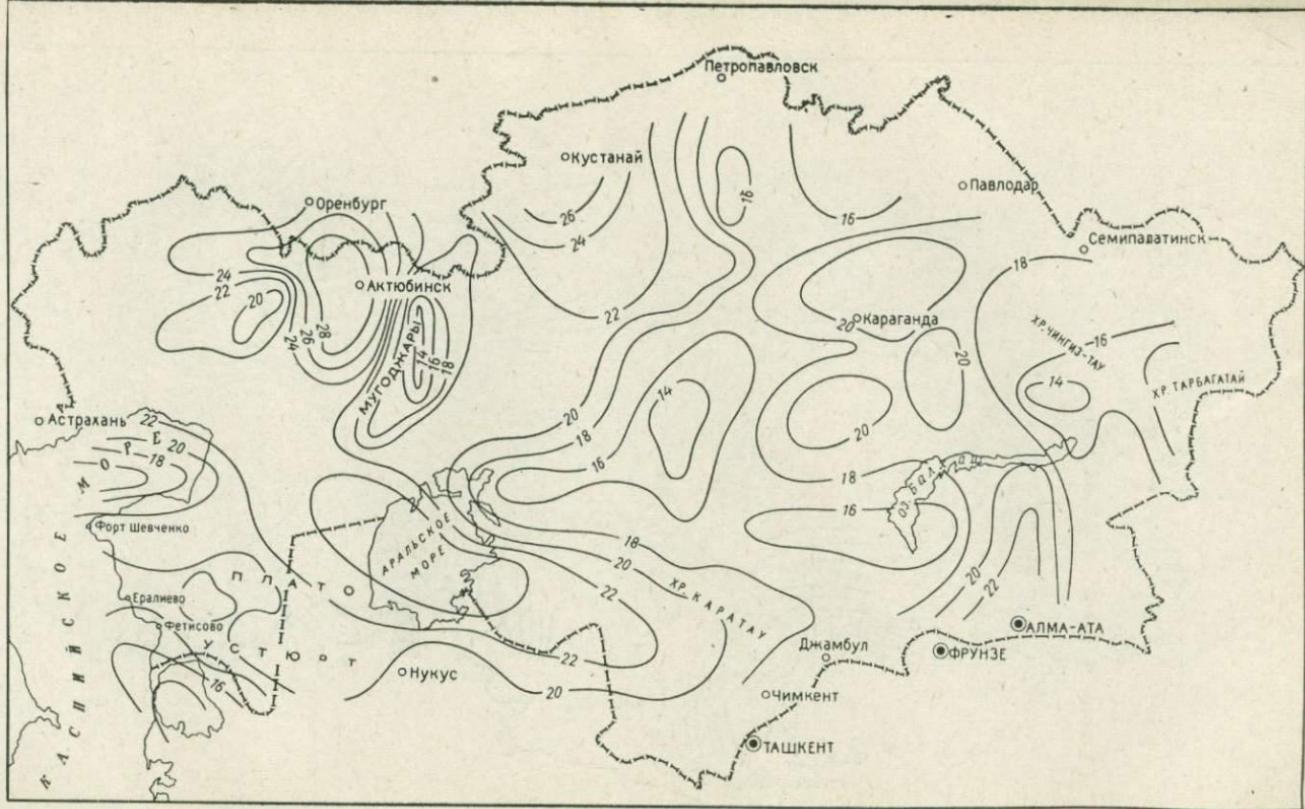


Рис. 46. Карта поверхности базальтового слоя (в км) территории Казахстана

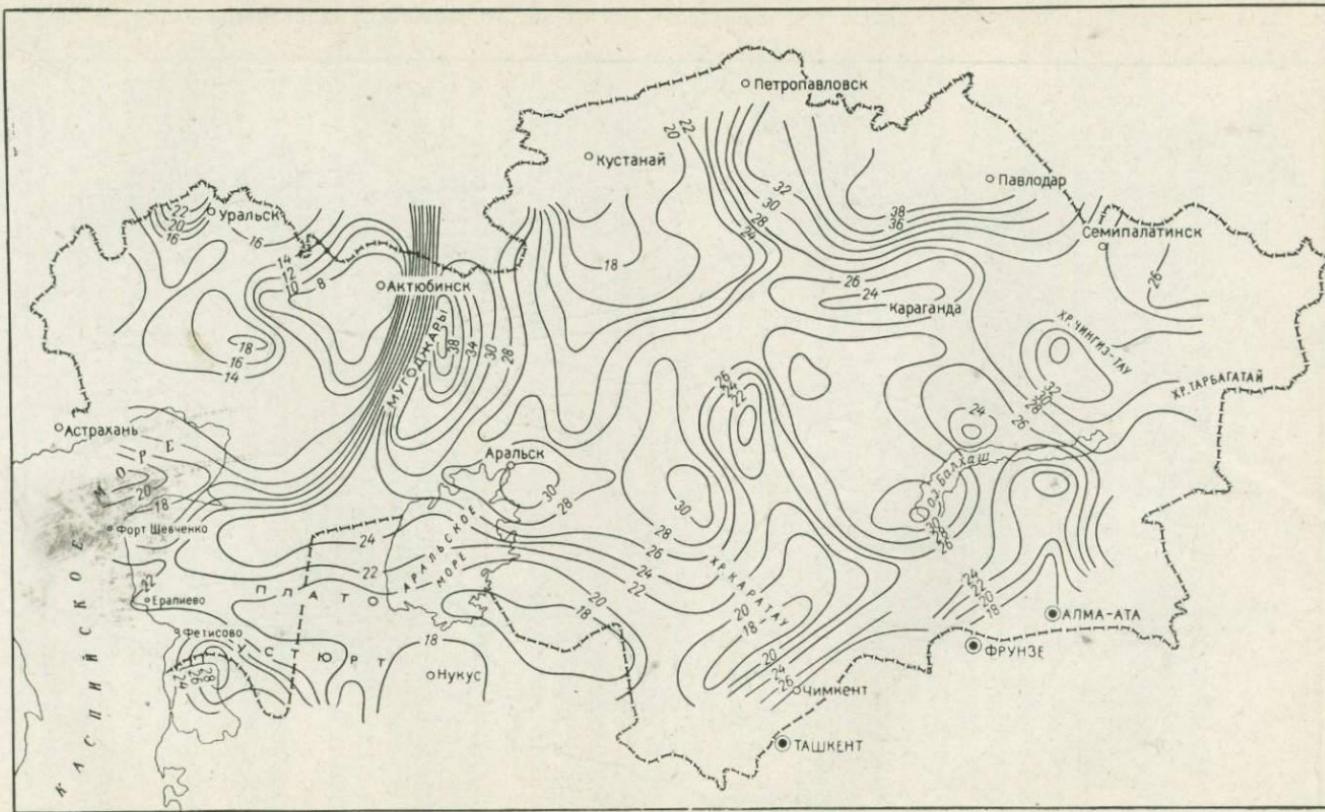


Рис. 47. Карта мощности базальтового слоя (в км) территории Казахстана

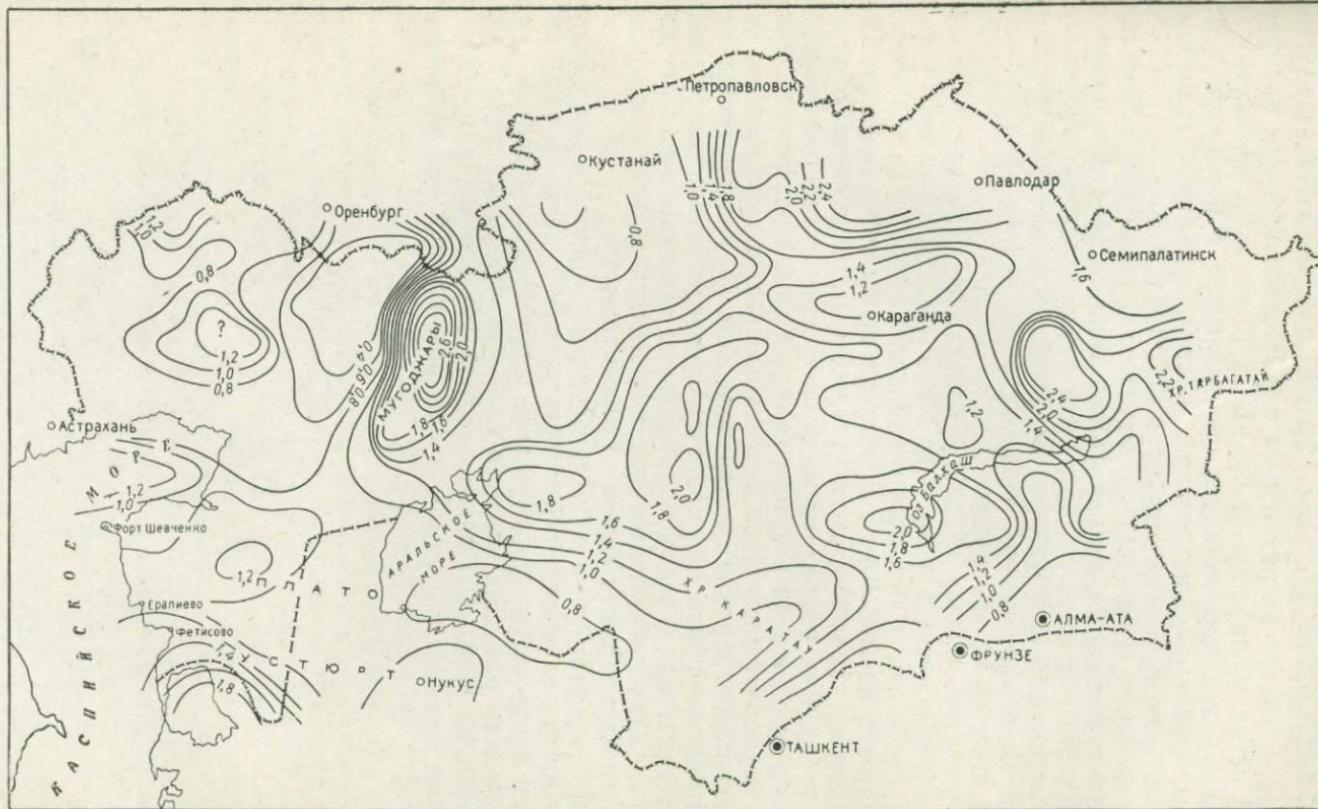


Рис. 48. Карта показателя основности земной коры Казахстана

Гранитно-метаморфический слой на востоке Казахстана почти повсеместно обнажается, его мощности соответствуют глубинам залегания кровли базальтового слоя. Осадочным (седиментным) слоем завершается разрез земной коры; осадочный или платформенный чехол мощностью от 0,5—1 до 15 км и более, в котором прослеживаются протяженные преломляющие субгоризонтальные границы, перекрывает на большей части территории гранитный слой или промежуточный структурный этаж (ПСЭ).

Соотношения мощностей базальтового и гранитного слоев (показатель основности), как характеристики состава консолидированной части земной коры, находятся в определенной зависимости от особенностей тектонического строения, историко-геологического развития, доминирующего влияния эндогенных или экзогенных процессов, степени их проявления и т. п. В среднем для Казахстана этот показатель близок к 1,2. По показателю основности области развития каледонид близки к жестким глыбам (срединным массивам) и обе они отличаются от областей проявления герцинской складчатости на 0,3—0,4, т. е. области проявления более древней складчатости характеризуются утолщенным базальтовым слоем. Из этого следует направленное развитие процессов гранитизации в сторону омоложения возраста складчатости. Процесс гранитизации, с позиций фиксистской гипотезы, можно понимать, во-первых, как увеличение мощности гранитного слоя за счет внутрикоровых анатектических процессов, происходящих сравнительно неглубоко, и, во-вторых, как уменьшение мощности базальтового слоя (дебазификация) за счет прогибания земной коры и переработки нижней части базальтового слоя в верхнюю мантию.

Сравнение статистических характеристик мощности земной коры с показателем ее основности свидетельствует о независимости этих двух параметров, что подтверждает первую точку зрения и самостоятельность развития каждого слоя, без изменения общей мощности земной коры. Основность земной коры теснейшим образом причинно связана с составом и объемом проявлений магматизма (рис. 48).

АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ЦЕЛЬЮ ГЛУБИННО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

Глава 6

ФОРМАЛИЗОВАННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ПО КОМПЛЕКСУ ГЛУБИННЫХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ПОСТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Признаковое пространство и его анализ

В предыдущих разделах рассмотрены геолого-геофизические данные, которые могут быть положены в основу районирования территории Казахстана. Геофизические и геологические признаки для формального районирования разделены нами на три группы. К первой группе отнесены измеренные или трансформированные, но без изменения их содержательного смысла, признаки: 1) гравитационное поле в редукции Буге, пересчитанное на разные уровни в верхнее полупространство Δg_{h_1} , Δg_{h_2} и в изостатической редукции; 2) отношения гравитационных полей на двух уровнях $\Delta g'$ и их разность, нормированная к разности высот пересчетов $\Delta g''$; 3) осредненное магнитное поле \bar{H} ; 4) осредненные альтитуды дневного рельефа \bar{h} ; 5) суммарная деформация донеогеновой поверхности и средний градиент вертикальных движений (неотектоника НТ). Вторая группа признаков является результатом интерпретации нескольких признаков первой группы: 1) мощность земной коры по данным взрывной и невзрывной сейсмологии, а также по данным гравиразведки H_m ; 2) глубина залегания базальтового слоя по сейсмическим данным, а также по результатам количественной интерпретации аномалий гравитационного поля и частично магнитного поля H_b ; 3) мощности осадочного, гранитно-метаморфического и базальтового (M_b) слоев; 4) состав земной коры (показатель основности K_b). К третьей группе отнесены следующие геологические признаки: 1) насыщенность гранитно-метаморфического слоя интрузивными образованиями (площадное и объемное распределение плутонического магматизма различного состава и возраста); 2) возраст завершающей складчатости, установленный в открытых регионах; 3) тип складчатости (эв-миогеосинклинальный); 4) распределение месторождений и рудопроявлений вблизи дневной поверхности.

При качественном районировании пространственного распределения любого признака учитывают не только его интенсивность,

но и простижение изолиний, протяженность, форму аномалий, их знак, градиенты, изрезанность, дифференцированность, узловатость, мозаичность, и т. п. Указанные характеристики могут быть учтены количественно. С этой целью описания признаков двух первых групп представлялись в статистическом и детерминированном видах (см. гл. 1).

В пределах площадок описания размерами 50×50 км с геофизических или геологических карт снимались 25 значений изучаем-

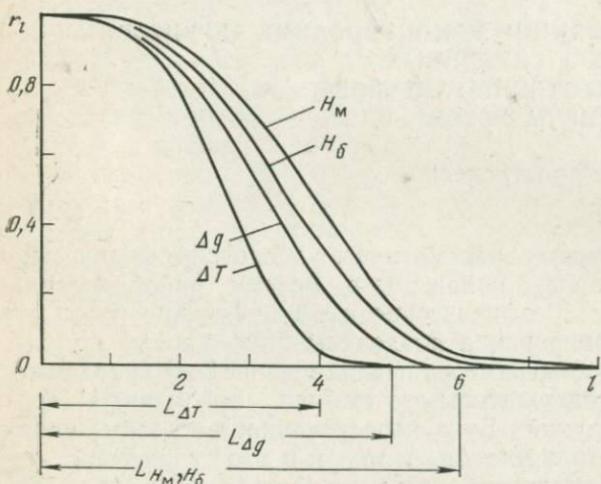


Рис. 49. Коррелограмма серии коэффициентов автокорреляции для определения размеров площадей описания признаков

мых функций, соответствующих элементарным ячейкам (10×10 км). В каждой площадке описания строилась матрица значений $A = \{a_{ij}\}$ размерами 5×5 км. Размер осредняющего квадрата обусловлен радиусом автокорреляции (критическим интервалом), за пределами которого статистическая связь изучаемой функции теряется ($r_l < 0,3$). Критический интервал оценивался по сериям коэффициентов автокорреляции r_l (сведенным в коррелограмму), вычисленным между всеми значениями изучаемой функции $X_i(\Delta g, \Delta t, H_M, H_B)$ и т. д.) поочередно через один, два и т. д. интервала (5, 10, ..., км).

Для всех изучаемых признаков критический интервал L варьировал в пределах $40 \div 60$ км (рис. 49) при шаге смещения, равном 10 км.

После преобразования матрицы в строку вычислялись следующие статистические параметры, относимые к центру площадки описания: оценки математического ожидания, дисперсии, стандартного отклонения, коэффициентов асимметрии и эксцесса. Для детерминированного описания соответствующих полей (Воронин, Нурпесиков, 1968) использовались следующие характеристики (в пределах каждой матрицы): 1) средние из максимальных значений по строкам $\bar{a}^{\max}(x)$ и по столбцам $\bar{a}^{\max}(y)$; 2) средние из мини-

мальных значений по строкам $\bar{a}^{\min}(x)$ и по столбцам $\bar{a}^{\min}(y)$; 3) средние из средних значений $\bar{\bar{a}}(x)=\bar{a}(y)$; 4) средние из максимальных значений первого и второго градиентов (разности элементов исходной матрицы соответственно в строках и столбцах) по строкам $\bar{b}^{\max}(x)$, $\bar{c}^{\max}(x)$ и по столбцам $\bar{b}^{\max}(y)$, $\bar{c}^{\max}(y)$; 5) средние из минимальных значений по строкам $\bar{b}^{\min}(x)$, $\bar{c}^{\min}(x)$ и по столбцам $\bar{b}^{\min}(y)$, $\bar{c}^{\min}(y)$; 6) средние из средних значений $\bar{b}(x)=\bar{b}(y)$, $\bar{c}(x)=\bar{c}(y)$; 7) средние значения из отношения числа нулей, минусов и плюсов к общему числу переходов от плюса к минусу и наоборот, первого и второго градиентов по строкам $\rho_b(x)$, $\rho_c(x)$ и по столбцам $\rho_b(y)$, $\rho_c(y)$. Помимо перечисленных признаков и количественных характеристик были рассмотрены и некоторые их сочетания, полученные по методу разностного кодирования (Гольдшмидт, Коноваленко, 1971).

Выше было показано, что система признаков, использованная нами для районирования, содержательно обоснована и информативна. Здесь же представляет интерес информационный вес параметров внутри информативной системы. На различных этапах решения задачи этот вопрос рассматривался по-разному.

Для сворачивания информации применялся метод главных компонент, который позволяет получить несколько некоррелированных компонент, выделяющих большую часть суммарной дисперсии переменных (см. гл. 3). Однако этим методом достаточно сложно ранжировать исходные параметры, которые несут основную ответственность за выделенные главные компоненты, поскольку в разных компонентах они имеют различные веса. Покажем результаты ранжирования по информативности признаков, полученные следующими способами: по величине области пересечения распределений вероятностей признаков в разных классах (полагая признаки независимыми), по обобщенному расстоянию между двумя статистическими совокупностями и оценке многомерных средних по всем признакам и некоторой информативной комбинации (полагая признаки зависимыми), а также по алгоритмам «Порог-2» и «Образ-3» (для распознавания с учителем). С этой целью проанализировано более 1000 m -мерных векторов ($m=11$), разделенных на территориальные классы в соответствии со схемой тектонического районирования Казахстана. Результаты одномерных решений по определению информативности по двум первым указанным выше способам иллюстрируются рис. 50 и табл. 15, 16.

Оценки математических ожиданий параметров и их дисперсий в пределах каждого геотектонического элемента мало информативны для формального разделения этих элементов. По этим статистическим критериям заметно выделяются только области погруженных участков древних платформ (например Прикаспийская синеклиза) и герцинской складчатости Тянь-Шаня. Вероятность значимого разделения геоблоков по оценкам математических ожиданий глубинных параметров приблизительно 0,6, по оценкам дисперсии 0,47.

Гистограммы распределения вероятностей признаков представляют собой одно-, двух- и полимодальные (мультимодальные) графики. Наиболее однородными областями являются уже отме-

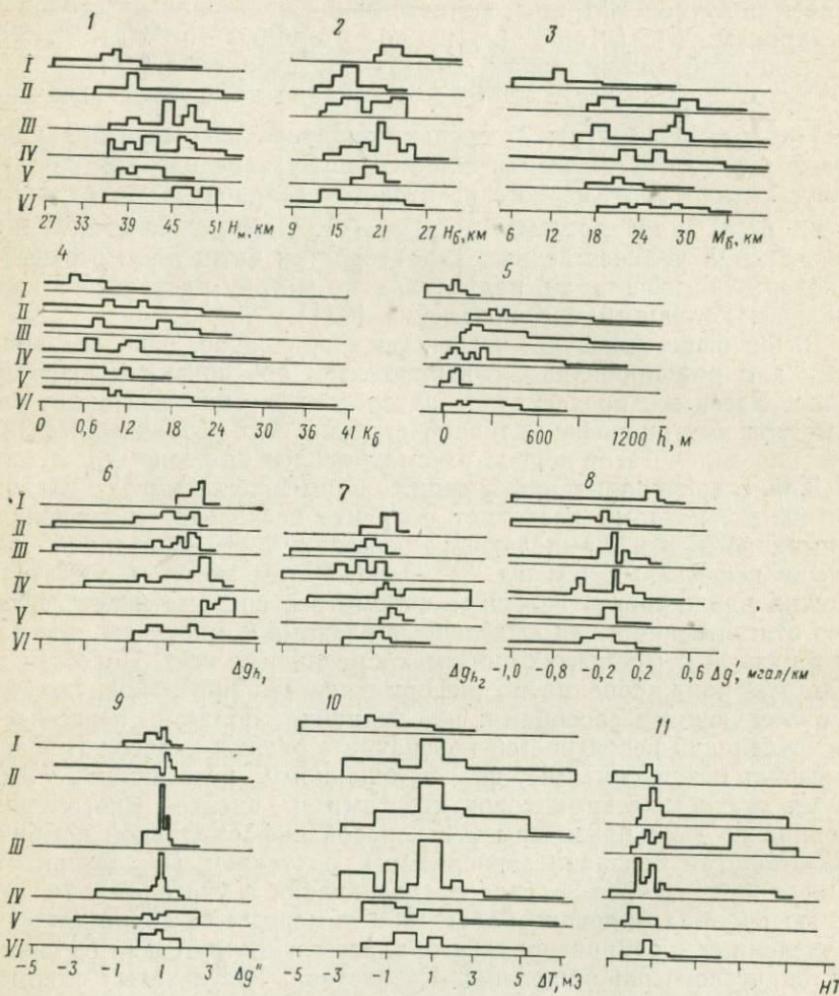


Рис. 50. Гистограммы распределения вероятностей геолого-геофизических признаков.

I — H_m ; 2 — H_b ; 3 — M_b ; 4 — K_b ; 5 — \bar{h} ; 6 — Δg_{h_1} ; 7 — Δg_{h_2} ; 8 — $\Delta g'$; 9 — $\Delta g''$; 10 — ΔT ; 11 — HT . I — погруженные участки древних платформ; II — области завершенной каледонской складчатости; III — области незавершенной каледонской складчатости; IV — области завершенной герцинской складчатости Урало-Сибирского складчатого пояса; V — области завершенной герцинской складчатости Тянь-Шаньской геосинклинальной зоны; VI — области жестких массивов (глыб)

ченные выше геоструктурные элементы, так как почти все проанализированные в их пределах признаки имеют нормальные одномодальные распределения. Наиболее нестабильными в этом смысле

Таблица 15

Области (см. рис. 50)	I	II	III	IV	V	VI
I	—	—	—	3, 8, 1, 2, 10, 5, 4, 7, 6, 9, 11	—	—
II	—	—	1, 4, 8, 2, 5, 3, 6, 9, 11, 7, 10	—	—	—
III	—	—	—	7, 6, 4, 2, 3 1, 8, 5, 10, 9, 11	—	2, 7, 3, 10, 1, 4, 6, 5 8, 11, 9
IV	—	—	—	—	3, 2, 1, 4, 7, 9, 6, 5, 11, 8, 10	—
V	—	—	—	—	—	—
VI	—	—	—	—	—	—

Примечание. Номера признаков см. на рис. 50.

Таблица 16

Области (см. рис. 50)	I	II	III	IV	V	VI
I	—	—	(5, 6, 9, 10, 7) 11, 8, 1 4, 3, 2	—	—	—
II	—	(2, 8, 11, 5, 6) 3, 1, 4, 10, 7, 9	—	—	—	—
III	—	—	(6, 9, 2, 11, 4, 7) 8, 10, 3, 1, 5	—	(6, 7, 4, 8, 9) 1, 2, 3, 5 10, 11	(1, 2, 7, 4, 6) 9, 8, 10, 3 11, 5
IV	—	—	—	1, 2, 4, 8, 7 11, 3, 9, 5 6, 10	—	—
V	—	—	—	—	—	—
VI	—	—	—	—	—	(9, 6, 1, 4, 2) 3, 8, 5, 7 11, 10

Примечание. Номера признаков см. на рис. 50. В скобках даны полные комбинации признаков, курсивом показаны информативные комбинации признаков.

ле являются области незавершенной каледонской складчатости и области завершенной герцинской складчатости Урало-Сибирского складчатого пояса.

В табл. 15 приведено распределение признаков по информативности без учета их взаимосвязей, а в табл. 16 распределение информативных комбинаций признаков с учетом их взаимосвязей относительно ковариационных матриц. Для каждой пары территориальных классов, расположенных по соседству, выделяются некоторые комбинации информативных признаков (табл. 15, 16). Распределение признаков по алгоритму «Образ-3» (информативность признака связана с тем, какую роль для распознавания объектов играют сочетания, образованные при участии данного признака) и по алгоритму «Порог-2» (информативность определяется по влиянию, которое оказывает данный признак на результаты распознавания внутри эталонного класса) при использовании в качестве эталонного материала девяти классов показано в табл. 17.

Таблица 17

Наименование геосистем	H_M	H_6	M_6	K_6	n	Δg_{h_1}	Δg_{h_2}	$\Delta g'$	$\Delta g''$	ΔT
Уральская	1	3	2	9	7	8	5	6	10	4
Кокчетавская	6	8	5	9	4	1	3	2	10	7
Улутауская	1	6	4	2	3	10	8	5	9	7
Северо-Тянь-Шанская	6	3	9	4	10	2	5	1	8	7
Юго-Западная (Манышлак-Устюртская)	4	6	5	3	7	2	1	8	10	9
Прикаспийская	4	2	1	6	9	7	5	8	10	3
Центрально-Казахстанская	6	7	8	2	1	4	5	3	9	10
Прибалхашская	5	8	9	3	7	1	2	4	10	6
Чингизская	6	8	9	5	4	2	3	1	10	7

Примечание. Цифры соответствуют месту признака в классе по информативности.

Таким образом, проанализировав признаки только по их интенсивности и некоторым ее статистическим характеристикам, признаки можно расположить в следующем порядке: 1) гравитационное поле, 2) мощности основных слоев и состав земной коры, 3) магнитное поле, элементы неотектоники и рельефа дневной поверхности. В отдельных классах это распределение изменяется (табл. 17).

Определение информативности геолого-геофизических признаков при формальном районировании проводилось и рядом других исследователей. Результаты, полученные в этом случае для нескольких глубинных и геофизических признаков Б. П. Ватлиным, показаны на рис. 51.

Формализованное районирование территории Казахстана проведено по m -мерным глубинным и геофизическим векторам, измеренным или вычисленным приблизительно на 1000 точках геологического пространства, расположенных на поверхности равномерно по сети 50×50 км. В разных задачах районирования (геофизическое, геолого-геофизическое, с использованием эталонного ма-

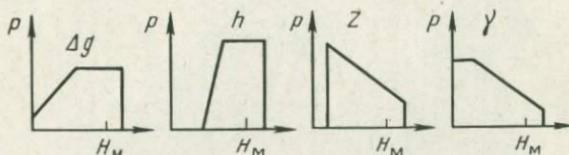


Рис. 51. Изменение информативности физических полей с глубиной (по Б. П. Ватлину).

Δg — гравитационное поле; h — рельеф дневной поверхности; Z — магнитное поле, γ — естественная радиоактивность.

териала и др.) изменялись как размерность вектора, так и его сущность (составляющие его компоненты), позволяющие учесть принцип специализации (Косыгин, 1969).

Формализованное районирование территории

Разделение геофизического пространства по статистическим критериям. Исходным материалом служили числовые характеристики первой группы признаков (геофизические поля, рельеф дневной поверхности, элементы неотектоники). Процедура разделения геофизического пространства слагалась из следующих этапов: вычисление статистических и детерминированных параметров каждого признака (см. гл. 1), построение подсистемы взаимно ортогональных линейных комбинаций указанных параметров по методу главных компонент (см. гл. 3) и использование первых компонент, удовлетворительно объясняющих большую долю (80—90%) полной дисперсии (рис. 52); оценка информативности признаков для соседних регионов, априори выделенных по геологическим соображениям с использованием различных алгоритмов (см. гл. 3), проверка на стационарность пространственного распределения параметров при наличии тренда (см. гл. 1); разграничение линейно-упорядоченных множеств m -мерных векторов (типа профиль точек) по критериям V_k , $V(T_\alpha, T_{\alpha+1})$ и γ ; объединение линейных однородных участков в площадные участки по статистическим и эвристическим критериям (см. гл. 1 и 3).

На территории Казахстана в рассматриваемом признаковом пространстве выделено 85 однородных линейных участков (по профилям), объединенных в 40 однородных площадных участков.

На рис. 53 приведена схема районирования территории Казахстана по комплексу геолого-геофизических признаков с использо-

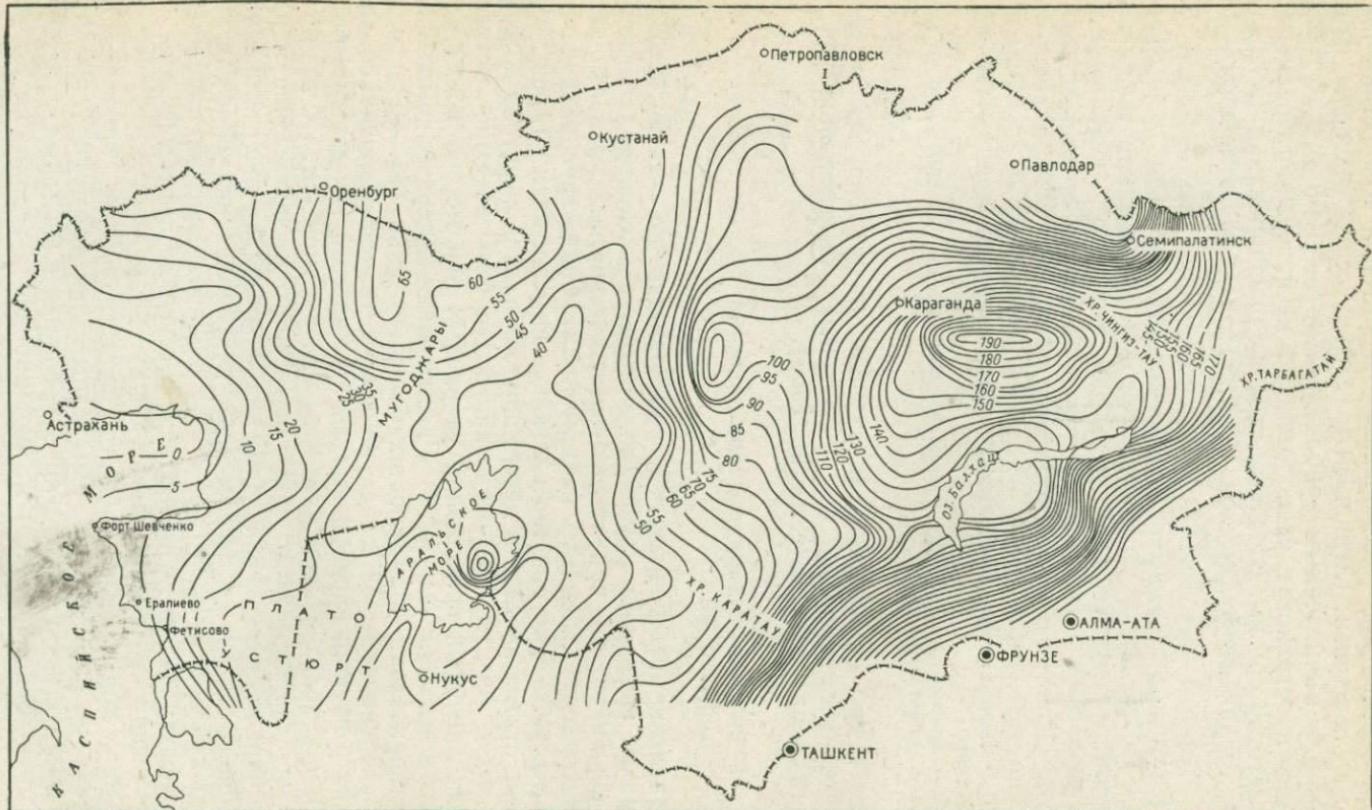


Рис. 52. Карта распределения первой главной компоненты параметров геофизических полей (в усл. ед.)

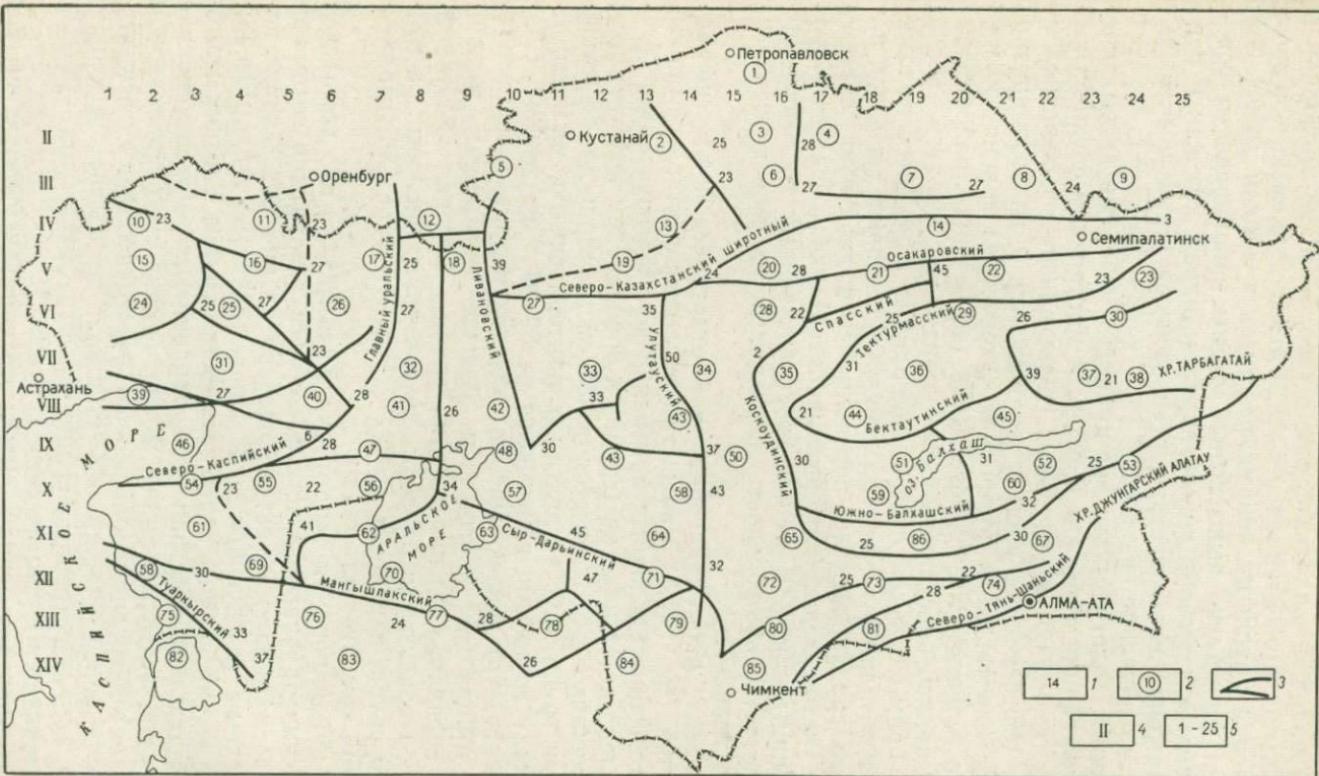


Рис. 53. Схема районирования территории Казахстана по комплексу геолого-геофизических признаков с использованием статистических критерий.

1 — значения критерия $V(T_x, T_{x+1}) > \chi^2_{\alpha, m}$ для разделения линейно-упорядоченных множеств (по профилям на статистически однородные участки; 2 — номера участков в линейно-упорядоченных участках по критерию $V(T_x, T_{x+1})$, совмещенные с глубинными

линейно-упорядоченных множествах (по профилям на статистически однородные участки; 3 — границы, оконтуривающие (объединяющие) однородные разломами земной коры; 4 — номера профилей; 5 — номера пикетов

ванием статистических критериев. При построении схемы выделялись участки стационарности всего комплекса геолого-геофизических признаков, отождествляемые с геоблоками, и проводились зоны нарушения этой стационарности, отождествляемые в первом приближении с крупными зонами разломов в земной коре. Общий анализ формально выполненной схемы районирования говорит о правильном выборе примененной методики, так как в первом приближении все известные региональные структуры Казахстана нашли отражение на схеме.

Разделение геологического пространства методами автоматической классификации объектов. Исходным материалом служили числовые характеристики двух первых групп признаков, перечисленных выше. Примененные процедуры относятся к анализу признакового пространства. Для построения (уточнения) границ между классами в геологическом пространстве (с собственно районирование) учитывались пространственные координаты. С этой целью вводилась прямоугольная система координат x , y (местоположение начала координат не имеет значения). Выборки x и y при необходимости градуировались, переводились в двоичную систему $(0, 1)$ и с учетом весов (информационностей) участвовали в процедуре районирования. Введение пространственных координат определяет естественную близость выделяемых классов в геологическом пространстве.

В результате работы алгоритмов автоматической классификации объектов (см. гл. 3) множество числовых векторов, описывающих поведение указанных признаков во всех изучаемых точках, разделено на 17 классов (групп) в признаковом пространстве, представляющих 83 блока в геологическом пространстве. Средние удалности групп друг от друга, характеризующие значимость границ между группами, изменяются от $39 \cdot 10^{-13}$ до $28 \cdot 10^{-6}$. Следует полагать, что чем больше по комплексу признаков отличается одна группа от другой, тем большей величины должна достигать средняя удаленность этих групп. Средняя плотность групп, характеризующая близость друг к другу числовых векторов внутри групп, варьирует от $63 \cdot 10^{-13}$ до $73 \cdot 10^{-6}$. Она характеризует собой компактность групп.

Схема районирования территории Казахстана по комплексу геофизических признаков с использованием алгоритмов автоматической классификации объектов показана на рис. 54. Техника построения схемы следующая: соседние точки в геологическом пространстве (на схеме), соответствующие группе близких векторов в признаковом пространстве, объединяются (оконтуривание участков), при этом расстояние между группами (в признаковом пространстве) в среднем больше, чем расстояние между векторами внутри группы; участки объединяются по соответствующему критерию; пространственные границы между участками уточняются по первичным геофизическим картам.

Основные тектонические элементы региональной структуры Казахстана нашли отражение на схеме.

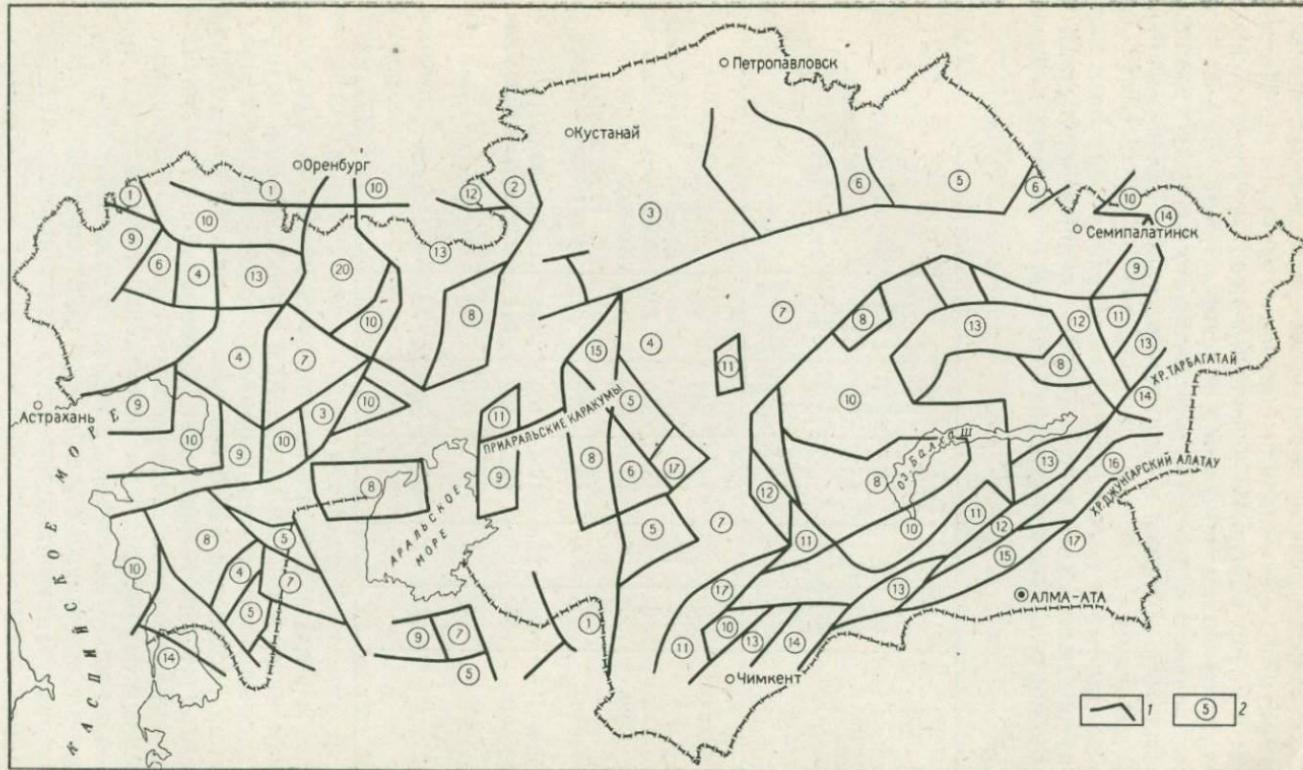


Рис. 54. Схема районирования территории Казахстана по комплексу геолого-геофизических признаков с использованием алгоритмов автоматической классификации объектов:

1 — границы, разделяющие однородные участки; 2 — номер группы, к которой относятся блоки с одинаковыми количественными параметрами

Районирование по алгоритмам распознавания образов с учителем. Составление схемы глубинно-геофизического районирования с геотектонической нагрузкой обеспечивается, во-первых, привлечением алгоритмов распознавания образов с учителем, во-вторых, включением в набор признаков неформализованных геологических данных — третьей группы признаков, описанных выше. Два из них, в частности возраст и тип (эв-миогеосинклинальный) главной складчатости, установленной в открытых регионах, являются признаками-предикатами.

Исходные данные и результаты распознавания образов с учителем по алгоритмам «Комплекс», «Порог», «Образ» приведены в табл. 18. Границы классов в геологическом пространстве и число

Таблица 18

Класс объектов обучения	Число эталонных объектов (точек)	Число объектов на экзамене	Погрешность распознавания, определенная на экзамене по трем алгоритмам, %	Число распознаваемых объектов (точек)	Число объектов (точек), попавших в соответствующий класс	Геосистемы
						Уральская Внешняя каледонская Срединная каледонская То же
Уральский	48	12	17	300	42	Уральская
Кокчетавский	48	12	10	350	208	Внешняя каледонская
Улутауский	36	8	18	250	79	Срединная каледонская
Северо-Тянь-Шаньский	36	8	25	400	60	То же
Южно-Устюртский	28	7	14	100	21	Мангышлак-Устюртская
Прикаспийский	40	12	17	100	48	Прикаспийская
Центрально-Казахстанский	36	8	12	400	104	Центрально-Казахстанская
Прибалхашский	28	8	12	800	89	Внутренняя каледонская
Алтайский	28	7	28	200	72	Алтайская

эталонных объектов в каждом из них обеспечены результатами формального разделения по алгоритмам классификации без учителя. Эталонные объекты территориально расположены в пределах открытых регионов с известной геотектонической обстановкой (возраст складчатости, тип развития, превалирующий магматизм). Включение в признаковое пространство наряду с глубинными и геофизическими параметрами дополнительных геологических признаков, а также пространственных координат позволило объединить выделенные на предыдущих этапах участки (грабенблоки) в геосистемы и распространить на занимаемую ими территорию геотектонические характеристики, известные в открытых частях геосистем. Несмотря на то что показанные в табл. 18 погрешности распозна-

вания не являются оптимальными и могут изменяться в зависимости от изменения эталонного множества, они дают некоторое представление о возможных погрешностях построения границ между районами.

Погрешность распознавания в одной-двух точках на местности может сместить границу в ту или иную сторону на 50—100 км. Поскольку это смещение имеет локальный характер, оно скажется только в месте ошибочного отнесения точки и не повлияет на положение границы в целом.

Построение схематических геолого-геофизических разрезов

Методика количественной интерпретации, решение прямых и обратных задач гравиразведки и применяемые при этом алгоритмические и программные комплексы (системы) рассмотрены в гл. 2. На рис. 55 приведены геолого-геофизические разрезы, пересекающие территорию Казахстана в широтном направлении от его западных до восточных границ. В основу построения первого приближения разрезов положены гравитационное (в редукциях Буге и Грааф-Хантера), магнитное, термическое поля в масштабах 1 : 200 000—1 : 5 000 000, имеющиеся для всей территории Казахстана в площадном варианте, сейсмические и электроразведочные данные, а также соответствующие по масштабам геологические материалы.

В основу представлений о структуре консолидированной части земной коры положена слоисто-блочная гранитно-базальтовая модель (исходная геолого-геофизическая гипотеза). В пределах каждого блока предполагается нарастание основности и соответствующих физических свойств (в частности, скорости и плотности) с глубиной, не исключающее наличие отдельных аномалий (инверсий) в их распределении, которые имеют наибольшее значение в верхней части коры. Внутрикоровая граница, первоначально определенная как результат статистического осреднения глубин нижних кромок гранитоидов, а затем уточненная в процессе анализа полного (суммарного) гравитационного поля, является условной границей раздела верхнего гранитно-метаморфического и нижнего базальтового слоев со скачком плотностей на ней 0,1—0,2 г/см³. При интерпретации суммарного гравитационного поля с погрешностью 2—5 мгл его общий наклон на юго-восток связывался с разуплотнением верхней мантии в Северо-Тянь-Шаньском геоблоке, региональные изменения поля — с увеличением плотности базальтового слоя в пределах отдельных геоблоков (Урал, Акбастау и другие), локальные аномалии — с различными плутон-вулкано-магматическими и метаморфическими формационными комплексами гранитно-метаморфического слоя, характеризующимися соответствующими плотностными параметрами. Плотности образований, залегающих на больших глубинах и поэтому не поддающиеся непосредственному измерению, определялись по экспери-

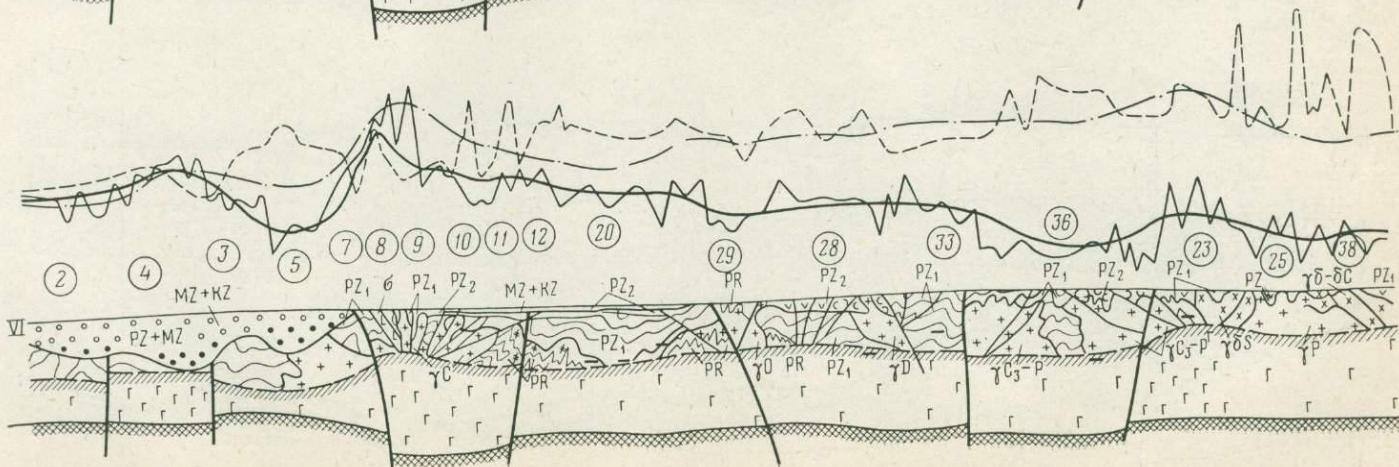
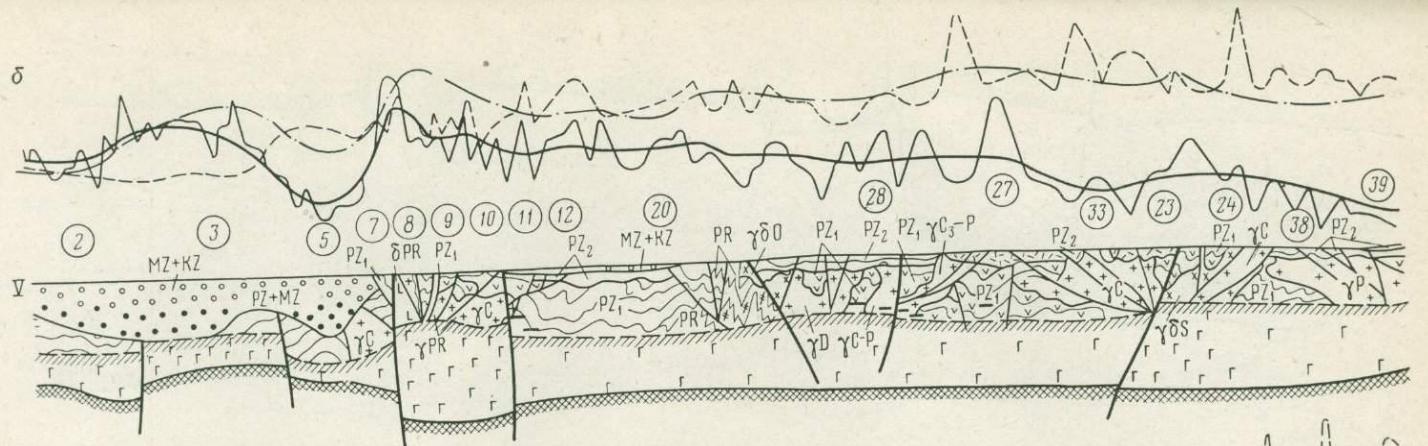
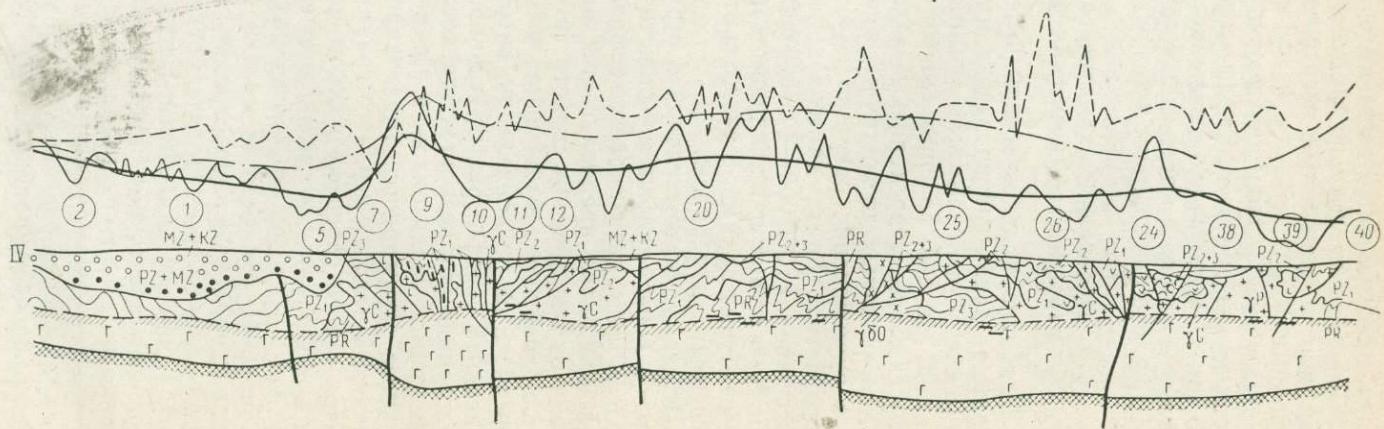
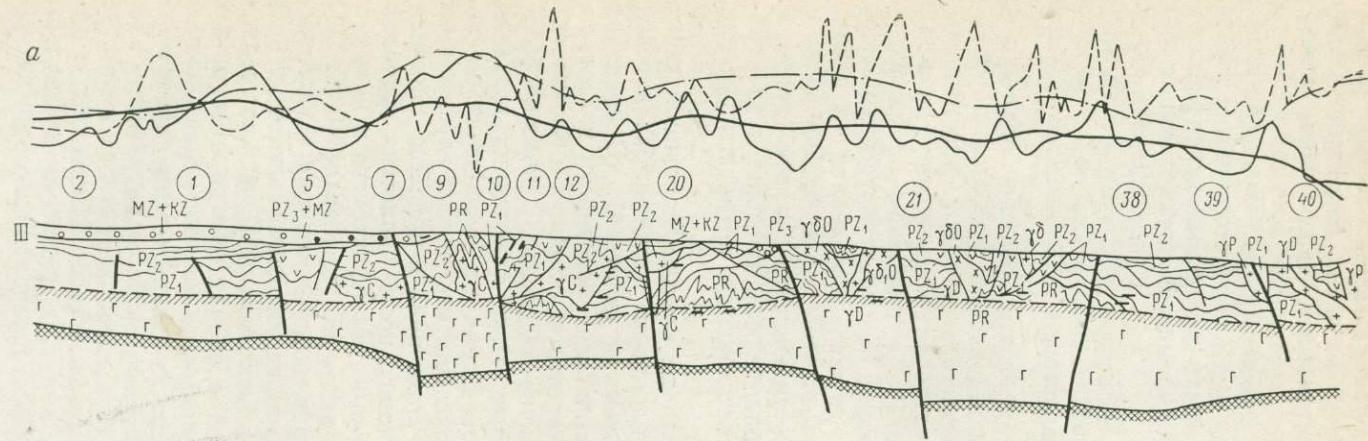
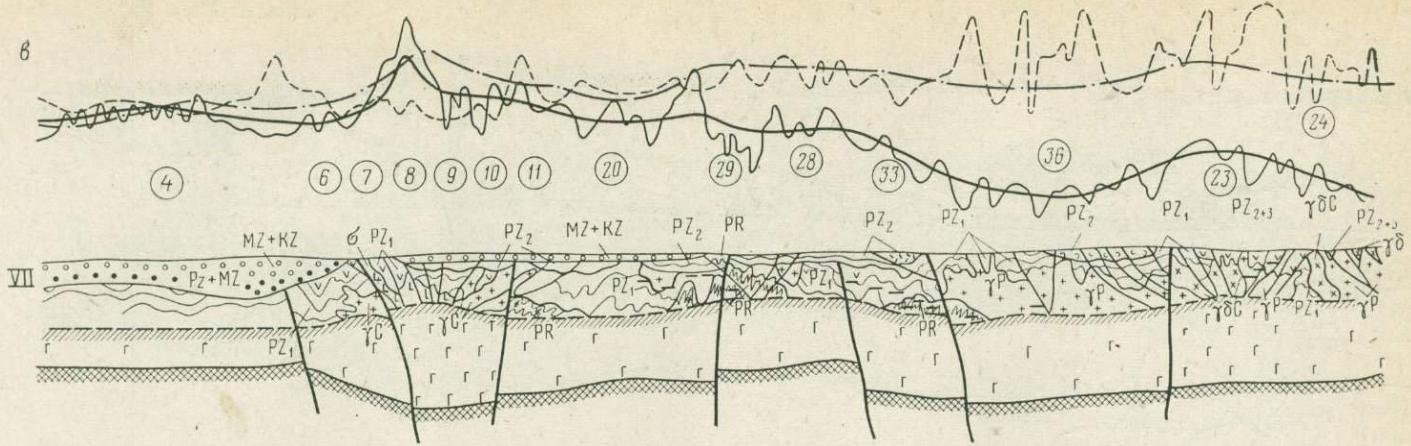
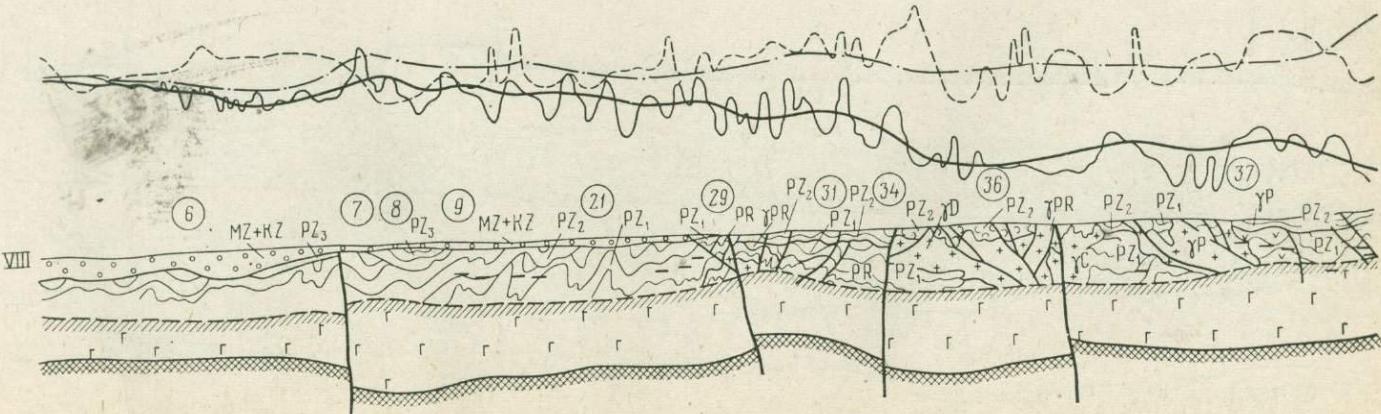


Рис. 55 (см. продолжение).

6

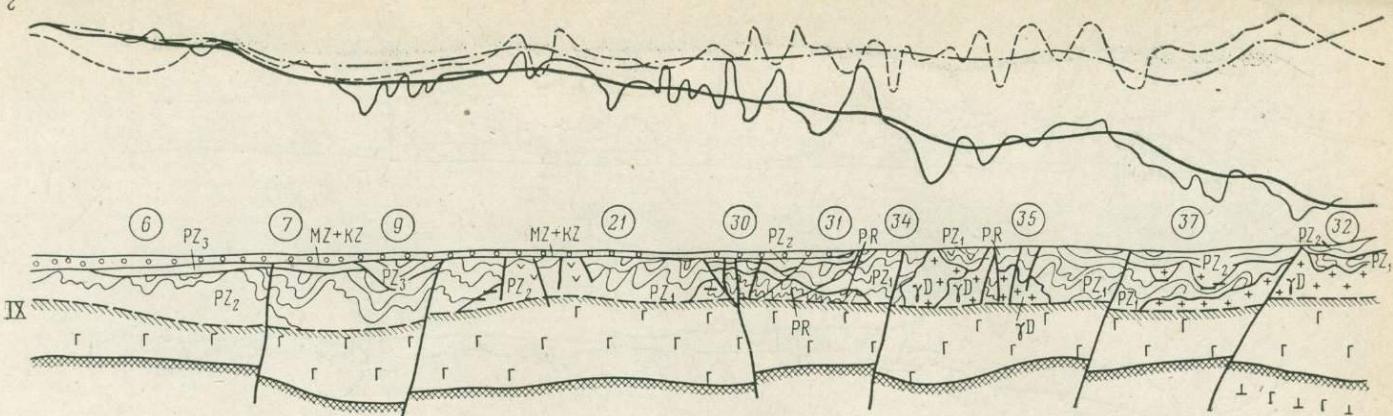


VII

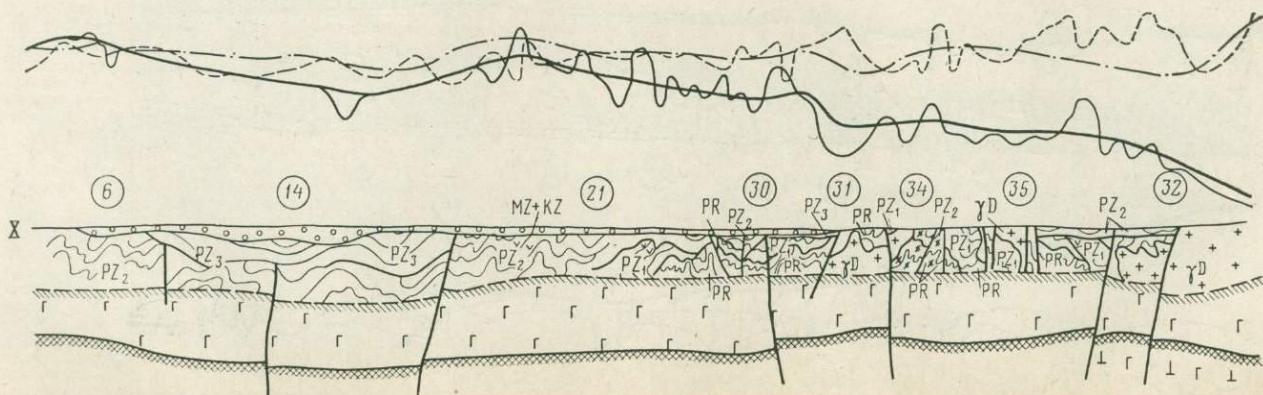


VIII

2



IX



X

Рис. 55 (см. продолжение).

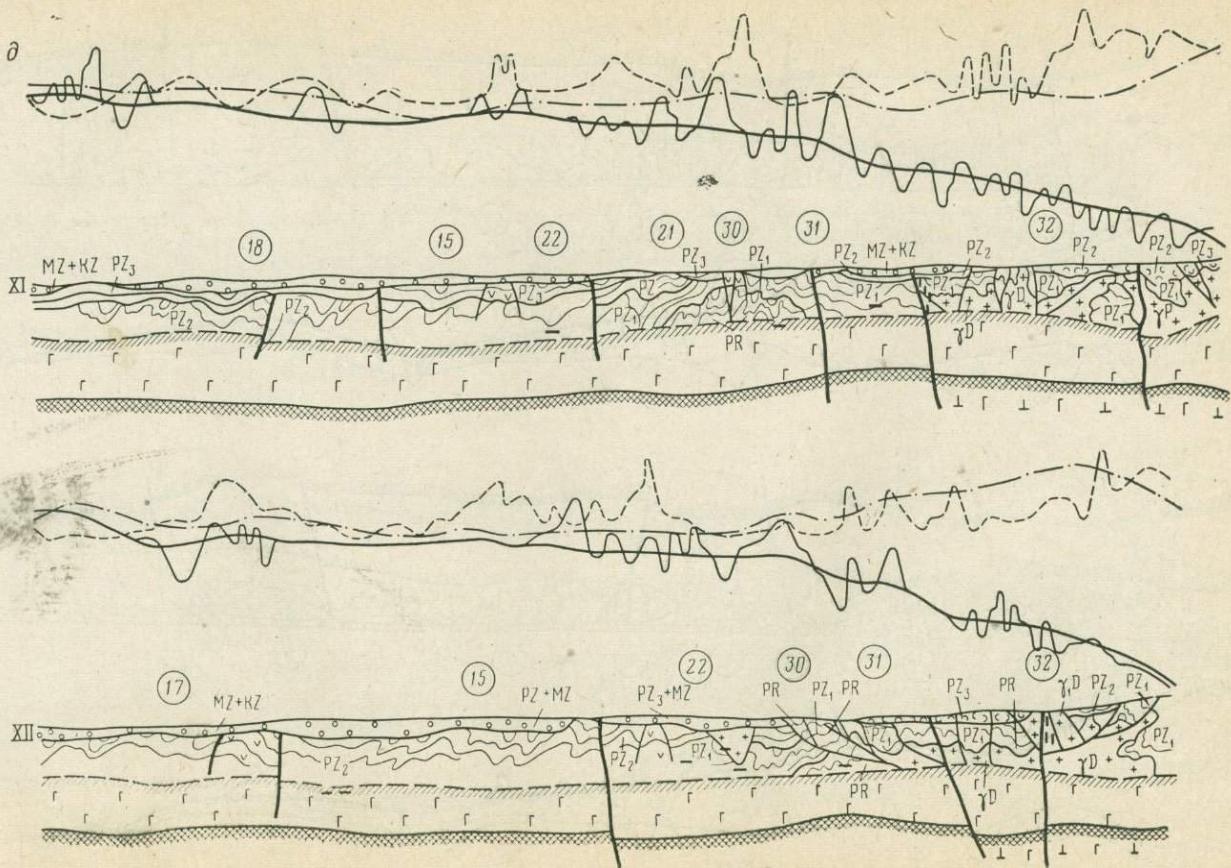
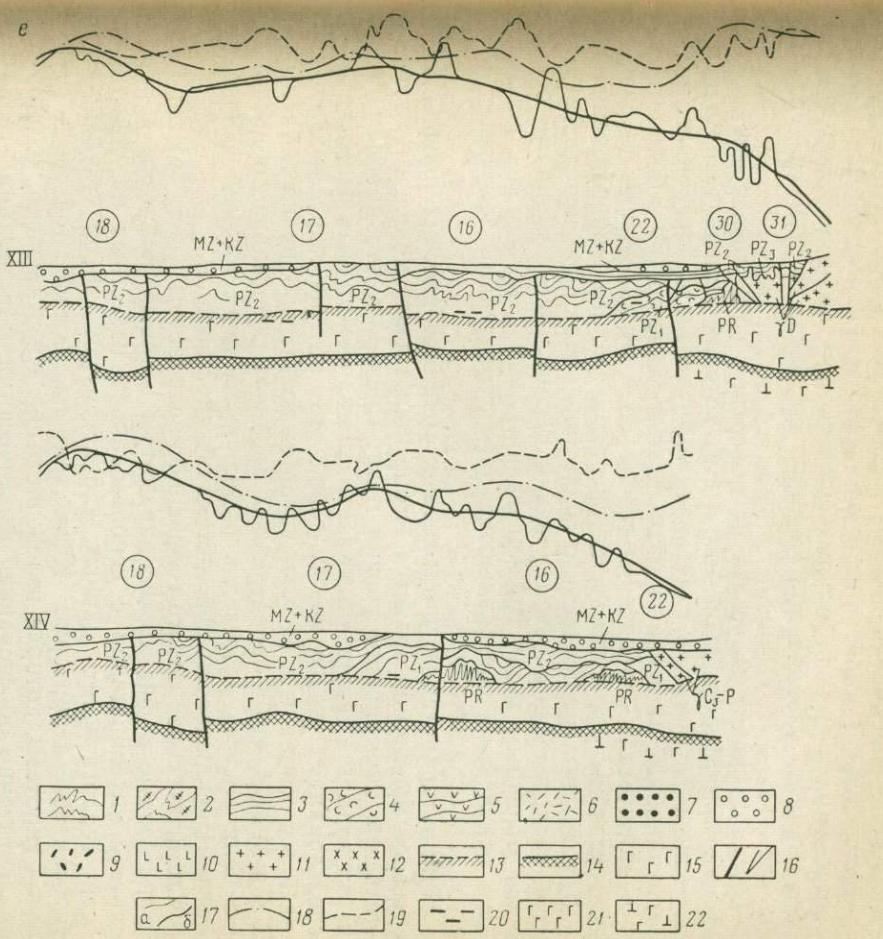


Рис. 55. Схематические геолого-геофизические разрезы по профилям II—XIV (см. рис. 53).

1 — породы слюдисто-кварцевого состава (гнейсы, кристаллические сланцы), кварциты ($\sigma = 2,76-2,78 \text{ г}/\text{см}^3$); 2 — сланцы, содержащие фермические компоненты (гранат-пироксеновые, амфиболитовые, биотитовые (2,80—2,85)); 3 — осадочные породы различного состава (2,62—2,68); 4 — вулканогенно-осадочные породы (2,68—2,76); 5 — толщи преимущественно вулканогенно-осадочных пород основного и среднего состава (2,74—2,84); 6 — кислые эфузивы (2,66—2,71); 7 — терригенные, терригенно-карбонатные и терригенно-галогенные отложения (2,50—2,60); 8 — континентальные отложения мезо-кайнозоя (2,10—2,40). Интрузивные образования: 9 — ультрамагматиты (2,95—3,05); 10 — габброноды (2,90—2,95); 11 — граниты (2,62—2,65); 12 — гранодиориты (2,60—2,72); 13 — условная внутрикоровая поверхность по сейсмическим и гравиметрическим данным; 14 — поверхность М, по сейсмическим и гравиметрическим данным; 15 — базальтовый слой; 16 — разломы (глубинные, внутрикоровые); 17 — аномалии Δg (а — формально трансформированные, б — в геологической редукции); 18 — аномалии Δg в изостатической редукции Грааф — Хантера; 19 — аномалии ΔT ; 20 — нижние границы тел по данным количественной интерпретации Δg ; 21 — «тяжелые» блоки базальтового слоя; 22 — разуплотненные блоки верхней мантии.

Название геоблоков (цифры в кружках): 1 — Северо-Прикаспийский (Пачелмский); 2 — Арапсорский; 3 — Хобдинский; 4 — Южно-Прикаспийский (Приэмбенский); 5 — Западно-Уральский (Предуральский, Периклиниальный); 6 — Южно-Эмбенский; 7 — Сакмарский (Зилаирский); 8 — Зеленокаменный (Тагило-Магнитогорский); 9 — Мугоджарский (Урало-Тобольский); 10 — Иргиз-Джетыгаринский (Восточно-Уральский); 11 — Зауральский; 12 — Железорудный (Тургайский, Кустанайский); 13 — Манышлакский; 14 — Западно-Аральский (Северо-Устюртский); 15 — Арапльский (Северо-Устюртский); 16 — Букантайский; 17 — Южно-Устюртский; 18 — Карабогазский; 19 — Кончетавский; 20 — Восточно-Тургайский (Кустанайский); 21 — Южно-Тургайский и Подуральский; 22 — Кзыл-Ординский (Средне-Сырдарьинский); 23 — Акбастауский; 24 — Чингиз-Тарбагатайский; 25 — Северо-Казахстанский; 26 — Ерементауский; 27 — Карагандинский; 28 — Сырысу-Талызинский; 29 — Карсакпайский; 30 — Улутау-Каратаяуский; 31 — Чуйский; 32 — Северо-Тянь-Шаньский; 33 — Спасский; 34 — Чуилийский; 35 — Балхашский; 36 — Центрально-Казахстанский; 37 — Джунгаро-Балхашский; 38 — Зайсанский; 39 — Калбинский; 40 — Рудно-Алтайский



ментальной зависимости между плотностью пород, слагающих различные слои земной коры и верхней мантии, и скоростью распространения в них продольных сейсмических волн, полученной в лабораторных условиях при высоких давлениях и температурах (см. рис. 41).

Большой скачок скоростей на поверхности М связывается с перепадом плотности в 0,2—0,3 г/см³, которая при значительных изменениях глубины ее залегания может создать региональные гравитационные аномалии с размерами в плане до 100 и более км.

Тектонические ограничения геоблоков и их положение на разрезах увязаны с результатами предварительного районирования.

Для анализа наблюденного гравитационного поля использован метод геологического редуцирования в комплексе с методами решения обратных задач гравиразведки. Анализ поля облегчается резко различными спектральными характеристиками локальных и региональных аномалий.

При интерпретации протяженных гравиметрических профилей серьезной проблемой является выбор нормальных моделей и соответственно нормального уровня поля. Поскольку эта проблема в чистом виде для территории Казахстана не может быть решена, то использовалась увязка между собой всех интерпретируемых профилей на основе тех блоков, которые достаточно полно изучены ГСЗ и МОВЗ, что в определенных пределах равнозначно приведению поля на всех разрезах к одинаковому нормальному уровню, хотя и не исключает общей систематической ошибки.

Схематические геолого-геофизические разрезы (рис. 55), пространственные и физические параметры которых получены в результате интерпретации с использованием известных на поверхности геологических данных, характеризуют собой глубинное строение всей территории Казахстана на основе той геологической гипотезы, которая изложена выше. Не исключено, что другая достаточно обоснованная фактическими материалами геологическая гипотеза, выраженная в соответствующих моделях, также позволит подобрать наблюденное поле в пределах необходимой точности. Окончательное решение в этом случае может быть принято эксперты путем (в результате дискуссии) на основе преобладающих факторов и общих соображений.

Глава 7

СОДЕРЖАТЕЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГО- ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ КАЗАХСТАНА

В настоящее время развитие геотектоники и, в частности, взглядов на строение территории Казахстана основано на огромном количестве геолого-геофизической информации, качественно совершенно новой как с точки зрения способов и форм ее полу-

чения (космические наблюдения и изучение дна морей и океанов, сверхглубокое бурение, новые глубинные геофизические методы), подходов к обработке и интерпретации (с использованием последних достижений вычислительной математики и техники), так и базирующихся на них новых идей и гипотез. В связи с этим многие традиционные положения и закономерности, принимаемые до настоящего времени как незыблевые, подвергаются с точки зрения актуалистической интерпретации пересмотру и ревизии, в ряде случаев достаточно кардинальной, хотя, по-видимому, и не всегда обоснованной.

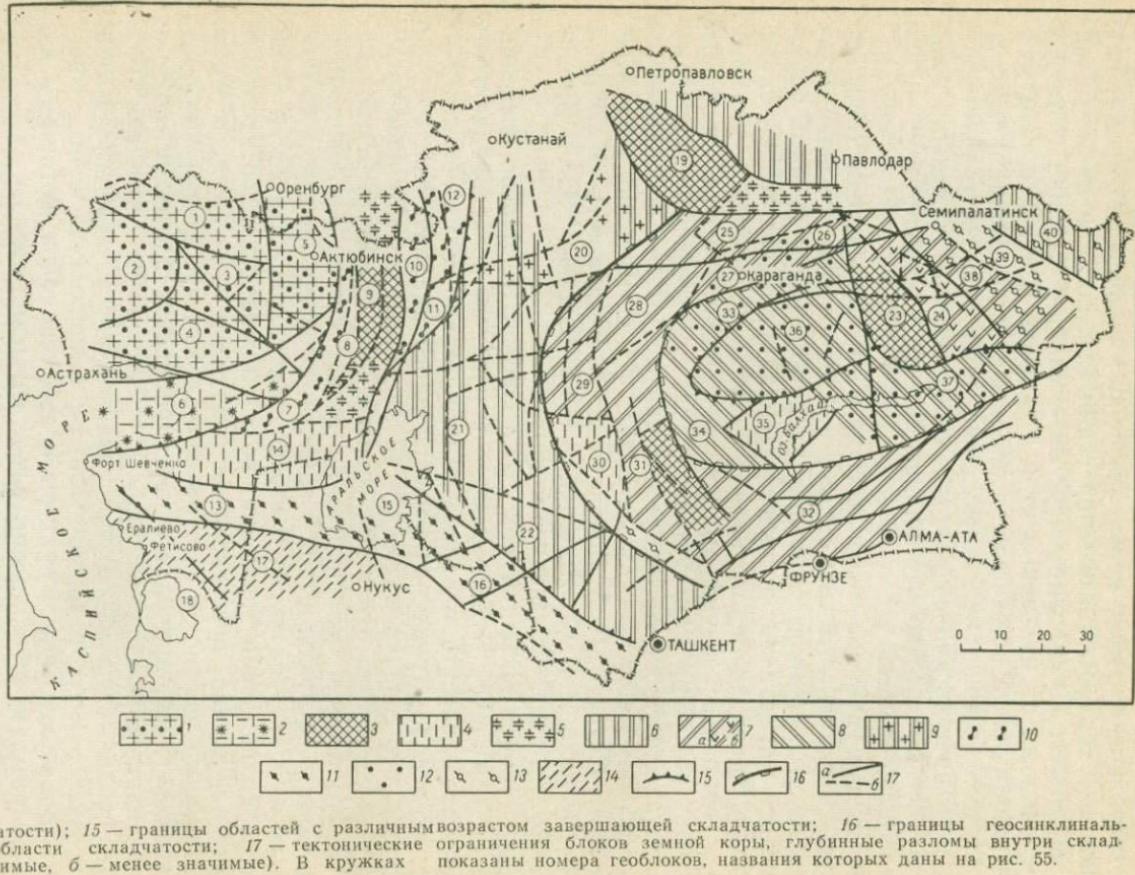
В основу глубинно-тектонической схемы Казахстана (рис. 56) положены результаты совместного районирования геофизических полей, схем глубинного строения, распространения ареалов плутонического магматизма, а также материалы количественной интерпретации гравитационного поля (с учетом априорной геологической и геофизической информации) по серии широтных профилей (см. рис. 55). При этом учтены структурно-геофизические схемы Казахстана, а также тектонические карты и схемы, основанные на колоссальном геологическом материале (Н. С. Шатский, Н. Г. Кассин, К. И. Сатпаев, Р. А. Борукаев, А. А. Богданов, Б. И. Борсук, В. Ф. Беспалов, Е. Д. Шлыгин, Г. Н. Щерба, А. Л. Яншин, А. А. Абдуллин, Г. Ф. Ляпичев и др.).

На глубинно-тектонической схеме контуры геоблоков, выделяемых по комплексу геофизических признаков, не совпадают со структурами, восстановляемыми по историко-геологическим данным, на основе структурно-формационного анализа. Как мы уже отмечали, это связано с тем, что наблюдаемые в настоящее время геофизические поля отражают современную структуру земной коры. В это понятие включается не только состав земной коры и некоторые ее структурные особенности, сформированные в геосинклинальный этап развития и в основном сохранившиеся в ходе эпигеосинклинальной эволюции, но и сложная система тектонических нарушений, перестроенная в ходе этого последнего этапа. Движения по указанной системе разломов, часто дискордантной к предшествующей, приводят к перегруппировке блоков земной коры, их сдвиговым перемещениям и смещению по вертикали. Геоблоки предшествующего этапа, различающиеся составом земной коры, оказываются разорванными, растищенным, и их фрагменты образуют микроструктуры новых геоблоков, которые и находят отражение в современных геофизических полях.

Изучаемая территория располагается в пределах южной части Лавразийского широтного пояса и в северо-восточной части пояса Тетис, входящих в Атлантический сегмент земной коры. В целом его структура характеризуется как совокупность приблизительно широтных поясов, которая в нашем регионе осложнена Урало-Сибирским субмеридиональным направлением. Эти два важнейших направления определяют общее простирание геосинклинальных систем, существовавших с позднего докембра, хотя в отдельных регионах, таких как, например, Центральный Казахстан, более

Рис. 56. Схема глубинно-тектонического районирования территории Казахстана.

1 — погруженные области древней платформы (?); 2 — структуры авлакогенного типа в краевой области фундамента платформы; 3 — жесткие глыбы, срединные массивы (байкальские, возможно раннекаледонские) в складчатых областях (преимущественно в областях каледонской складчатости); 4 — области повышенной жесткости фундамента типично срединных массивов; 5 — периферические области жестких глыб. Области каледонской складчатости: 6 — внешняя многосинклинальная (преимущественно погруженная); 7 — срединная (*a* — многосинклинальная), 8 — внутренняя эвгеосинклинальная; 9 — каледониды с герцинской наложенной гранитизацией. Области герцинской складчатости: 10 — Уральская складчатая система; 11 — Тянь-Шаньская складчатая система; 12 — Центрально-Казахская складчатая система; 13 — Алтайская складчатая система; 14 — догоесинклинальные зоны типа срединных массивов (областях герцинской складчатости); 15 — границы областей с различным возрастом завершающей складчатости; 16 — границы геосинклинальных зон в каледонской области складчатости; 17 — тектонические ограничения блоков земной коры, глубинные разломы внутри складчатых областей (*a* — значимые, *b* — менее значимые). В кружках показаны номера геоблоков, названия которых даны на рис. 55.



выражены северо-западные и северо-восточные простирации. В этом аспекте показательны основные направления тектонических нарушений на территории Казахстана.

Для рассматриваемой схемы характерно отчетливо выраженное субширотное простижение большинства геоблоков и ограничивающих их крупных тектонических нарушений. Глубинные разломы широтного простирации представляют собой группу краевых, граничных и внутренних сквозьструктурных линеаментов, пересекающих в ряде случаев всю территорию Казахстана от его восточных до западных границ. Это Kokчетавский, Жадовско-Токаревский, Северо-Казахстанский, Северо-Хобдинский, Осакаровский, Успенский, Спасский, Бектаутинский, Южно-Эмбенский, Северо-Каспийский, Южно-Балхашский, система Северо-Тянь-Шаньских, Мангышлак-Устюртский и многие другие широтные и субширотные разломы.

Наиболее контрастными по выражению в геофизических полях и комплексных формальных параметрах представляются Северо-Тянь-Шаньские разломы, генетически связанные с поясом Тетис (Херасков 1963, Штилле 1964). Альпийский орогенно-блоковый тектогенез, создавший в Тянь-Шане в сравнительно короткий промежуток времени горную страну, унаследовал древние глубинные разломы, прослеживающиеся в широтном направлении к западу в район Южного Приаралья и Прикаспия.

Менее контрастно выражены древние широтные нарушения Северного Казахстана. Одной из таких структур является Kokчетавская зона дробления, предположительно пересекающая Уральскую складчатую систему и сливающаяся западнее с разломами Русской платформы, определившими положение северной границы Прикаспийской впадины.

Промежуточное положение в этом смысле занимают широтные разломы Центрального Казахстана (Спасский, Успенский и др.), где наиболее отчетливо проявлена наложенная герцинская активизация. На западе их продолжением является система Южно-Эмбенских и Северо-Каспийских разломов.

При этом часто контрастность одного и того же разлома меняется по простиранию для различных его интервалов в довольно широких пределах, в ряде случаев отражаясь в первичных геофизических полях, только фрагментарно.

Разломы меридионального направления на территории Казахстана также довольно многочисленны. Это Кенкиякский и другие разломы в Прикаспийской синеклизе, группа сближенных глубинных разломов Уральской складчатой системы, часть которых прослеживается южнее Аральского моря, Ливановский, Апановский и другие в Тургае, Улутауский, Центрально-Казахстанский и др. На схемах формального районирования они выражены менее отчетливо (точно так же, как и северо-западные), чем широтные и северо-восточные разломы.

Поскольку геофизические материалы и комплексные формальные параметры фиксируют разломы не только мезо-кайнозойско-

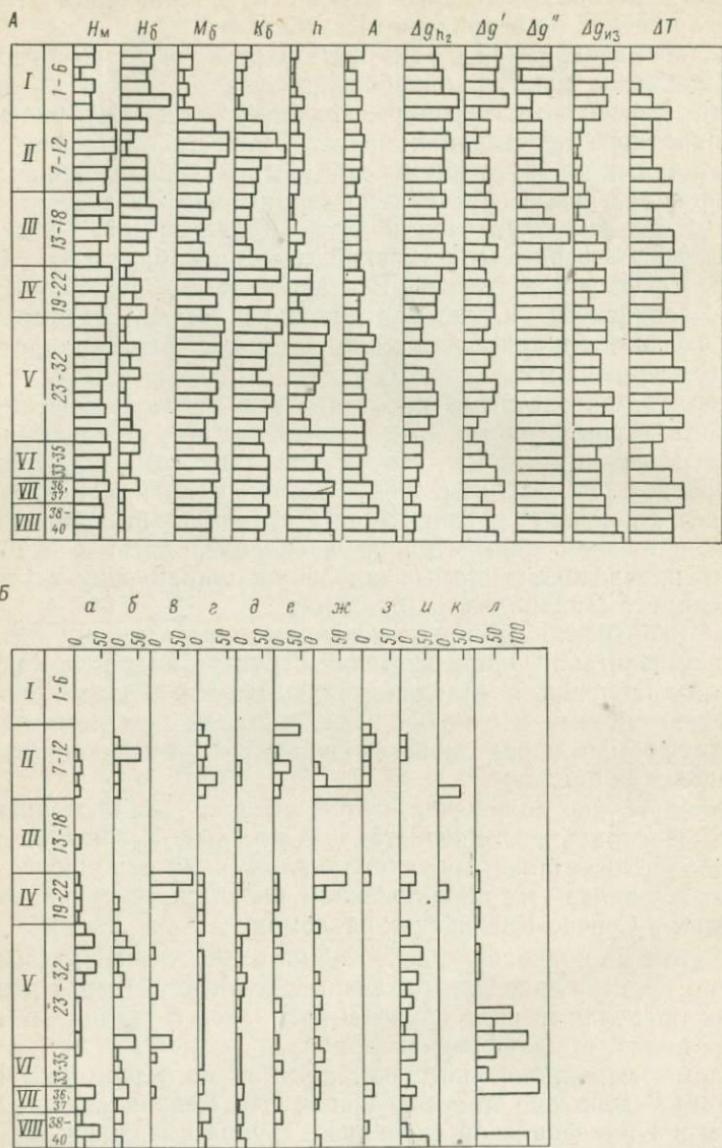


Рис. 57. Глубинные, геофизические (A), магматические и металлогенические (Б) параметры геоблоков Казахстана.

I—VIII — номера геосистем; I—40 номера геоблоков (названия геоблоков см. на рис. 55). Относительное количество (в усл. ед.): а — гранитоидов позднегерцинских ($\Gamma_{\text{пг}}$), б — гранитоидов раннегерцинских ($\Gamma_{\text{рт}}$), в — гранитоидов каледонских ($\Gamma_{\text{к}}$), г — габброидов и диоритов (Γ —Д), д — гранодиоритов ($\Gamma_{\text{рд}}$), е — ультрамафитов — гипербазитов ($\Gamma_{\text{б}}$); уловные запасы в геоблоках: ж — вольфрама и молибдена, з — никеля, и — меди, к — алюминия, л — свинца и цинка.

Таблица 19

Номер геосистемы	Название геосистемы и номера геоблоков (см. рис. 55)	\bar{H}_M , км	\bar{H}_δ , км	\bar{M}_δ , км	\bar{K}_δ	\bar{h} , м	$\Delta g'$	$\Delta g''$	ΔT	\bar{A} , м
I	Прикаспийская (1—6)	38 ± 1	23 ± 1	15 ± 1	$0,9 \pm 0,1$	50 ± 10	0,15	0,75	-140	-80
II	Уральская (7—12)	49 ± 1	20 ± 1	28 ± 2	$1,5 \pm 0,2$	190 ± 10	-0,15	0,82	20	230
III	Мангышлак-Устюртская (13—18)	43 ± 1	21 ± 1	22 ± 1	$1,1 \pm 0,1$	100 ± 15	-0,01	0,77	25	90
IV	Внешняя каледонская (19—22)	46 ± 1	18 ± 1	26 ± 2	$1,6 \pm 0,2$	260 ± 30	-0,07	1,06	85	230
V	Срединная каледонская (23—32)	44 ± 1	17 ± 1	27 ± 1	$1,5 \pm 0,1$	350 ± 10	-0,22	1,10	105	360
VI	Внутренняя каледонская (33—35)	46 ± 1	18 ± 1	28 ± 1	$1,7 \pm 0,1$	530 ± 30	-0,14	1,00	100	360
VII	Центрально-Казахстанская (36—37)	46 ± 1	19 ± 1	25 ± 1	$1,7 \pm 1$	660 ± 40	-0,10	1,00	150	620
VIII	Алтайская (38—40)	44 ± 1	18 ± 1	27 ± 1	$1,6 \pm 0,1$	540 ± 50	-0,10	1,00	250	1000

Примечание. \bar{A} — среднее суммарное значение неотектонических движений.

го возраста, нашедшие отражение на геологических картах, но и более древние разломы, не проявляющиеся в отложениях мезокайнозоя, «просвечивающие», рассматриваемая «решетка» является разновозрастной. При этом наиболее молодой по проявлению (а не по времени заложения) является группа сквозьструктурных субширотных разломов на юге Казахстана.

Серия глубинных разломов более высокого порядка северо-западного и северо-восточного направлений в значительной мере обусловливает мозаичное строение внутри отдельных геоблоков.

Большинство разломов на территории Казахстана контролирует размещение интрузивных и эфузивных комплексов, распределение формаций и фаций в геосинклинальных складчатых областях и играет большую роль в локализации и пространственном размещении месторождений полезных ископаемых.

Таким образом, многоэтапная раздробленность тектоносферы обеспечила наличие сложных по форме и содержанию полигональных блоков, в одних случаях представляющих собой срединные массивы, глыбы, в других — складчатые геосинклинальные системы (линейные, дугообразные).

На глубинно-тектонической схеме (рис. 56) в мегаструктуре Казахстана выделяется 40 геоблоков (рис. 57), которые объединены в восемь геосистем (табл. 19). Этим геосистемам по территориальному положению соответствуют описываемые ниже геотектонические области (Беспалов, 1971, 1975), выделенные по возрасту главной складчатости и типу развития.

Комплексная геолого-геофизическая характеристика глубинной структуры геоблоков

Прикаспийская геосистема. Прикаспийская впадина территориально расположена на крайнем северо-западе Казахстана. Резко отличаясь в геолого-структурном плане от других регионов Казахстана, она до последних лет считалась юго-восточной окраинной депрессией Русской платформы, докембрийский фундамент которой глубоко погружен под отложения мезо-кайнозоя, или же внутриплатформенной структурой (при включении Устюрта в состав Русской платформы). Однако результаты геофизических, главным образом сейсмических работ, проведенных в последнее десятилетие, и обобщение материалов этих работ позволили Н. Я. Кунину, Ю. А. Воложу, В. А. Циммеру и другим исследователям высказать предположение о самостоятельном развитии центральной части Прикаспийской впадины, параллелизуя ее со структурами субокеанического типа, миновавшими стадию геосинклинального развития. Что же касается предполагаемой ранее связи впадины с корой континентального типа Восточно-Европейской платформы, то по количеству слоев, соотношению их мощности, значениям скоростей распространения продольных волн, характеру других геофизических полей ей аналогичны северо-западная и восточная части Прикаспийской впадины.

В современном представлении строение Прикаспийской впадины выглядит следующим образом. На уровне поверхности фундамента Прикаспийская впадина представляет собой крупную отрицательную структуру, с запада и севера ограниченную областями сравнительно неглубокого залегания кристаллических пород (3,0—6,5 км) внешней прибрежной зоны, а на востоке — складчными системами Мугоджар.

Положение южной и юго-восточной границ Прикаспийской впадины (с Уральской системой и Туранской плитой) вызывает наибольшие разногласия.

В результате комплексного анализа геолого-геофизических материалов южная граница Прикаспийской впадины проводится по осевой зоне Эмбенского гравитационного максимума, с которой совпадают наибольшие мощности отложений палеозоя.

Южный борт впадины изучен недостаточно и, возможно, в связи с этим в рельфе поверхности фундамента проявляется нечетко. В целом поверхность фундамента впадины неравномерно (вначале пологого, а затем уступообразно) погружается от бортов к центру, с соответствующим уменьшением мощности консолидированной коры. Гетерогенная структура фундамента включает несколько тектонических блоков различной величины, формы и ориентировки: Северо-Прикаспийский (северо-западная часть впадины), Аралсорский и Хобдинский (центральная часть впадины), Южно-Прикаспийский и Южно-Эмбенский (южная часть впадины совместно с южными граничными структурами) и Западно-Уральский или Периклинальный (восточная часть впадины). Эти блоки контактируют между собой по системе меридиональных и субширотных разломов. В северо-западной части фундамент залегает моноклинально, круто погружаясь к центру от 6 до 15 км. В центральном прогибе фундамент залегает на глубинах 18—23 км. Восточная часть впадины характеризуется наиболее расчлененным рельефом фундамента при глубинах 6,5—14 км.

Одной из особенностей земной коры Прикаспийской впадины является возможное отсутствие в центральной части впадины гранитного слоя. Сейсмические данные свидетельствуют о том, что здесь осадочные отложения непосредственно подстилаются высокоскоростными породами с $v_g = 6,7 - 7,0$ км/с, отождествляемыми с фундаментом базальтового состава.

Решение прямой задачи гравиметрии не противоречит этому предположению. По данным В. А. Циммера (1972), Н. Я. Кунина (1974), безгранитной субокеанической корой в осевых частях с граничными скоростями в фундаменте более 6,5 км/с характеризуется не только Прикаспийская впадина, но и все крупные солянокупольные изометричные бассейны. Сходство строения земной коры крупных структур, сформировавшихся на месте ПалеоТетиса (Прикаспийская, Южно-Каспийская, Черноморская, Средиземноморская и Мексиканская впадины) свидетельствует о их единой геологической природе. Кора субокеанического типа может рассматриваться как результат одного из трех следующих процес-

сов: базификации гранитного слоя; реликта базальтовой коры океанического прошлого; роздвига континентальной коры, причем два последних более предпочтительны (Волож, Сапожников, Циммер, 1975).

В бортовых частях впадины высокоскоростной фундамент отчетливо не выделяется, здесь четко фиксируется фундамент с обычными скоростями $v_r = 6,0 - 6,2$ км/с, относящийся по своим параметрам к гранитному слою.

Несмотря на резкое различие моделей центральной (с субокеанической корой) и бортовых (с континентальной корой) частей Прикаспийской впадины им присуща одна общая черта: отсутствие протяженных границ в консолидированной коре и целесообразность ее аппроксимации в ряде случаев градиентной средой.

В южной части Прикаспийской впадины в консолидированной коре выделяются граница М и менее четкая внутрикоровая субгоризонтальная отражающая граница в низах коры. Эту внутрикоровую границу отождествляют с границей Рил, выделенной канадскими геофизиками в Южной Альберте. В восточной части впадины глубина залегания базальтового слоя достигает 28 км, его мощность колеблется в пределах 8—16 км, а показатель основности приблизительно 0,8—1,2.

На физические поля Прикаспийской впадины существенное влияние оказывают большая мощность осадочного чехла и его неоднородность, обусловленная широким развитием солянокупольной тектоники. Ядра соляных куполов, как правило, отвечают локальные минимумы силы тяжести различной интенсивности, куполам-гигантам, таким как Челкар, Индерский, Круглый-Лебяжинский и другим, соответствуют крупные локальные аномалии.

Одной из особенностей осадочного чехла центральной части впадины является также резкое увеличение мощности подсолевых отложений, где на глубинах от 10—12 до 20—23 км выделяется толща сильно уплотненных пород. По данным МТЗ эта часть впадины характеризуется четырехслойным геоэлектрическим разрезом осадочного чехла в отличие от ее краевых частей, где геоэлектрический разрез двухслойный. Наибольшей мощности верхняя (с кунгурскими соленоносными отложениями в низах) и нижняя (с мощными карбонатными осадками) толщи достигают в центральной части впадины.

Сведения о строении верхней части земной коры Прикаспийской впадины базируются на многочисленных данных по решению прямых и обратных задач гравиразведки в тесной увязке с сейсмическими данными о рельефе кровли соли и о характере подсолевых отражающих горизонтов. При этом плотность соли принималась постоянной, равной 2,20 г/см³, а плотность подсолевых отложений — переменной, изменяющейся до глубины 6 км по параболе второго порядка; для больших глубин плотность подсолевых отложений постоянна и равна 2,65 г/см³.

При решении прямой задачи от градиентной среды по линиям равных истинных скоростей принималось, что перепаду скоростей

в 200 м/с соответствует перепад плотностей 0,05 г/см³, плотность гранитного фундамента равна 2,75 г/см³, а базальтового — 2,85 г/см³, скачок плотностей в подошве земной коры составлял +0,3 г/см³.

В пределах Прикаспийской впадины и ее бортовых частей результаты определения мощности земной коры по данным преломленных и отраженных волн практически не отличаются, и только в пределах Хобдинского, Аралсорского и Южно-Эмбенского региональных гравитационных максимумов отмечено значительное расхождение. Здесь отражающий и преломляющий опорные горизонты находятся на различных гипсометрических уровнях, что связывается с особенностями глубинного строения этих участков, определяющими специфику волнового поля. При этом опорный отражающий горизонт прослеживается глубже, а преломляющий — выше, что создает локализованный раздув между этими границами в пределах региональных максимумов силы тяжести.

Геологическая природа этого явления в настоящее время достоверно не установлена, но на основании анализа волнового и гравитационного полей, скоростных и плотностных параметров полагают, что оно обусловлено наличием эклогитов или эклогитизированного включения (массива), который перекрывается породами габбро-базальтового слоя и подстилается перидотитами верхней мантии (Циммер, 1972). Такая трактовка позволяет отождествить подошву земной коры с нижним отражающим горизонтом, представляющим собой химическую границу раздела между породами типа габбро и перидотитов, а также габбро и эклогит-перидотитов.

Прикаспийская впадина в целом характеризуется значительными колебаниями глубин залегания поверхности М. В рельефе поверхности мантии здесь выделяются четыре области: северная, являющаяся моноклинальным склоном Русской платформы с глубинами 38—40 км, центральная с сокращенной мощностью земной коры (30—34 км), южная, имеющая субширотное простижение и предположительные глубины 42—48 км, и восточная (Предуральская) субмеридионального простижения с глубинами 40—48 км. Сейсмические данные о неоднородности строения верхней мантии в пределах Прикаспийской впадины отсутствуют, а гравитационная модель позволяет предполагать некоторую ее неоднородность.

В районе Хобдинского и Аралсорского гравитационных максимумов ни по фундаменту, ни по поверхности подсолевого ложа не отмечается поднятий, способных обусловить заметное повышение гравитационного поля. Более того, Хобдинский и Аралсорский максимумы в плане совпадают с близширотной зоной прогиба подсолевого ложа длиной 600 и шириной 300 км с максимальной для Прикаспийской впадины глубиной до кровли подсолевых отложений, составляющей 9—10 км. Поэтому наиболее вероятной причиной, обусловившей резкое возрастание поля Δg_{per} , считалось утонение гранитно-метаморфического слоя и приближение к поверхности пород базальтового слоя. В свете сейсмических исследова-

ний, подтвержденных решением прямой задачи гравиразведки, основными причинами повышения гравитационного поля являются: резкое поднятие поверхности М до 30 км, выраженное блоком широтного простирания, и непосредственное залегание осадочных подсолевых отложений на фундаменте «базальтового» состава в связи с выклиниванием здесь «гранитного» слоя.

На природу региональных геофизических (особенно гравиметрических) аномалий Южно-Эмбенской зоны существуют самые различные точки зрения. Решенная нами прямая задача гравиразведки подтверждает (как и для Хобдинского и Аралсорского максимумов) связь Южно-Эмбенского регионального максимума гравитационного поля с поднятиями поверхности Мохоровичча и внутристоровой границы и соответствующим сокращением мощности гранитного слоя на 3—4 км. При решении задачи учитывалось погружение фундамента Южно-Эмбенской зоны на 7—8 км на бортах и на 12 км в осевой части и увеличение мощности палеозойских отложений до 8—9 км (по данным КМПВ) с $\Delta\sigma = 0,15 \text{ г/см}^3$.

Южно-Эмбенский региональный магнитный максимум, частично заходящий в Сакмарскую зону, по всей вероятности, связан с крупными внедрениями габброидов и ультрамафитов по крупным зонам разломов. Не исключено и наличие в краевой мобильной зоне платформы промежуточного слоя повышенной магнитной активности за счет вулканитов основного состава (Борисов, 1967). Это совпадает с данными Н. Я. Кунина, который связывает Южно-Эмбенскую положительную магнитную аномалию с доживетскими эфузивами основного состава. Результаты количественной интерпретации Д. П. Голуба и С. С. Рябковой показали наличие двух групп магнитовозмущающих объектов на глубинах 5—7 и 10—12 км, первые из которых увязываются с вулкано-магматическими, а вторые с плутономагматическими формациями.

Что касается связи Урала и Донбасса, основанием которой служил Южно-Эмбенский гравитационный максимум, то комплексный анализ материалов ставит ее под сомнение. Более вероятно торцевое сочленение структур, соответствующих Южно-Эмбенскому и Южно-Сакмарскому гравитационным максимумам. Это подтверждается как геофизическими, так и геологическими данными (Кунин, 1971, 1972).

Уральская геосистема (Мугоджары). Система граничит с Прикаспийской синеклизой по Предуральскому краевому прогибу (в северной части граница совпадает с региональным тектоническим швом, отделяющим Мугоджары от прогиба), сформированному герцинскими движениями на древнем фундаменте Русской платформы. Точнее эта граница не может быть установлена, так как результаты количественной интерпретации данных гравиразведки и материалы сейсморазведки (отражающие площадки) дают основание предполагать здесь крупный надвиг, падающий на восток.

Тектоническое строение района весьма сложно и определяется развитием Уральской складчатой системы в целом. Геосинклиналь-

ное развитие Мугоджар проходило в байкальский, каледонский и герцинский этапы тектогенеза и закончилось в начале мезозоя. По данным А. А. Абдулина (1976), граница байкальского и каледонского структурных этажей совмещается с подошвой нижнекембрийских отложений, а граница каледонского и герцинского этажей — с подошвой силура. Высказываются также предположения о том, что становление Уральской палеозойской эвгеосинклиналии происходило в позднем ордовике, причем это была стадия рифтогенеза, предшествующая стадии островных дуг (Варганов, 1975). Структурные планы байкалид, каледонид и герцинид имеют между собой некоторые черты отличия и сходства. Сходство структурных планов определяется стабильным (автохтонным) положением в пространстве крупных геоблоков и их тектонических ограничений без значительных горизонтальных перемещений. По данным Г. С. Сенченко, шарьяжи и крупные надвиги со значительной амплитудой горизонтального смещения севернее изучаемого региона (на Южном Урале) также не играют главной, определяющей роли в его современной структуре.

Однако по этому поводу существуют и другие точки зрения. Так, В. И. Сегалович из трех проверенных им моделей Урала: а) слоисто-блоковой с «базальтовым» основанием; б) группы эшелонированных надвигов с мощностью пластин 10—20 км и с базальто-гипербазитовым основанием; в) трехслойного комплекса с промежуточной зоной разуплотнения масс — отдает предпочтение последней. Это означает, что Урало-Тургайская область совместно с Тянь-Шанем рассматривается как зона столкновения (обдукции) нескольких континентальных литосферных плит, где фронтальная часть надвига океанической коры атлантического типа на континентальное подножие фиксируется Западно-Уральскими и Южно-Тянь-Шаньскими «клипами», а общие горизонтальные размеры тектонического перекрытия составляют 500—600 км.

В настоящей работе рассматривается в основном первая модель.

Уральская геосинклинальная область в целом характеризуется увеличением мощности земной коры до 46—50 км («корни» гор). По сравнению с сопредельными районами Русской платформы она увеличена на 14—15 км, Тургайского прогиба и Северного Устюрта — на 8—10 км, Южного Урала — на 2—4 км. Б. А. Хрычев и другие (1976) отмечают резкое вздымаение поверхности М на запад к Предуральскому прогибу и пологое на восток, сопровождающее закономерным вздымаением с востока на запад отражающих площадок в кристаллической коре.

По данным названного исследователя для эвгеосинклинальной части Урала характерно согласное залегание структур уралид и поверхности М: синклиниориям соответствуют прогибы, а антиклиниориям — поднятия. Максимальная мощность земной коры и соответствующее понижение граничной скорости на границе М до 7,9—8 км/с отмечается под Тагило-Магнитогорским (Зеленокаменным) синклиниорием.

Разрез линий равных скоростей консолидированной коры характеризуется некоторыми особенностями. Прежде всего это высокоградиентная верхняя часть разреза и слабоградиентная нижняя. Высокоградиентная часть разреза по мощности в 2—3 раза меньше низкоградиентной, что свидетельствует в пользу преимущественно симатической земной коры в этом районе.

На фоне описанной картины несколько особняком проявляется Восточно-Уральский блок, где прогибу по подошве земной коры соответствует прогиб в линиях равных истинных скоростей.

Гравитационный эффект, рассчитанный по ЛРС в предположении, что между плотностью и скоростью существует зависимость вида $\Delta\sigma = 0,2 \cdot \Delta v$, имеет плавный характер и в общих чертах отражает региональную составляющую наблюдаемого поля. В основном положительные высоконтенсивные (40—50 мгаль) остаточные аномалии при наличии резких градиентов свидетельствуют о значительной избыточной плотности и близповерхностном залегании аномалиеобразующих интрузивов габброидного и ультра-мафитового составов.

На основании изучения гравитационного поля Р. М. Деменицкая высказала предположение о том, что уральские горные сооружения практически не отражаются в поведении нижней границы земной коры. По данным О. А. Кондиайна и Д. П. Голуба, по профилям ГСЗ на широте Джетыгора и Свердловска Урал не только не имеет «корней гор», но даже местами характеризуется существованием «антакорней». На южном продолжении Уральской складчатой системы по профилям ГСЗ Актюбинскому (ГИН АН КазССР) и Темиртау—Куйбышев мощность земной коры увеличена до 52 км на первом профиле и до 46—48 км — на втором.

Существенное увеличение скоростей упругих волн в коре и в верхней мантии Урала по сравнению с Русской платформой и Западно-Сибирской низменностью указывает на глубинное заложение Уральской геосинклинали и ее проявление в верхней мантии. Ниже поверхности М в Мугоджахах прослеживается серия резких границ раздела на глубинах 54—57, 62—66 и 97—99 км. Конфигурация этих границ почти аналогична поверхности М, самые протяженные из них осложнены малоамплитудными поднятиями под центральной частью Восточно-Уральского блока. Глубины нижней границы находятся в некотором соответствии с положением кровли электропроводящей толщи верхней мантии по данным МТЗ (Альмуханбетов, 1972).

Мощность базальтового слоя является аномальной для Казахстана, изменяясь от 24 до 34 км, при этом глубины его залегания характеризуются величинами 16—22 км. В целом для Мугоджар показатель основности коры (изменяющийся в пределах 1,2—2,6) свидетельствует о базальтоидном, симатическом развитии южной части Уральской системы. Местами возможно сокращение и даже исчезновение гранитного слоя и соответствующее приближение базальтового слоя к поверхности. В зависимости от принятой геотектонической концепции это объясняется либо «базификацией» верх-

него слоя, либо роздвигом континентальной коры, однако ни одна гипотеза не может быть в настоящее время подтверждена достаточным фактическим материалом.

Рельеф поверхности М и нижележащих границ, характер распределения скоростных параметров с учетом вышесказанного позволяют предположить связь наблюданной здесь крупной положительной изостатической аномалии с «тяжелой» земной корой и частично верхней мантией.

Для глубинного строения Мугоджар характерно расчленение земной коры на блоки, различные по составу и мощности. Анализ глубинных и геофизических параметров дает возможность выделить в южной части Уральской складчатой системы в региональном плане три крупные ветви: Западно-Уральскую (Урало-Европейскую), Центрально-Мугоджарский срединный массив и Восточно-Уральскую (Западный Тургай) с четкими границами, отмеченными по сейсмическим данным. В их пределах по геологогеофизическим данным выделяется шесть линейных геоблоков: Сакмарский (Зилаирский), Зеленокаменный (Тагило-Магнитогорский) в пределах Западно-Уральской ветви; Мугоджарский (Урало-Тобольский) — Мугоджарский срединный массив (Центральная ветвь); Иргиз-Джетыгинский, Зауральский, Железорудный в пределах Восточно-Уральской ветви, сочленяющихся по глубинным разломам.

Одной из серьезнейших проблем является решение вопроса о поведении Уральской складчатой системы под платформенным покровом Туранской плиты. Эта проблема изучается уже более сорока лет. Точки зрения различных исследователей, дискусирующиеся в последние годы весьма оживленно, можно разделить на четыре группы (Хамрабаев, 1969): 1) главные структуры Урала соединяются с Тянь-Шанем через Султан-Уиздаг; 2) Урал «затухает» на юге, а Тянь-Шань через Султан-Уиздаг и Бузачи уходит на запад; 3) Урал соединяется с Мангышлаком (Устюртом); 4) Урал расщепляется южнее Мугоджар, а Тянь-Шань — в северо-западной части Султан-Уиздага; восточные (основные) их ветви соединяются, а западные через Устюрт уходят к Донбассу. Интерес к этой проблеме не случаен, он связан с решением важных металлогенических вопросов, в частности, в Кызылкумах. Наиболее объективный ответ на указанный вопрос может быть дан в основном по геофизическим материалам, так как обнаженность территории и изученность глубоким бурением здесь недостаточны (4—14%). Однако и геофизические данные могут быть истолкованы по-разному.

Так, на основании традиционного анализа геолого-геофизических данных мы в 1963—1964 гг. (Андреев и др.) связывали восточную ветвь уралид со структурами герцинского Тянь-Шаня. Используя более полный геолого-геофизический материал, Н. Я. Кунин (1971) пришел к выводу о том, что герцинские структуры Урала и Тянь-Шаня не соединяются между собой. Они характеризуются резко различными глубинно-геофизическими параметрами.

Для Урала характерны линейность коррелирующих между собой гравитационных и магнитных аномалий, сужающихся и выклинивающихся по направлению к югу (например, Шошакульская положительная аномалия Δg , Шалкарские отрицательные аномалии Δg и ΔT), обратные соотношения знаков аномалий и структур, большие мощности земной коры (до 52 км) и «базальтового» слоя (36—38 км), соответственно большие значения K_b (2,4—2,6), существенно симатический магматизм и др.

По профилям ГСЗ Темиртау—Куйбышев и Актюбинскому гранитно-метаморфический слой Уральской системы содержит в основном высокоскоростные (с большой плотностью) горизонты, соответствующие толщам основных эфузивов и интрузиям габброидов и ультрамафитов. По данным количественного анализа аномалий гравитационного и магнитного полей предполагается большее распространение ультрамафитов на глубине, чем на поверхности (это особенно характерно для Сакмарского блока), при средней глубине поверхности мантии приблизительно 50 км.

Тянь-Шаньская складчатая система характеризуется прямыми соотношениями структур с гравитационными и магнитными аномалиями, слабо коррелирующими между собой, а часто и со структурами, небольшой мощностью земной коры (до 40 км), большой мощностью гранитного слоя, слабым проявлением магматической деятельности с преобладанием сиалического магматизма и др.

Южное окончание Уральской и западная окраина Тянь-Шаньской складчатых систем отличаются также параметрами неотектоники, изостазии и др. На отсутствие прямой связи Уральских и Тянь-Шаньских структур в той или иной форме указывали А. Д. Архангельский, А. Л. Яншин, Н. Г. Кассин и многие другие. Поведение конкретных глубинно-геофизических признаков обусловило и соответствующие характеристики в комплексных признаковых пространствах (см. рис. 53, 54 и табл. 18). Комплексный анализ статистических и таксономических критериев не подтверждает продолжение структур с тождественными глубинными геофизическими параметрами (H_m , H_b , M_b , Δg , ΔT и т. п.) южнее обнаженной части Мугоджар.

Итак, количественно-содержательный анализ комплекса признаков на данном этапе исследований дает основание предположить затухание уралид севернее Аральского моря и отсутствие непосредственного сочленения Уральских и Тянь-Шаньских структур.

Манышлак-Устюртская геосистема. В систему (описывается только ее северная часть) объединены несколько геоблоков преимущественно северо-западного тянь-шаньского направления. Западно-Аральский (Северо-Устюртский) геоблок, перекрытый отложениями чехла мощностью преимущественно 4—12 км, выделялся многими исследователями в различных границах как докембрийская (добайкальская) структура фундамента повышенной жесткости, консолидированная в послесреднепротерозойское время (Кунин, 1974). Эта точка зрения подтверждается глубокими сква-

жинами, вскрывшими доплатформенные образования, рельефом фундамента в основном по данным сейсморазведки (КМПВ) и частично характером физических полей, так как в пределах блока отсутствуют четко выраженные уральские и тянь-шаньские направления. Некоторые их фрагменты связаны с наложенной разломной тектоникой и зонами тектоно-блоковой активности более позднего времени заложения.

Существуют представления о палеогеографической подчиненности структур фундамента Мангышлак — Устюрта Уральской складчатой системе, связанные с плавным переходом Шалкарского прогиба в Северо-Устюртский (Беспалов, 1975), и о единстве его развития с Прикаспийской впадиной.

В частности, предполагалось, что Мугоджарский антиклиниорий составляет с Северо-Устюртским массивом одну структуру с рифейским возрастом складчатого основания и что история этих двух блоков была различной только в герцинское время.

Мощности земной коры в пределах этих блоков действительно близки, хотя по последним данным в южной части Мугоджар глубина залегания поверхности М не превышает 40 км. Однако по сравнению с Мугоджарами здесь увеличивается до 24 км глубина залегания поверхности базальтового слоя и сравнительно невелика его мощность, $K_b \sim 1,4$ (при 2,6—2,8 на Урале). Невысокие значения $v_r = 6,4$ км/с Западно-Аральского геоблока отличают его как от Уральских, так и Прикаспийских геоблоков. Северо-запад Туранской плиты отличается от юга Прикаспийской впадины большими значениями пластовых скоростей как отдельных слоев консолидированной коры, так и осадочного слоя (включая промежуточный структурный этаж), а также и большей мощностью консолидированной коры в целом (соответственно 35—40 и 30—35 км). Нижняя часть консолидированной коры Туранской плиты характеризуется пластовыми скоростями $v_{pl} = 6,9 - 7,2$ км/с, для верхней части $v_{pl} = 6,5 - 6,6$ км/с (для Прикаспийской впадины соответственно 6,5—6,9 и 6,0—6,6 км/с).

По геофизическим данным зона древней консолидации, соответствующая Западно-Уральскому геоблоку, раздроблена системой разломов, среди которых превалируют северо-восточные направления, на более мелкие относительно приподняты и опущенные блоки. Эта зона протягивается на запад, ограничивая с юга Мугоджарский срединный массив и Южно-Эмбенский геоблок.

Широтным Мангышлак-Устюртским разломом Западно-Аральский блок отделен от расположенной южнее системы блоков субширотного — северо-западного направлений, соответствующих простирианиям и времени консолидации Южно-Тянь-Шаньских структур.

Геотермические исследования, проведенные в ряде скважин на глубинах в среднем 500—1000 м в осадочных толщах мезозоя и кайнозоя, показали повышение значений теплового поля с плотностью потока до 1,6 кал/см². Геоэлектрические исследования се-

вернее (профиль Эмба) и южнее в Южно-Каспийской впадине позволили выявить в верхней мантии слои повышенной проводимости на глубинах в среднем 40—60 и 120—140 км, связываемые в Южно-Каспийской впадине с зонами частичного (фракционного) плавления в процессе локального разогрева (Аширов, Дубровский, Смирнов, 1975). Установлено также, что нестационарное, увеличивающееся с глубиной тепловое поле Южно-Каспийской впадины по своим значениям аналогично полю северо-запада Туранской плиты. Приведенные данные позволяют провести некоторую аналогию между источниками тепловых полей в этих районах.

Казахский каледонский массив. Он характеризуется сложностью структурного рисунка, обусловленной широким развитием разломной тектоники и различным временем консолидации отдельных тектонических блоков. В целом байкальско-каледонский фундамент имеет дугообразную поясовую структуру (Шлыгин, 1976). Последующие подвижки трансформировали первоначальный облик складчатых дуг, тем не менее они прослеживаются по геофизическим данным. Герцинские структуры в основном обрамляют массив на западе, юге, востоке, возможно, на севере и проникают в пределы массива, обусловливая его гетерогенность.

Заложение геосинклинальных систем Казахского массива приурочено к зонам глубинных разломов трех доминирующих простираций — северо-западного, субмеридионального и субширотного, характер движений по которым изменялся в зависимости от этапов развития. Разломы отчетливо выражены градиентами и локальными цепочками гравитационного и магнитного полей, а также характерными признаками на картах глубинных поверхностей раздела. Многие из них удовлетворительно подтверждаются по результатам дешифрирования космических фотоснимков.

В последнее время появляются несколько иные взгляды на историю развития Казахского массива. Так, например, восточная часть Северного и Центрального Казахстана совместно с Алтаем рассматриваются как складчатый пояс, формирующийся в зоне поглощения океанической литосферной плиты (по аналогии с Восточно-Тихоокеанской плитой и Циркум-Тихоокеанским поясом). Предполагается, что здесь могут быть реконструированы последовательно сменяющие друг друга от раннего рифея до триаса обстановки: пассивной окраины кордильерского типа, окраин Восточно-Азиатского типа, Средиземноморья и Гималаев. Такое развитие характерно для субдуктивной формы взаимодействия и определяется вулканогенными поясами и комплексами многосинглинкальных осадков на утоненной более древней континентальной коре; она осложнена вулкано-плутоническими комплексами заключительных фаз воздействия.

Большое значение горизонтальным перемещениям океанической коры придает в последние годы В. Ф. Беспалов (1976), по мнению которого в Центральном Казахстане породы офиолитовой ассоциации, соответствующие глубоководному разрезу морского рифта,

известны только в надвигах и тектонических покровах. В узких зонах распространения пород офиолитовой ассоциации, по В. Ф. Беспалову (1975), складчатое основание не устанавливается. Во многих работах линейные геосинклинальные системы рассматриваются как древние островные дуги. Полагая, что для коренных реконструкций Казахского массива материалов еще недостаточно, эта структура нами рассматривается с точки зрения установившихся и, в определенной степени, классических позиций.

Внешняя каледонская геосистема. Миогеосинклинальная система геоблоков, являющаяся западной окраиной каледонских структур Казахского массива, на северо-востоке охватывает Кокчетавскую глыбу, а затем распространяется на юго-запад — в пределы Түргайской впадины и Туранской плиты (на рис. 53 этим районам соответствуют линейные участки 1, 3, 6, 8, 27, 32, 33, 41, 42, 47, 48, 49, 57, 58, 64). Вся западная часть системы перекрыта платформенным чехлом мощностью от десяти метров на крайнем западе и в районе р. Ишим до 2000 м и более в Южно-Түргайской впадине и изучена поэтому сравнительно слабо. Многие исследователи полагают, что в пределах Түргайской синклиниорной зоны проходит крупный разлом, отделяющий ее западную часть, соответствующую герцинидам Урала, от каледонид Казахского массива на востоке. В своих прежних работах мы эту границу проводили по Урало-Казахстанскому глубинному разлому, переходящему на юге в «линию Николаева». Другие геологи совмещают эту границу в южной части с Главным Караганским разломом, а на севере с западной окраиной Улутау.

Однако комплексный анализ геофизических материалов не дает оснований для совмещений этой границы с каким-нибудь одним разломом, так как на западе граница Казахского щита с прилегающими синеклизами не везде отчетливая (Бабак, 1969).

Статистические и таксономические критерии, а также использование в качестве материала обучения уральского, кокчетавского и улутауского классов свидетельствуют о тождественности глубинных и геофизических параметров районов, прилегающих к Кокчетавской глыбе, части северо-восточного Казахстана, Восточного и Южного блоков Түргайской впадины и севера Туранской плиты, под покровом которых скрывается Уральская система.

Следовательно, платформенные отложения Түргайской впадины в Восточно-Түргайском, Южно-Түргайском (Подуральском), Средне-Сырдарьинском геоблоках, в которые входит субплатформенный герцинский структурный комплекс (ПСЭ), перекрывают каледониды. Таким образом, сделан вывод о продолжении каледонских структур западной части Казахского массива (внешнего каледонского пояса) на запад.

Граница каледонского фундамента на севере, по-видимому, проходит по Апановскому разлому, который отмечается зоной повышенных градиентов гравитационного поля и по данным ГСЗ

прослеживается от поверхности фундамента до верхней мантии. Южнее эта граница резко смещается на запад.

В пределах Тургайской впадины и Туранской плиты выделяются Восточно-Тургайский (Кустанайский), Южно-Тургайский (или Подуральский) и Кзыл-Ординский (Средне-Сырдарынский) геоблоки.

Восточная граница внешнего каледонского пояса совмещается с Карагатским и Улутауским разломами на юге и в центре, а северная ее граница неясна — она скрывается под отложениями Западно-Сибирской низменности. Восточное тектоническое окончание Кокчетавской глыбы (Восточно-Кокчетавский разлом), отмеченное А. Н. Антоненко на профиле ГСЗ как глубинная зона разломов, по-видимому, не ограничивает распространение структур внешней каледонской дуги на восток.

Геофизические данные свидетельствуют о сиалическом профиле развития севера Тургайской впадины ($K_6 \approx 0,8$), ее базификации и симатическом профиле северо-востока Туранской плиты ($K_6 \approx 1,6—1,8$). Консолидированная кора Тургайской впадины представляет собой сравнительно однородную толщу и характеризуется значительно меньшей дифференциацией по градиенту скорости в верхней и нижней частях, чем в Уральской системе. При сравнительно стабильной общей мощности земной коры этой территории (42—44 км) мощность отдельных ее слоев варьирует от 14—16 до 26 км для гранитного слоя и от 18 до 30 км для базальтового слоя.

По глубинно-геофизическим характеристикам наиболее близки между собой Кокчетавский и Южно-Тургайский, Восточно-Тургайский и Кзыл-Ординский геоблоки.

Н. Я. Кунин (1971) предполагает здесь еще более древний — докембрийский фундамент и выделяет несколько глыб, испытавших различную степень активизации в течение палеозойских тектонических циклов. Совместно с Северо-Устюртской глыбой они занимают огромную площадь, ограниченную с северо-востока, востока и юга складчатыми системами Карагат, Улутау, Тургая и Кызылкумов. С северо-запада к ней примыкает Уральская складчатая система. Несмотря на то что в этом районе нами предполагаются каледониды, указанные представления являются одним из возможных вариантов. Последнее обусловлено однотипными глубинно-геофизическими векторами Кокчетавской глыбы (однородные линейные участки 1, 3, 6 на рис. 53) и описываемого региона (27, 32, 33 и др.).

Фундамент Тургайской впадины подвергся герцинской активизации. В этом смысле наиболее показательен Восточно-Тургайский (Кустанайский) блок с активной герцинской наложенной грацизацией.

Кокчетавская срединная жесткая глыба, консолидация которой закончилась в начале кембра (Е. Д. Шлыгин), сложенная докембрийскими кристаллическими породами в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма, характеризуется сложными

гравитационным и магнитным полями, а по статистическим и таксономическим критериям выделяется как единый блок (на рис. 53 участки 1, 3, 6), имеющий большие размеры, чем предполагалось ранее. Разрез земной коры здесь характеризуется целым рядом особенностей. Наиболее существенными являются увеличение мощности земной коры до 50 км и более, базальтового слоя до 32—34 км, при мощности гранитно-метаморфического слоя 14—16 км. Относительно повышенное гравитационное поле в этом районе объясняется большой мощностью базальтового слоя и соответственно аномально высоким значением показателя основности, равного 2,0—2,2. Этому, по-видимому, способствовала геотектоническая обстановка района Кокчетавской глыбы, расположенной в узле сопряжения нескольких тектонических геоструктур.

Структуры глыбы осложнены широко проявленной гранитизацией, по возрасту относимой к раннему и среднему палеозою. Каледонские гранитоиды (Зерендинский, Богодуховский и другие крупные массивы) занимают 60—70% площади глыбы при глубине их распространения до 12—16—20 км. При этом они расположены или в ядрах современных антиклиниориев, или в осевых частях синклиниориев по осям доинверсионных центральных поднятий.

Комплекс геолого-геофизических материалов дает основание связать развитие Кокчетавской глыбы с погруженными структурами Тургайской впадины. Геофизические данные подтверждают ступенчатое погружение кристаллического фундамента внешнего каледонского пояса в сторону Западно-Сибирской низменности.

Срединная каледонская геосистема. Гетерогенная система объединяет Северо-Казахстанский, Ерементауский, Карагандинский, Сарысу-Тенизский, Карсакпайский, Улутау-Каратаяуский, Чуйский, Северо-Тянь-Шаньский геоблоки с миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной (Ерементауский и др.) формами развития, а также Акбастауский и Чингиз-Тарбагатайский эвгеосинклинальные геоблоки. Дугообразная зона каледонид включает ядра более древних метаморфических протерозойских пород (ядра антиклиниориев) в пределах Турского, Улутауского, Ерементауского и других мегантиклиниориев. Миогеосинклинальная часть пояса находится между Северо-Казахстанским широтным и Спасским разломами на севере, Улутауским и Коскудукским на западе; северной границей на юге является Южно-Балхашский разлом.

Глубинные параметры, как и другие геологические характеристики, в пределах пояса резко неоднородны. Наибольшей мощностью земной коры характеризуются северные районы (до 48—50 км), средней — южные районы (до 42—44 км) и наименьшей — западные районы (34—36 км). Состав земной коры, выражаемый через показатель основности, варьирует от 1,2—1,4 на юге и севере до 2,0 на западе пояса. Характерным для районов устойчивой каледонской консолидации является наличие протяженных внутрикоровых субгоризонтальных отражающих границ, а на западе геосистемы — круто падающих (до 50°) на восток отражаю-

ших границ, пересекающих всю земную кору (Хрычев, Липская, Углина, 1976).

Крупные аномальные зоны в Северном Казахстане обусловлены в основном мощными толщами осадочно-эффузивных образований верхнего протерозоя, кембрия и ордовика каледонской геосинклинали, а также региональными зонами разломов и гранитоидными массивами, часто подстилающими впадины и наложенные мульды. Последние выявляются бурением на глубинах до 1500 м, их нижние границы распространяются до глубин 8—10 км. В Северном Казахстане, как и во всем Казахском массиве, отчетливо прослеживаются субширотные направления (линейные участки 6 и 8, 14 и 20, 9 и 21 и другие на рис. 53).

Улутауские структуры отчетливо отмечаются меридионально вытянутыми аномальными зонами, а в пределах Сарысу-Тенизского геоблока поле имеет мозаичное строение. Тенизский геоблок характеризуется локальным увеличением мощности земной коры, которому соответствует увеличение скорости и нормальным градиентом увеличения скорости, а следовательно, и плотности консолидированной коры с глубиной, присущей литологически однородной толще. В общем плане гравитационные аномалии Джезказган-Улутауского района хорошо согласуются с геологическими структурами, имеющими доминирующую субмеридиональное простирание: тем не менее имеют место отчетливо выраженные субширотные аномальные «секущие» зоны.

В пользу симатического состава коры Ерементауского геоблока свидетельствует высокоградиентная скоростная модель верхней части коры и низкоградиентная — нижней. Зоны развития ультрамафитовых плутономагматических формаций (эвгеосинклинали) характеризуются повышением, а гранитоидных формаций (многеосинклинали) — понижением скоростных и плотностных параметров земной коры.

Каратай, являясь сложным разновозрастным, многоэтажным складчато-глыбовым соружением, вытянутым вдоль главного Каратайского разлома, отмечается крупной положительной зоной гравитационных аномалий северо-западного простирания и аномальным магнитным полем неоднородного строения. Эти аномалии связаны с отложениями вулканогенной формации, включающими габброидные и ультрамафитовые интрузии.

Наибольший интерес представляет сейсмоактивный район Северного Тянь-Шаня с аномальными геофизическими характеристиками: резким понижением гравитационного поля в редукции Буге и слабоинтенсивным повышением — в редукции Грааф — Хантера, повышенным тепловым потоком, минимальными скоростями сейсмических волн на поверхности M и др. В соответствующих разделах уже отмечалось, что такое сочетание параметров свидетельствует о наличии на небольшой глубине в верхней мантии слоя пониженных плотностей, по-видимому, совпадающего со слоем пониженных скоростей, магнитной восприимчивости, сопротивлений. По данным экспериментальной геофизики, тектонофизики, петро-

логии и других такое сочетание аномальных параметров является свидетельством разогрева верхней части подкорового субстрата.

Акбастауский и Чингиз-Тарбагатайский геоблоки, характеризующиеся эвгеосинклинальным типом развития, граничат на востоке с герцинидами Зайсанской геосинклинали. Их западным ограничением является меридиональный Центрально-Казахстанский (Токрауский), восточным — северо-западный Калба-Чингизский, южным — Балхаш-Чингизский (субширотный) древние глубинные разломы, а друг от друга их отделяет Чингизский глубинный разлом северо-западного направления.

Вопрос об отнесении Акбастауского блока к категории древних жестких глыб является дискуссионным, хотя в последние годы он подтверждается геологическими данными (Беспалов, 1975). Акбастауский блок отмечается региональным максимумом Δg , типичным для жестких глыб. Характерными являются также мощность базальтового слоя, равная 32—34 км, $K_b \approx 2,6$. Акбастауский блок испытал дизъюнктивно-магматическую активизацию, связанную с каледонскими и герцинскими движениями в соседних геосинклиналях. Наиболее активно проявлен наложенный ранне-позднегерцинский гранитоидный магматизм батолитовой формации (характерный для Чингиз-Тарбагатайского блока) с вертикальной мощностью отдельных интрузивных тел до 10—12 км. В пределах массива не исключено наличие надвигов эвгеосинклинального комплекса (Беспалов, 1975).

Глубинно-геофизические параметры, соответствующие Акбастауской глыбе, распространяются на юг в пределы Северного Прибалхашья. По-видимому, развитые здесь герциниды эвгеосинклинального типа подстилаются древним фундаментом, выходящим на поверхность в пределах Акбастауского геоблока. Чингиз-Тарбагатайский геоблок с простирациями структур и аномалий, характерными для Алтайской системы, из-за активной герцинской переработки был отнесен рядом исследователей к области ранне-герцинской консолидации.

Анализ физических полей, связанных со средне-верхнепалеозойскими образованиями, говорит об их наложенном характере на жестком каледонском основании и небольшой мощности (сопряженная тектоническая активизация).

Более молодые фазы складчатости обусловили появление структур, направление которых (субширотное) не характерно для древних этапов тектонической истории Чингизского района.

В пределах Акбастауского и Чингиз-Тарбагатайского геоблоков наиболее отчетливо выражены приподнятые блоки второго порядка с глубиной залегания базальтового слоя 10—12 км, соответствующие в плане Акчатаускому и Аркалыкскому горст-антиклиниориям, а также опущенные блоки (до 14—16 км), соответствующие Восточно-Чингизскому синклиниорию и зоне гранитизации вдоль Калба-Чингизского глубинного разлома. Чингизский антиклиниорий не сопровождается поднятием базальтового слоя, что, во-первых, объясняет отсутствие в этом районе регионального

повышения гравитационного поля, во-вторых, позволяет считать, что эта структура более молодая (моложе байкальской) и заложение ее происходило уже в условиях частично наращенного гранитно-метаморфического слоя.

Восточной границей региона является Калба-Чингизский разлом, сопровождаемый мощными зонами смятия. Разлом, по-видимому, древнего заложения и неоднократно обновлялся, последнее нашло отражение в катаклазе, рассланцевании и окварцевании пород нижнего карбона — девона и, как следствие, в уменьшении плотности этих образований.

Внутренняя каледонская геосистема. Ее образуют Спасский, Чуилийский и Балхашский геоблоки с эвгеосинклинальными, а также Центрально-Казахстанский и Джунгаро-Балхашский геоблоки с миогеосинклинальными формами развития, последние подверглись наиболее интенсивной герцинской переработке. Наложенная герцинская активизация отчетливо выражена границами, выделяющими центральные блоки внутренней зоны; они представляют собой древнее ядро Казахстанской складчатой системы (возможно, реликт докарельского складчатого основания). Исключение составляет западная граница, где влияние герцинского тектогенеза на краевые структуры внутренних каледонид проявилось настолько интенсивно, что трудно установить действительную границу каледонид и герцинид в достаточно широкой полосе. Здесь повсеместно развиты вулканогенные формации нижнего и среднего девона, что позволило А. А. Богданову выделить эту зону как «окраинный вулканический пояс». Последний, по-видимому, приурочен к глубинному разлому или к системе разломов, обусловивших интенсивную вулканическую и интрузивную деятельность. Г. Ф. Ляпичевым рассматриваемая зона включена в Джунгаро-Балхашскую складчатую систему.

Герцинские структуры слагают верхний этаж складчатого фундамента. Они очень разнообразны как по отношению к каледонидам, так и по составу отложений и характеру дислокаций. Герцинские прогибы занимают всю область, окаймленную внутренней зоной эвгеосинклинальных каледонид. Вулканический пояс характеризуется в разрезе крупными аномалиями скоростей, отражающими скорость и, возможно, плотностную инверсию пород. Положительная аномалия, по-видимому, соответствует повышению основности пород и относится к средней части гранитного слоя, отрицательная аномалия отвечает раскислению и относится к нижним горизонтам коры.

Области герцинской активизации отчетливо отмечаются относительно отрицательными региональными гравитационными аномалиями. Разделение внутренней складчатой зоны на две подзоны подчеркивается поведением поверхности M , достигающей глубины 50—52 км в центре и 42—44 км в периферийных частях.

Тектоническая неоднородность внутренней структуры и состава земной коры, а также количественные различия объемов интрузивного магматизма и морфологии plutонов в пределах зоны не

подчиняются какой-либо четкой закономерности. Полоса максимального проявления герцинской активизации с герцинской квази-складчатостью тяготеет к Центрально-Казахстанскому геоблоку, которому соответствует одноименный гравитационный минимум. Весьма близкие в плане границы распространения герцинских вулкано-плутонических формаций (гранитизации) и опускания поверхности верхней мантии свидетельствуют об изменении глубины залегания поверхности М в герцинскую фазу складчатости.

В Центрально-Казахстанском геоблоке мощность базальтового слоя понижена (до 24—26 км), а мощность гранитно-метаморфического слоя достигает 20 км. Не исключено, что структурные формы Центрально-Казахстанского геоблока развивались на жестком фундаменте Балхашского массива, представляя с ним единое целое в докембрии — раннем палеозое, и разделились затем субширотным Бектауатинским разломом. Южная часть (Балхашская глыба) осталась относительно стабильной, а северная испытала герцинскую активизацию, интенсивное дробление и блоковые подвижки.

Влияние различных этапов тектонической активизации на формирование геоблоков сказалось в различной ориентировке крупных разломов, ограничивающих и пересекающих эти структуры (Успенский, Тектурмасский, Бектауатинский, Центрально-Казахстанский и др.).

Представляет интерес тектоническая позиция средне- и позднепалеозойских впадин и наложенных мульд, широко распространенных в полосе развития герцинид — активизированных каледонид. Большинство из них приурочены к девонскому вулканическому поясу или расположены рядом, тяготея к областям неустойчиво консолидированных каледонид. Почти все прогибы и наложенные мульды фиксируются понижением поля Δg , которое при решении прямой задачи гравиразведки толщиной недислоцированных или слабодислоцированных отложений не компенсируется. Это позволяет предположить наличие под такими прогибами интрузивных массивов гранитоидного состава, по-видимому, генетически связанного со становлением мульды.

Балхашский геоблок характеризуется глубинным строением, типичным для древних срединных глыб: пониженной до 44—46 км мощностью земной коры и выступом базальтового слоя, глубина залегания которого составляет 16—18 км; показатель основности коры достигает 2,0. Геофизические параметры также свидетельствуют о том, что блок представляет собой массив докембрийской (по-видимому, байкальской) консолидации, единый в ранние этапы тектонического развития с Центрально-Казахстанским геоблоком, но испытавший в отличие от последнего слабую активизацию в каледонские и герцинские этапы тектогенеза.

Проведенные в этом районе МТЗ (в двух точках близ гг. Балхаш и Караганда) обнаружили на глубинах 100—150 км верхнюю границу проводящего слоя мантии, погружающуюся на север под углом приблизительно 10° . Она отождествляется с верхней грани-

цей волновода в верхней мантии (астеносферного слоя), глубина ее нижней границы оценивается примерно в 250 км.

Алтайская геосистема. Алтайские герциниды с отчетливой поясовой зональностью в размещении структурно-фациальных и металлогенических зон граничат на юго-западе с каледонидами Чингиза по Калба-Чингизскому глубинному разлому, а на востоке — с ранними герцинидами и каледонидами Горного Алтая по Северо-Восточному (Горно-Алтайскому) разлому. Тектоническими ограничениями на севере и юге служат системы субширотных разрывов — Саур-Монракской, Центрально-Тарбагатайской и Токрау-Алакульской зон.

В Иртыш-Зайсанской складчатой области по комплексным глубинно-геофизическим параметрам выделяются Зайсанский, Калбинский и Рудноалтайский линейные геоблоки коры, причем в краевых Зайсанском и Рудноалтайском блоках герцинский структурный этаж залегает на каледонидах соответственно Чингизского и Горноалтайского типов, «просвечивающего» в геофизических полях. Элементы рельефа поверхности М в этом районе имеют субширотное направление в отличие от приповерхностных структур, имеющих северо-западное направление. Глубина границы М не превышает 44—46 км, при этом на северо-запад она погружается до 48—50 км, а на юго-восток вздымается до 42 км.

Зайсанский геоблок, вытянутый в алтайском, северо-западном направлении, по режиму тектонических движений и набору формаций среднего палеозоя представляет собой (особенно в центральной зоне) типичную герцинскую эвгеосинклиналь с фемически-сиалическим типом развития. Геоблок выделяется по почти совпадающим повышенным аномалиям гравитационного и магнитного полей (Терс-Айрыкский гравитационный максимум). В полосе сочленения каледонид Чингиза с герцинидами Зайсанской геосинклинали герцинская активизация проявилась в интенсивном гранитном магматизме и приразломной складчатости. Несмотря на отчетливый герцинский облик структур, заключенных между Калба-Чингизским и Чарским разломами, глубинно-геофизические параметры свидетельствуют о наличии на небольшой глубине (6—7 км) каледонского фундамента Чингизского типа.

Калбинский геоблок отмечается региональными отрицательной аномалией Δg и близкой к нулю аномалией ΔT . Вопрос о фундаменте герцинид здесь остается открытым. Предположение Б. Я. Хоревой об архейском возрасте фундамента очень слабо аргументировано геологическими и геофизическими материалами, что, по-видимому, связано с интенсивной переработкой земной коры этого района.

Среди алтайских геологов в настоящее время распространена гипотеза о большой роли шарьяжей в строении Чарского антиклиниория, что в ряде случаев подтверждается количественной интерпретацией геофизических данных.

Рудноалтайский геоблок с эвгеосинклинальным типом развития герцинид резко ограничен Иртышским и Северо-Восточным

(Горноалтайским) глубинными разломами и отмечается региональными положительными гравитационной и магнитной аномалиями. Есть все основания предполагать здесь на небольшой глубине каледонский фундамент горноалтайского типа (каледониды Алтае-Саянской складчатой области), поведение которого отчетливо выражено в поле Δg . В Рудном Алтае выделены три типа разрезов земной коры, отличающиеся геофизическими характеристиками и своеобразием глубинного строения (В. С. Кузебный).

Первый тип характеризуется повышенной мощностью базальтового слоя. Верхней части разреза отвечает древнее унаследованное геоантиклиниорное поднятие, характеризующееся эвгеосинклинальным типом развития в среднегерцинское время (Рудноалтайская структурно-формационная зона). Геологически поднятие базальтового слоя отождествляется с наличием глубинной очаговой зоны на границе базальтового и гранитно-метаморфического слоев земной коры, обладающей положительной избыточной плотностью.

Второй тип разреза земной коры характеризуется сокращением базальтового слоя. Верхней части разреза здесь отвечают миогеосинклинальные зоны с гранитоидным типом магматизма и редкометальным оруденением.

Третий тип разреза является переходным от первого ко второму. Строение верхней части разреза антиклиниорное (Иртышская зона) или синклиниорное (Белоубинско-Южноалтайская зона). Характерной особенностью зон является активное развитие их в условиях сближенных или ветвящихся глубинных разломов, достигающих по сейсмологическим данным глубин 120 км и более.

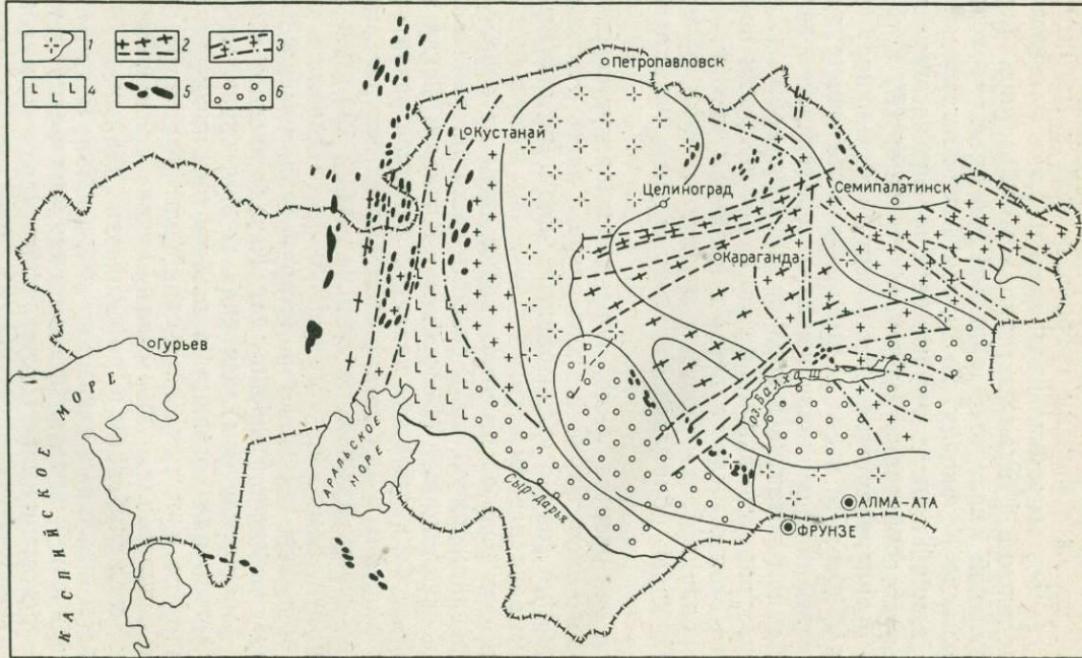
Резюмируя, заметим, что здесь не преследовалась цель подробного описания тектоники и истории геологического развития Казахстана, которые (особенно для Казахстанского массива) достаточно хорошо изучены. Основная задача сводилась к тому, чтобы отметить ряд нетривиальных выводов, подчеркнуть некоторые отличия от известных построений, которые могут быть получены при использовании формализованного количественного анализа комплекса глубинных и геофизических данных.

Приведем некоторые данные об интрузивном магматизме. В работе при описании интрузивного магматизма приняты терминологические рекомендации Петрографического комитета СССР (1975 г.), в соответствии с которыми вместо традиционных петрохимических групп ультраосновных (ультрабазиты, гипербазиты), основных и кислых пород выделяются группы ультрамафитов, габброидов и гранитоидов, как это принято в большинстве стран. Исследованиям плутоно-магматических формаций Казахстана с использованием геофизических данных посвящены работы [Геотектоническое районирование Казахстана, 1969; Тектоническое строение Казахстана (по геофизическим данным), 1975].

Приуроченность к конкретным геоблокам интрузивного магматизма, как обнаженного на дневной поверхности, так и в большинстве случаев погребенного, выявляемого по геофизическим

Рис. 58. Схема расположения ареалов интрузивного магматизма на территории Казахстана (по Р. А. Эйдлину).

1 — ареалы каледонских гранитоидных интрузий; 2 — ареалы раннегерцинских гранитоидных интрузий; 3 — ареалы позднегерцинских гранитоидных интрузий; 4 — ареалы подпор габброидного состава; 5 — ультрамафиты (гипербазиты), 6 — области слабого проявления интрузивного магматизма.



данным, определенных состава и возраста, а также его суммарные объемы, полученные в результате количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, показаны на рис. 57 и в табл. 20.

Пространственное распространение интрузивных образований в земной коре Казахстана иллюстрируется рис. 58.

Статистический анализ схем глубинно-геофизического и тектонического районирования

Глубинно-геофизическая схема основана на том, что каждому геотектоническому блоку и в определенной степени системе геоблоков соответствует характерная для них группа близких между собой комплексных глубинно-геофизических векторов и переход к другим геотектоническим элементам характеризуется изменением этих векторов. Проанализируем статистические характеристики геосистем Казахстана, представленные оценками параметров распределения и их доверительными интервалами. Последние определены с доверительной вероятностью $P_\beta = 0,6$, допустимой в данном случае по условиям задачи.

Для решения вопроса о случайном (незначимом) или неслучайном (значимом) расхождении оценок математических ожиданий и дисперсий глубинно-геофизических и магматических векторов по различным системам геоблоков с надежностью вывода 0,95 используем критерий Стьюдента при условии нормального распределения исходных данных и достаточной мощности выборок, а также непараметрический W -критерий Вилкоксона, когда указанные условия не выполняются. Для оценок дисперсий применен критерий Фишера F .

Нулевая гипотеза о равенстве средних в двух геоблоках (в первом случае) $H_0: Q_1 = Q_2$ принимается как подтвержденная, если

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sigma(\bar{x} - \bar{y})}. \quad (7.1)$$

Здесь

$$\sigma(\bar{x} - \bar{y}) = \sqrt{\frac{(n_1 - 1)\sigma_1^2 + (n_2 - 1)\sigma_2^2}{n_1 + n_2} \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}$$

не превышает $t_{g,f}$ (значение t — распределение Стьюдента при уровне значимости g и $f = n_1 + n_2 - 2$ степенях свободы; n_1 и n_2 — мощности выборок в двух геоблоках; σ_1 и σ_2 — соответственно стандартные отклонения). В противном случае принимается альтернатива $H_1: Q_1 \neq Q_2$. Для определения W -критерия Вилкоксона необходимо совместно ранжировать обе выборки и составить общий вариационный ряд. Статистика W определяется суммой рангов меньшей по мощности выборки. Нижнее критическое значение W находится по таблицам Вилкоксона, верхнее критическое значение определяется по формуле

$$W_2 = 2MW - W,$$

где M — математическое ожидание критерия W (табулировано).

Нулевая гипотеза считается подтверждившейся, если

$$W_1 \leq W \leq W_2. \quad (7.2)$$

Нулевая гипотеза о равенстве теоретических дисперсий H_0 : $\sigma_1^2 = \sigma_2^2$ принимается, если величина

$$F = \sigma_1^2 / \sigma_2^2, \quad (7.3)$$

где $\sigma_1^2 > \sigma_2^2$ ($F > 1$) не превышает табличного значения F_{g, f_i} , ($i=1,2$; $f_1=n_1-1$; $f_2=n_2-1$); в противном случае принимается альтернатива $H_1: \sigma_1^2 \neq \sigma_2^2$.

Вероятность значимого разделения систем геоблоков по оценкам математического ожидания глубинных параметров составляет 0,80, интрузивного магматизма — 0,82, геофизическим параметрам — 0,70. Вероятность значимого разделения систем геоблоков по оценкам дисперсии глубинных параметров составляет приблизительно 0,66. Наиболее контрастными по суммарному вектору параметров являются Прикаспийская, Уральская и Мангышлак-Устюртская системы геоблоков, наименее контрастной — внутренняя каледонская система, остальные занимают промежуточное положение.

Анализ статистической неоднородности схемы тектонического районирования Казахстана, составленной нами с группой исследователей по традиционной методике, и сравнение двух схем между собой показывают, что сложная нечеткая классификация по статистическим критериям геотектонических элементов на второй схеме подчеркивает неоптимальность подхода, игнорирующего учет совместного изменения параметров, взаимосвязи между параметрами и их информационные веса. Так, вероятность значимого разделения геотектонических элементов второй схемы по оценкам математических ожиданий глубинных параметров составляет приблизительно 0,60, по оценкам дисперсий 0,47 (см. рис. 50). Нулевые гипотезы о равенстве средних и дисперсий глубинных параметров двух схем не подтвердились, что свидетельствует о значимом, неслучайном расхождении между ними. Критическое значение критерия Стьюдента при уровне значимости $g=0,05$ и числе степеней свободы $f>120$ равно 1,96. Величина t по (7.1) получена равной 2,58. Критическое значение критерия F при уровне значимости $g=0,05$ и числе степеней свободы $t=200$ равно 1,26. Величина F по формуле (7.3) получена равной 1,40.

Глава 8

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ КАЗАХСТАНА

Прогнозная оценка обширных регионов, рудоносных провинций, крупных геоблоков является одной из важнейших задач металлогенического анализа территорий. В. И. Смирнов (1969, 1971) выделяет три группы рудоносных источников: ювенильную (под-

коровую) — оруденение связано с ультрамафитовыми и габброидными магмами; ассилияционную (палингенная магма) — оруденение связано с гранитоидной магмой внутрикорового происхождения; фильтрационную — оруденение связано с восходящими потоками из магматических тел. В зависимости от типа и состава земной коры и верхней мантии (как и от ряда других причин) находится общая вертикальная геохимическая зональность.

Б. А. Андреевым, Д. Н. Казанли, А. К. Каюповым, Г. Н. Щербой, Ф. С. Моисеенко и другими исследователями в ряде ранних работ эндогенная минерализация рассматривалась как продукт направленного развития земной коры и верхней мантии, коррелируемая в основном с поведением и глубиной залегания поверхности M , а также с размещением региональных геофизических аномалий.

Позднее в этот анализ были вовлечены данные о поведении внутрикоровых границ раздела, мощностях отдельных слоев земной коры, их взаимоотношения и т. д. (Семенов, Старицкий, Шаталов, 1967). Проведенный нами анализ показал сложность получения отчетливой закономерности, характеризующей связь этих параметров, тем более что точность определения глубин залегания границ раздела и мощностей отдельных слоев не всегда достаточна для этих целей.

Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов (1971), А. А. Абдулин, И. П. Новожатский, Г. Н. Щерба (1976) для выяснения закономерностей размещения металлических полезных ископаемых на территории Казахстана предложили при рассмотрении рудно-магматической специализации складчатых систем, слагающих их структурно-формационных зон, региональных зон разломов, плутоно-магматических формаций исследовать состав и строение глубоких слоев земной коры и верхней мантии. Для предварительного анализа этого вопроса нами по схеме металлогенического районирования Казахстана (Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов) составлена обобщенная таблица связи рудных ассоциаций в разных по возрасту и типу развития геотектонических условиях с количественными параметрами земной коры и плутонического магматизма (табл. 20). Обобщенные данные более целесообразны, поскольку последовательность магматизма и рудообразования необходимо воспринимать как некоторую статистическую совокупность по многим складчатым и платформенным областям (Смирнов, 1975).

Для структурно-формационных зон, особенно это характерно для эв- и миогеосинклинальных зон, а также зон с полициклическим или моноциклическим типами развития различного возраста наблюдается различное сочетание параметров H_m , H_b , M_b . Что касается возрастного деления металлогенических зон, также подтверждаемого изменением указанных параметров, то оно в основном справедливо для доорогенной металлогенезии, связанной с геосинклинальной и инверсионной стадиями развития каледонских и герцинских структур.

Таблица 20

***Г** Раннегерцинская
вгесинклинальный

Раннегердинская Эвгесинклинальный	Полицклическая	Осадочные Начального базальтового и орогенного	Орогенного	W, Mo, Pb, Zn, Au, Cu, Fe, Mn	48	19	28—29	1,3—1,4	12	22	—	—	—	5	4	—
			Орогенного	W, Mo, Pb, Cu, Zn, Fe, Mn	49	18—20	27	1,2	4	10	—	—	—	9	9	—
		Магма- тические	Pb, Cu, Zn, Au	42	16—22	18—32	0,8—1,8	4	3	2	0,5	—	2	3	—	

Таблица 20

Складчатость	Раннегерцинская		Цикличность развития	Тип развития	Объем интрузивных пород, %													
	Миогеосинклинальный	Эвгеосинклинальный			Проблащающие формации		Гранитоиды		Ультрамафиты		Габброидиты		Гранодиориты					
нальный	ческая	Моноклиническая	Многоциклическая	Магматические	Осадочные	Рудные ассоциации	H_M , км	H_B , км	M_B , км	K_6	поздне-герцинские	раннегерцин-ские	позднекаледонские	раннекаледонские	ультрамафиты	Габброидиты	герцинские	каледонские
Герцинская	Миогеосинклинальный	Эвгеосинклинико-полициклическая	Полициклическая	Магматические	Начального базальтового	Cu, Au	45	20	25	1,2	12	6	—	—	3	13	—	—
		Моноклиническая	Моноклиническая	Осадочные	Начального базальтового	Cu, Au	50	16—20	26—38	1,2—2,7	6	5	—	—	6	6	4	—
			Полициклические	Магматические	Начального базальтового	Fe, Mn	49	20	29	1,5	9	1	—	—	—	—	—	—
			Моноклинические	Магматические	Начального базальтового	Pb, Zn, Fe, Mn	50	20	29	1,3	22	4	—	—	3	5	—	—
				Осадочные	Начального базальтового и орогенного	Fe, Pb, Cu, Mn, P	44—50	23	26—29	0,8	12	—	—	—	5	—	—	—
					Начального базальтового и орогенного	Cu, Au, W, Mo, Fe	45—50	16—18	28—38	1,6—2,4	11	2	1	—	8	3	2	—

Герцин	Миогеосинклинальный	Эвгеосинклинико-полициклическая	Полициклическая	Магматические	Начального базальтового	Au, Cu	46—52	17—22	22—29	0,6—1,7	1	1	—	—	12	9	3	—
		Моноклиническая	Моноклиническая	Осадочные	Начального базальтового и орогенного	Pb, Zn, Cu	48				13	6	—	—	—	4	8	—
					Начального базальтового	Fe, Hg, Cr, Ti	45	17	28	1,6	3	4	—	—	13	1	—	—
					Орогенного	Au, Cu, W, Mo	42	19	24	1,2	23	9	—	—	3	2	3	—
					Начального базальтового и орогенного	Cu, Au, Fe, W, Mo	42—48	18—24	26—34	0,8—1,8	8	3	—	—	8	5	3	—
						W, Au, Sn, Cu, Pb	38—45	17—18	20—27	1,3—1,6	17	—	—	—	1	2	1	—
						Cr, Ni, Co	46—52	14—22	20—40	0,6—2,8	5	5	—	—	22	4	—	—

Примечание. Подчеркнуты основные рудные элементы.

Г. Н. Щерба (1970) полагает, что формирование геотектоногенов (протяженные линейные деформационно-магматические структуры), их геохимическое и металлогеническое развитие шло либо одновременно, либо с небольшим сдвигом во времени (для месторождений).

Известно, что в каледонидах во многих случаях месторождения полезных ископаемых являются герцинскими, в герцинидах — киммерийско-альпийскими. Это особенно наглядно проявляется в срединных массивах с отчетливо выраженным процессами отраженной и автономной тектономагматической активизации, обуславливающих образование разновозрастных месторождений (Щеглов, 1971).

Таким образом, в первом приближении можно установить связь между типом развития и возрастом структурно-формационных зон, цикличностью, наличием преобладающих формаций, проявлениями магматизма, глубинным строением земной коры и рудными ассоциациями. Обилие используемых параметров, нестабильность их поведения в пределах однотипных зон и ряд других причин в значительной степени затрудняют возможность конкретизации этих связей. Для оптимизации решения задачи необходим такой подход, который бы учитывал специфику анализируемого материала, многофакторность связей изучаемых параметров. Очевидно, что этот подход потребует предварительной формализованной постановки задачи и применение соответствующего математического аппарата.

Металлогенические исследования формального характера получили распространение за рубежом еще в пятидесятые годы. Эти исследования игнорировали геологическое строение различных регионов и сводились по сути дела к географо-металлогеническому районированию, что несомненно должно было привести к ошибкам прогнозирования.

В последние годы при классификации рудопроявлений по очредности их проверки, определению прогнозных перспектив отдельных регионов используют количественные методы и, в частности, методы распознавания образов. Так, Г. И. Менакер (1970), Р. И. Дубов (1969), Н. Н. Боровко (1971), И. И. Абрамович, В. В. Груза (1972), Д. А. Родионов (1968), А. Н. Бугаец (1968), В. И. Гольдшмидт (1973₃, 1975) и другие исследователи использовали математические методы для обработки геологической информации при металлогенических исследованиях.

В последнее время некоторые исследователи (Э. Н. Лишневский, В. Т. Врублевский и другие) используют в основном геофизические поля и результаты их статистической и эмпирической обработки (с помощью различных алгоритмов, в том числе и распознавания образов) для регионального металлогенического прогнозирования. Использование только геофизических полей (гравитационного, магнитного) и сугубо формальных критериев, типа расстояний между объектами и экстремумами поля или просто интенсивности полей без результатов количественной интерпрета-

ции аномалий, выраженных, например, в параметрах глубинного строения земной коры или плутонического магматизма, в значительной мере обедняет металлогеническое прогнозирование по геофизическим данным.

Определение информативных комбинаций признаков и их связь с металлогенией

Известно, что практические соотношения между запасами полезных ископаемых мелких, средних и крупных месторождений примерно соответствуют соотношению 1 : 10 : 100 (табл. 21). Кроме того, по данным В. И. Красникова, распределение промышленных запасов основных металлов между месторождениями различных классов находится в пропорции 65 : 26 : 9 (крупные, средние, мелкие), а соотношение между числом месторождений в различных классах подчиняется зависимости 7 : 23 : 70 (крупные, средние, мелкие). Приведенные на рис. 57 условные запасы полезных ископаемых в геоблоках получены в пределах элементарных ячеек (размером 50×50 км), исходя из указанных выше численных соотношений с использованием кадастровых сведений о числе месторождений, рудопоявлений (табл. 21), их территориального положения, ориентировочных запасах и примерном возрасте в конкретных тектонических условиях. Перевод в условные запасы сделан с целью удобства изображения и дальнейшей обработки.

Масштаб исследований, описываемых в работе, отвечает задачам региональной металлогении, которая может дать только оценку перспективности территорий на различные виды полезного ископаемого (И. Н. Томсон). В. Т. Шаталовым были определены так называемые металлогенические факторы, к которым относятся геолого-геофизические и тектоно-магматические данные. Нами в качестве металлогенических факторов рассматриваются глубина залегания H_m поверхности M и внутрикоровой поверхности H_b , мощности базальтового слоя M_b и состав земной коры K_b , площадное распространение и объемы ультрамафитов-гипербазитов Γ_b , габброидов и диоритов Γ -Д, гранодиоритов Γ_{rd} , гранитоидов каледонских Γ_k , раннегерцинских Γ_{rg} и позднегерцинских Γ_{pg} , региональные гравитационное и магнитное поля, сейсмические характеристики земной коры, а также локальные гравитационные и магнитные аномалии.

Будем полагать, что распределение полезных ископаемых, т. е. условные запасы отдельных представителей сидерофильных элементов Fe, Ni (частично Mn), халькофильных Cu, Pb, Au и литофильных W, Mo связано с перечисленными параметрами сложной статистической зависимостью. Для определения вида зависимости, а также влияния каждого параметра (его информативности) на распределение того или иного полезного ископаемого в пределах эталонных подпространств использован аппарат многомерного корреляционно-регрессионного анализа. Под эталонным пространством понимается геоблок с известным распределением по-

Таблица 21

Месторождение	Полезное				
	Fe	Mn	Ni	Cr	
Крупное	$(3-9) \cdot 10^8$	$(1-3) \cdot 10^7$	$(1-3) \cdot 10^6$	$(1-3) \cdot 10^7$	
Среднее	$(3-9) \cdot 10^7$	$(1-3) \cdot 10^6$	$(1-3) \cdot 10^5$	$(1-3) \cdot 10^6$	
Мелкое	$(3-9) \cdot 10^8$	$(1-3) \cdot 10^5$	$(1-3) \cdot 10^4$	$(1-3) \cdot 10^5$	
Число: месторожде- ний рудопрояв- лений	16	5	9	9	
	117	26	31	—	

полезных ископаемых, выраженных в условных запасах (рис. 57), разбитый на элементарные ячейки размером 50×50 км.

Число ячеек в каждом геоблоке показано в табл. 22.

Таблица 22

Число геоблоков и ячеек	Полезное ископаемое				
	Fe	Ni	Pb	Cu	W-Mo
Эталонных геоблоков	17	8	15	21	6
Геоблоков ца экза- мене	3	2	3	3	2
Ячеек в геоблоках	5-35	4-28	13-50	8-56	5-30

Определение информативности параметров производилось по парным, частным и множественным (сводным) коэффициентам корреляции, а также по коэффициентам регрессии.

Анализ этих материалов позволил ранжировать глубинные тектонические и магматические параметры по их влиянию на металлогеническую специализацию (табл. 23).

Линейные многомерные уравнения регрессии:

$$Au = -0,926 H_M + 0,70 H_b + 1,35 M_b - 0,92 K_b + 0,82 \Gamma_k + c,$$

$$W-Mo = 0,55 \Gamma_{pg} + 0,144 \Gamma_{pr} + c,$$

$$Fe = 0,258 H_M + 0,426 \Gamma_k + 0,578 \Gamma - D + c,$$

$$Ni = 0,44 H_M - 0,44 M_b + 3,94 K_b + 0,087 \Gamma_{pg} + 0,29 \Gamma - D + 0,093 \Gamma_b + c,$$

$$Cu = -0,72 H_M - 1,93 H_b + 1,39 M_b - 27,1 K_b -$$

$$-0,03 \Gamma_{pg} + 0,62 \Gamma_{pr} + 0,29 \Gamma_k + 1,17 \Gamma_b + c,$$

$$Pb = 0,35 \Gamma_{pg} + 0,92 \Gamma_{pr} + 0,70 \Gamma_{rd} + c.$$

Точность вычисления условных запасов по уравнениям регрессии, описывающим связь полезных ископаемых только с информа-

ископаемое				
Pb	Cu	W-Mo	Al	
$(1-3) \cdot 10^6$	$(1-3) \cdot 10^6$	$(1-3) \cdot 10^5$	$(1-3) \cdot 10^8$	
$(1-3) \cdot 10^5$	$(1-3) \cdot 10^5$	$(1-3) \cdot 10^4$	$(1-3) \cdot 10^7$	
$(1-3) \cdot 10^4$	$(1-3) \cdot 10^4$	$(1-3) \cdot 10^3$	$(1-3) \cdot 10^6$	
19	15	12	6	
216	160	57	—	

Таблица 23

Элементы-образы	Элементы-операнды		
	Полезное ископаемое	Глубинные параметры	Магматические параметры
Au	H_b, H_M, H_b, K_b		$\Gamma_k, \Gamma_{pg}, \Gamma_{rd}, \Gamma_b, \Gamma - D, \Gamma_{rg}$
Cu	M_b, H_b, K_b, H_M		$\Gamma_{rd}, \Gamma_{rg}, \Gamma_k, \Gamma_{pg}, \Gamma_b, \Gamma - D$
Pb	H_b, K_b, H_M, M_b		$\Gamma_{rg}, \Gamma_{rd}, \Gamma_{pg}, \Gamma_b, \Gamma_k, \Gamma - D$
W-Mo	H_b, K_b, H_M, M_b		$\Gamma_{pg}, \Gamma_{rd}, \Gamma_b, \Gamma_{rg}, \Gamma_k, \Gamma - D$
Fe	M_b, H_b, H_M, K_b		$\Gamma_k, \Gamma - D, \Gamma_b, \Gamma_{rg}, \Gamma_{pg}, \Gamma_{rd}$
Ni	H_M, H_b, M_b, K_b		$\Gamma - D, \Gamma_{pg}, \Gamma_{rg}, \Gamma_b, \Gamma_k, \Gamma_{rd}$
Mn	H_M, H_b, M_b, K_b		Отчетливая зависимость отсутствует

тивными глубинными и магматическими параметрами, характеризуется внутренней надежностью, оцениваемой дисперсией значений функций при заданных значениях аргумента и внешней надежностью, определяемой на материале экзамена (табл. 24).

Среднеквадратическая погрешность отдельного определения в таблице вычисляется по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (d_i - \bar{d})^2}{2(n-1)}}, \quad (8.1)$$

где $d_i = x_i - y_i$; $\bar{d} = \bar{x} - \bar{y}$ — средние значения запасов в условных единицах, вычисленных по уравнениям регрессий и полученных по известным месторождениям и рудопроявлениям.

Таблица 24

Металл	Максимальное значение условных запасов	Среднее систематическое расхождение	Погрешность отдельного определения		Оценка на экзамене, %
			средне-квадратическая	средне-арифметическая	
Cu	60	0,0	6,3	4,8	10
Pb	130	5,7	15,2	12,8	12
W—Mo	80	0,3	7,9	4,9	21
Ni	20	0,0	2,6	1,8	—

Среднеарифметическая погрешность отдельного определения вычисляется по формуле

$$\Theta = \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - y_i|}{\sqrt{2n(n-1)}}. \quad (8.2)$$

Погрешность на экзамене определяется по числу неправильных ответов на известном материале, не включенном в выборку при построении уравнений регрессии.

Помимо анализа региональных геофизических параметров на- ми также исследованы частоты встречаемости месторождений и рудопроявлений, объединенных в базальтофильную и гранитофиль- ную группы, в локальных аномалиях гравитационного и магнит- ного полей Казахстана различной интенсивности (рис. 59). При уровне значимости, равном 0,05, часть плоскости $\eta_g(\Delta g_{лок}, \Delta T_{лок}) < 2\%$ и $\eta_b(\Delta g_{лок}, \Delta T_{лок}) < 2\%$ является критической об- ластью. Содержательная связь локальных аномалий этих полей, а также некоторых других геофизических данных с размещением эндогенного оруденения доказана многими работами.

На основании корреляционного анализа региональных геофи- зических, глубинных и магматических параметров, с одной сто- роны, и условных запасов,— с другой, а также локальных геофи- зических аномалий и распределения месторождений и рудопрояв- лений сделаны следующие выводы.

Площади, перспективные на сидерофильное оруденение, ха- рактеризуются в региональном плане повышенными значениями гравитационного и магнитного полей, а также повышенными ско- ростями распространения сейсмических волн; на халькофильное оруденение — пониженным гравитационным, повышенным маг- нитным полями и средними значениями скоростей; на литофильт- ное оруденение — пониженным гравитационным и нормальным (иногда повышенным) магнитным полями, пониженными значе-ниями скоростей и в среднем большими по сравнению с предыду- щим мощностями земной коры.

Устанавливается отчетливая линейная зависимость между расположением полезных ископаемых, с одной стороны, параметров глубинного строения и плутонического магматизма,— с другой (сводные коэффициенты корреляции достигают величин 0,80—0,85). Только никель из группы сидерофильных, медь и золото из

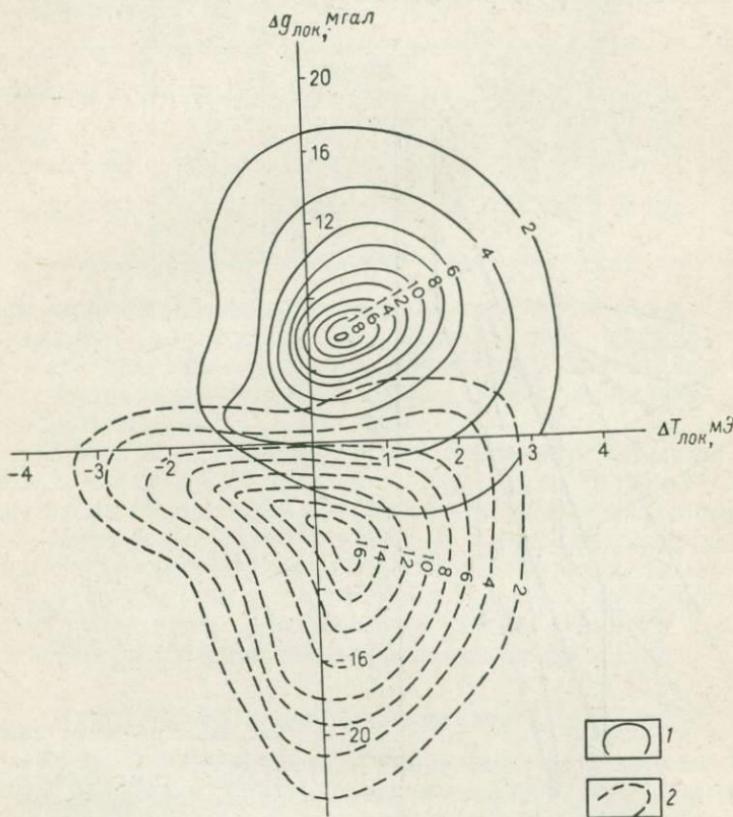


Рис. 59. Изолинии частот встречаемости месторождений и рудопроявлений.
1 — базальтофильная группа (Fe, Ni, Cu, Pb), 2 — гранитофильная группа (W, Mo)

халькофильных непосредственно и значимо связаны с глубинными параметрами земной коры, лиофильная (частично халькофильная) группа связана с этими параметрами только косвенно через плутонический магматизм. При этом повышенное содержание никеля, меди и золота приурочено к геоблокам с повышенной мощностью базальтового слоя, превышающей мощность гранитометаморфического слоя ($K_b > 1$), для халькофильных элементов (Cu, Au) характерно приближение внутренней границы к дневной поверхности (до 14—16 км), для никеля ее положение без-

различно; никель, кроме того, приурочен к зонам погружения поверхности М (рис. 60).

Распределение железа и марганца из группы сидерофильных элементов контролируется каледонскими гранитоидами; железо значимо связано с габбро-диоритами; никель контролируется габбро-диоритами, частично поясами гипербазитов и (возможно, пространственно) позднегерцинскими гранитоидами.

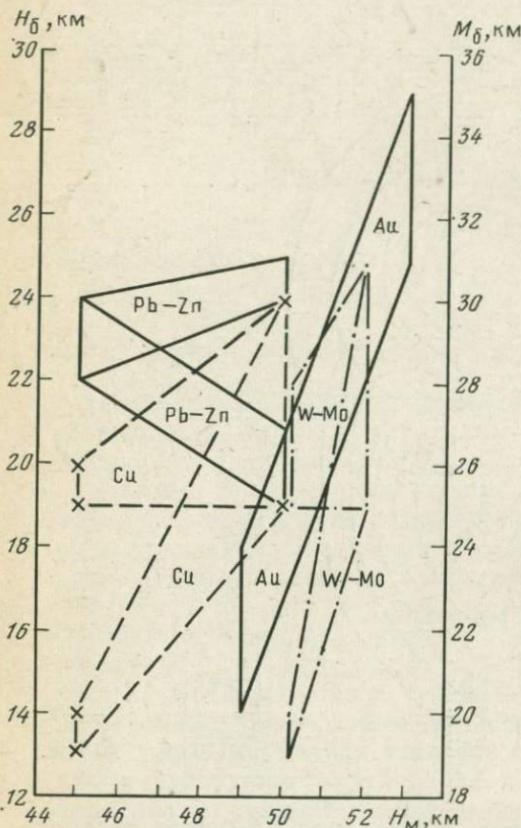


Рис. 60. Диаграмма соотношения распределения группы сидерофильных, халькофильных и литофильных месторождений и рудо-проявлений с глубинными параметрами земной коры

Золото и медь из группы халькофильных элементов связаны с каледонскими гранитоидами, причем наибольшей величины достигает парный коэффициент ($\rho \approx 0,80$); медь, кроме того, контролируется гранодиоритами ($\rho \approx 0,60$) и раннегерцинскими гранитоидами ($\rho \approx 0,55$); свинец значимо связан с раннегерцинскими гранитоидами ($\rho \approx 0,43$) и гранодиоритами.

Группа литофильных элементов (вольфрам и молибден) контролируется в основном позднегерцинскими гранитоидами ($\rho \approx 0,50$).

В соответствии со значениями $\Delta g_{\text{лок}}$ и $\Delta T_{\text{лок}}$ любая точка на поверхности исследуемой территории может принадлежать: а) ба-

зальтофильной группе ($\eta_r < 2\%$, $\eta_b > 2\%$), б) гранитофильной группе ($\eta_r > 2\%$, $\eta_b < 2\%$), в) обеим группам ($\eta_r > 2\%$, $\eta_b > 2\%$). При $\eta_r < 2\%$, $\eta_b < 2\%$ точка находится в безрудной зоне.

Указанные выше сведения представлены в табл. 25.

Таблица 25

Типы зоны оруденения	η_r	η_b	H_M	H_b	M_b	K_b
Фемический	$< 2\%$	$> 2\%$	42—44 46—49	20—22 22—24	18—20 24—26	1,0 1,2—1,4
Сиалический	$> 2\%$	$< 2\%$	50—52	20—22	30—32	1,6—1,8
Фемически-сиалический	$\eta_b > \eta_r$	$> 2\%$	48—50	14—16	34—36	2,3—2,4
Сиалически-фемический	$\eta_r > \eta_b$	$> 2\%$	49—51	29—22	26—28	1,3—1,4

Таким образом, каледонский металлогенический цикл в Казахстане в основном характеризовался образованием месторождений железа, марганца, никеля, золота, раннегерцинская эпоха — образованием месторождений меди и свинца, а позднегерцинская эпоха — редких металлов.

Образование месторождений и рудопроявлений сидерофильных элементов в каледонском цикле, очевидно, было приурочено к начальному этапу геосинклинального развития каледонид, когда преvalируют подкоровые базальтоидные источники рудообразования. В герцинском металлогеническом цикле наблюдается смещение состава оруденения с возрастом от халькофильных до литофильных элементов, характерных для орогенной стадии развития, что в целом соответствует существующим представлениям.

Прогнозно-металлогенические схемы

Построению прогнозно-металлогенических схем должно предшествовать разбиение анализируемого геологического пространства A_l и каждого геоблока на элементарные ячейки a_{ij} , где i — номер строки, j — номер столбца (пространственные координаты ячейки).

В геологическом пространстве априори выделяются эталонные подпространства A^s и конкретные подпространства A^k (по Г. И. Карапаеву). В соответствии с числом l_s анализируемых полезных ископаемых находится и число типов эталонных подпространств s . При этом $A^s \bigcup_{s=1}^l A^k = A_l$, $A^s \bigcap_{s=1}^l A^k = \emptyset$, $A^s \cap A^k = \emptyset$, $\bigcap_{s=1}^l A^s = \emptyset$, т. е. эталонные и конкретные подпространства для одного полезного ископаемого не пересекаются и в объединении дают анализируемое геологическое пространство; эталонное и конкретное подпространства для нескольких полезных ископаемых

пересекаются, так как эталонное подпространство для одного полезного ископаемого может быть конкретным подпространством для другого; эталонные подпространства для различных полезных ископаемых могут пересекаться.

Для построения прогнозно-металлогенических схем на основе выявленных информативных комбинаций m глубинных, магматических и геофизических параметров (различных для разных полезных ископаемых) могут использоваться три взаимодополняющих подхода.

1. Определение величин условных запасов проводится по информативным линейным уравнениям регрессии в элементарных ячейках a_{ij} , расположенных в пределах конкретных геоблоков. Регрессионная связь между изучаемыми параметрами, полученная на эталонных объектах, распространяется только на идентичные геоблоки. Каждой ячейке ставится в соответствие то или иное полезное ископаемое, только если его значение, полученное по уравнению регрессии, превышает среднеквадратическую ошибку единичного определения не менее чем в 2—2,5 раза (табл. 24).

2. По величинам локальных аномалий гравитационного $\Delta g_{лок}$ и магнитного полей $\Delta T_{лок}$ (см. рис. 59) и соответствующим значениям глубинных параметров выделяются зоны оруденения четырех типов: фемического (базальтофильная группа), сиалического (гранитофильная группа), фемически-сиалического и сиалически-фемического. Исходные данные для отнесения элементарной ячейки a_{ij} к тому или иному типу приведены в табл. 25.

3. По алгоритмам распознавания образов с учителем «Порог» «Тупиковые тесты» (в обучении один класс), «Комплекс», «Образ-3» (в обучении соответственно до девяти-десяти классов) производится классификация элементарных ячеек a_{ij} относительно эталонного материала A^3 , выбранного отдельно для каждой геосистемы.

Любой элементарной ячейке a_{ij} по описывающим ее признакам в результате использования указанных методик ставится в соответствие l_s -мерный вектор, компонентами которого являются рассматриваемые полезные ископаемые. Степени близости каждой ячейки к тому или иному образу (полезному ископаемому) ранжируются по их величинам, в зависимости от которых ячейка считается однometальной (монометальной), двухметальной и т. д. (полиметальной).

Путем объединения (или оконтуривания) по площади однотипных ячеек могут быть построены прогнозно-металлогенические схемы. Очевидно, что используемые нами глубинные, геофизические и магматические параметры и применяемый математический аппарат дают возможность решить задачу только региональной металлогенической оценки территории. Несмотря на схематичность таких оценок их конструктивной отличительной особенностью наряду с распределением ассоциаций полезных ископаемых является учет глубинного строения земной коры и плутоно-магматических формаций, как выходящих на дневную по-

верхность, так и скрытых на глубине и выявленных по геофизическим данным.

Нам такой подход представляется целесообразным исходя из следующих соображений.

1. Задача металлогенического анализа представляет собой формализованное моделирование сложной системы — распределения рудных месторождений в конкретном районе. Вероятностный (стохастический) характер поведения этой системы определяется тем, что размещение месторождений подчинено сумме большого числа детерминированных и случайных факторов. Большое число случайных факторов, влияние которых усиливается их тесной взаимосвязью — есть существенная и принципиально неустранимая черта рассматриваемой системы (Менакер, 1970). Замена многомерной геологической задачи набором одномерных, даже квалифицированных решений в этих условиях неравноцenna. Наиболее оптимальным будет решение, полученное с использованием аппарата, учитывающего указанную специфику.

2. В основу такого анализа могут быть положены количественно оцениваемые параметры: геофизические поля, глубинное строение земной коры, количественные характеристики магматических формаций, разломной тектоники, которые с помощью соответствующего аппарата обрабатываются совместно с учетом их взаимосвязей.

3. Формализация рассматриваемой задачи, использование количественных параметров и оценок предполагает дальнейшую автоматизацию процесса металлогенического районирования.

4. Целесообразность такого подхода подтверждается также принципиальным совпадением известных в Казахстане прогнозно-металлогенических схем по хорошо изученным регионам с полученными данными, основанными на формальном анализе материалов.

Подчеркнем, что в результате проведенных исследований на территории Казахстана в пределах площадей, перекрытых чехлом рыхлых отложений небольшой мощности, значительно расширены потенциальные перспективы на свинец, медь, железо, никель, вольфрам, молибден.

Полученный материал подтверждает тесную связь металлогенической специализации выделяемых зон с глубинным строением земной коры и верхней мантии, а также с пространственным положением, количеством и составом интрузивного магmatизма региона, а следовательно, и с определенными этапами геологического развития зон (геосинклинальным, орогенным, внегеосинклинальным, тектоно-магматической активизацией).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Количественные методы анализа комплекса геолого-геофизических данных для региональных глубинно-тектонических построений, охватывающие все этапы вплоть до получения геологических заключений, еще не получили широкого распространения. Применение математических методов в геологии пока ограничено, еще не все задачи могут быть формализованы, не для всех формализованных задач разработан аппарат, не решен целый ряд методических вопросов. Однако интерес к такому подходу несомненен, он подтверждается нарастающим числом публикаций, затрагивающих отдельные вопросы этой многогранной проблемы и демонстрирующих ее практическую целесообразность.

Разнообразие тектонических структур Казахстана по возрасту и типам развития, а также степень его геофизической изученности таковы, что разработанные здесь методы изучения глубинного строения и глубинно-геофизического районирования могут быть с успехом использованы и в других регионах Советского Союза.

По данным взрывной и невзрывной сейсмологии, региональной электроразведки и характеру гравитационного, магнитного и теплового полей изучено глубинное строение земной коры Казахстана, построены схемы рельефа поверхностей M , фундамента, а также внутренкой поверхности, состава (показателя основности) земной коры, выделены различные типы коры, выявлены основные закономерности их взаимоотношений и связь с поверхностными структурами, в частности, преимущественно несогласное залегание указанных поверхностей между собой. Намечены критерии выделения геоблоков и разломов, подчеркнута унаследованность тектонического развития территории, установлено направленное развитие процессов гранитизации в сторону омоложения возраста складчатости. Проанализированы основные причины, влияющие на характер гравитационного поля для разных типов и возрастов структур, подтверждено наличие плотностных неоднородностей в верхней мантии и показано их распределение, а также роль изостазии в современной тектонике Казахстана.

По результатам совместного анализа формального и содержательного этапов исследований, на основе комплексных ассоциаций глубинных и геофизических признаков построена схема глубинно-тектонического районирования Казахстана, установлены закономерности пространственного размещения геоблоков, разломов и латерального распределения плутонического магматизма в зависимости от глубинного строения земной коры и типа геоструктур.

Проанализирована количественная и содержательная связь распределения полезных ископаемых (сидерофильной, халькофильной и литофильной групп) с геофизическими, глубинными и магматическими параметрами земной коры.

Несмотря на ряд нерешенных вопросов формального и содержательного характера, трудностей и возможных тупиковых путей, математические методы сыграют значительную роль в дальнейшем развитии геологии. В настоящее время на первый план выдвигается создание общей теории количественного анализа комплекса геолого-геофизических данных, актуальной для всех масштабов геофизических съемок. Однако независимо от наличия общей теории уже реализуется системный подход к количественному анализу данных, включающий автоматизацию всех его этапов с использованием современных средств вычислительной математики и техники. Такое использование мощных современных средств, несомненно, имеет большое народнохозяйственное значение, так как позволит повысить геологическую и экономическую эффективность соответствующих работ.

Наконец, реализация подхода, основанного на использовании комплекса признаков, имеет смысл только при наличии представительной геофизической информации. Поэтому представляется крайне необходимым резкое усиление полевых региональных исследований, направленных на изучение глубинного строения земной коры, в том числе ГСЗ, МОВЗ, МЗ, гравиразведки, магниторазведки, терморазведки и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А. А. Геология Мугоджар (стратиграфия, тектоника, магматизм). Автореф. дис. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минер. наук. Алма-Ата, изд. Каз. политехн. ин-та, 1971. 60 с.
- Абдулин А. А., Новохатский И. П., Щерба Г. Н. Доорогенная металлогения эв-геосинклиналей (к итогам 8-го Всесоюзного металлогенического совещания).—«Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1976, № 6, с. 86—87.
- Абрамович И. И., Груза В. В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., «Недра», 1972. 238 с. с ил.
- Айзерман М. А., Браверман Э. М., Розоновэр Л. И. Метод потенциальных функций в теории обучения машин. М., «Наука», 1970. 384 с. с ил.
- Актуалистическая геолого-геофизическая модель континентальной литосферы и металлогении (на примере Казахстана).—В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., изд. Гос. комитета по науке и технике, 1976, с. 31—33. Авт.: Ю. А. Волож, В. И. Гольдшмидт, Л. А. Невзнер и др.
- Алгоритмы и программы для обработки геолого-геофизических данных на ЭВМ «Минск-2 (22)». Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1971. 358 с. с ил.
- Алгоритмы и программы для обработки геолого-геофизических данных на ЭВМ «Минск-2 (22)», вып. 2. Под ред. В. И. Гольдшмидта. Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1973. 399 с. с ил.
- Алексеев А. С., Лаврентьев М. М. О некоторых математических проблемах геофизики.—«Математические проблемы геофизики», вып. I. Новосибирск, 1969, с. 7—18.
- Альмуханбетов Д. Электромагнитное зондирование в Казахстане. Алма-Ата, «Наука», 1972. 211 с. с ил.
- Андреев А. П. Возможности гравиметрии при изучении глубинного строения земной коры Казахстана и солянокупольных структур Прикаспийской впадины. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., изд. Всесоюз. заочного политехн. ин-та, 1971. 28 с.
- Андреев А. П., Кунин Н. Я. Глубинное сейсмическое зондирование и вопросы изостазии.—«Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1973, № 8, с. 72—79 с ил.
- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., «Недра», 1965. 495 с. с ил.
- Антоненко А. Н., Дубровин Г. К. Строение земной коры и верхней мантии в северной части Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования.—«Труды ИГН АН КазССР», т. 21. Алма-Ата, «Наука», 1967, с. 3—17 с ил.
- Антоненко А. Н., Дубровин Г. К. Особенности строения верхней мантии Мугоджар.—В кн.: Земная кора Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 22—28 с ил.
- Аронов В. И. Основные вопросы теории и практики обработки аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. докт. физ.-мат. наук. М., изд. ИФЗ АН СССР, 1972. 37 с.
- Аронов В. И., Водолазский В. Н. Повышение точности прогнозных структурных карт.—«Математические методы в геологии», № 8—9. М., изд. ВИЭМС, 1972, с. 1—5 с ил.
- Аширов Т., Дубровский В. Г., Смирнов Я. Б. Геотермические и геоэлектрические исследования в Южно-Каспийской впадине и природа слоя повышенной проводимости.—«Докл. АН СССР», 1975, т. 226, № 2, с. 401—404.
- Бабак В. И. Новейшая структура Казахского щита.—«Геотектоника», 1969, № 6, с. 86—99 с ил.
- Белов Ю. П., Большаков Б. Е. Математическое моделирование земной коры и отдельных ее характеристик по геологической и геофизической информации.—В кн.: Верхняя мантия. М., «Наука», 1970, с. 275—285 с ил.
- Белоусов В. В. Некоторые общие проблемы строения и развития земной коры.—В кн.: Доклады сов. геологов на XXII сессии. М., «Наука», 1964, с. 7—21 с ил.

- Белоусов В. В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с. с ил.
- Белоусов В. В.** Основы тектоники. М., «Недра», 1975. 262 с. с ил.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Круглякова Г. И.** О строении земной коры и верхней мантии в свете магнитометрических исследований.— В кн.: Верхняя мантия. М., «Наука», 1970, с. 98—104 с ил.
- Беляевский Н. А.** Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974, 280 с. с ил.
- Беляшов Д. Н.** К вопросу разграничения пространственно упорядоченных совокупностей случайных величин.— В кн.: Материалы 2-ой научно-теоретической конференции молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск, изд. Мингео КазССР, 1970, с. 218—219.
- Беляшов Д. Н.** Разграничение геологических совокупностей.— В кн.: Математизация и автоматизация в геологических исследованиях. Л., изд. Мингео СССР, 1972, с. 26—28.
- Бердун Т. А., Воронин Ю. А.** Общие вопросы районирования в теоретической геологии. Изд. ВЦ АН СССР, Сибирское отделение, Новосибирск, 1975. 16 с.
- Березкин В. М., Букетов А. П.** Применение гармонического анализа при обработке гравитационных данных.— «Прикладная геофизика», вып. 46. М., «Недра», 1965, с. 161—166 с ил.
- Берлянд Н. Г.** Математические методы интерпретации геомагнитного поля.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1974, № 5, с. 96—112.
- Берлянд Н. Г., Розе Е. Н.** Применение корреляционного анализа для районирования потенциальных полей.— «Геомагнетизм и аэрономия», 1971, т. 11, № 2, с. 313—379 с ил.
- Беспалов В. Ф.** Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука», 1971. 362 с. с ил.
- Беспалов В. Ф.** Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1:1500 000 (объяснительная записка). Алма-Ата, «Наука», 1975. 160 с. с ил.
- Беспалов В. Ф.** Тектонические покровы в Центральном Казахстане.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 227, № 3, с. 676—679 с ил.
- Боголепов К. В.** О количественных основах тектонического районирования.— «Геология и геофизика», 1976, № 3, с. 12—22.
- Боннер Р. Е.** Некоторые методы классификации.— В кн.: Автоматический анализ сложных изображений. М., «Мир», 1969, с. 205—230.
- Борисов А. А.** Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 304 с. с ил.
- Боровко Н. Н.** Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., «Недра», 1971. 173 с. с ил.
- Бугаец А. Н., Мацак В. Н., Дворниченко Г. К.** Алгоритмы и программы решения геологических задач на ЭВМ «Минск-2». Алма-Ата, изд. Каз. ин-та минер. сырья, 1968. 97 с.
- Булах Е. Г.** Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий. Киев, «Наукова думка», 1973. 111 с. с ил.
- Бунге В.** Теоретическая география. М., «Прогресс», 1967. 279 с. с ил.
- Вапник В. Н., Лернер А. Я.** Узнавание образов при помощи обобщенных портретов.— «Автоматика и телемеханика», 1963, № 6, с. 12—25 с ил.
- Варганов В. Г.** О времени заложения Уральской палеозойской эвгесинклинали.— «Советская геология», 1975, № 11, с. 146—148.
- Ватлин Б. П.** Районирование земной коры по комплексу геофизических данных.— «Геология и геофизика», 1974, № 9, с. 133—137 с ил.
- Ватлин Б. П., Захарова Т. Л.** Районирование полей.— «Геология и геофизика», 1974, № 4, с. 91—97.
- Вентцель Е. С.** Теория вероятностей. М., «Наука», 1969. 576 с. с ил.
- Веселов К. Е.** Состояние и перспективы развития математических методов и вычислительной техники в гравиразведке и магниторазведке.— «Прикладная геофизика», вып. 67. М., 1972, с. 115—130.
- Волож Ю. А., Сапожников Р. Б., Циммер В. А.** Строение земной коры Прикаспийской впадины.— «Советская геология», 1975, № 11, с. 93—103 с ил.

- Вольновский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973. 208 с. с ил.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Универсальная схема аналитического описания сложных геологических тел.— В кн.: Математические методы в геологии и геофизике. Новосибирск, 1968, с. 21—35 с ил.
- Воронин Ю. А. Нурпесков М. Д. Об одном новом способе описания и классификации плоских геологических тел по ориентации, форме и f -составу. Тр. СНИИГИМС, вып. 79. Сер. Математические методы в геологии и геофизике. Новосибирск, 1968, с. 49—61 с ил.
- Воронин Ю. А., Козлова О. С. О математическом обеспечении ЭВМ для решения задач районирования.— В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поиске полезных ископаемых. Новосибирск, 1972, с. 180—199 с ил.
- Геология и математика. Отв. ред. Э. Э. Фотиади. Новосибирск, «Наука», 1967, 254 с. с ил.
- Геология и математика. Отв. ред. Э. Э. Фотиади. Новосибирск, «Наука», 1970. 224 с. с ил.
- Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., «Недра», 1969. 512 с. с ил.
- Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1964, № 4, с. 3—15 с ил. Авт.: А. П. Андреев, В. В. Бродовой, В. И. Гольдшмидт и др.
- Глубинное строение Прикаспийской впадины по данным сейсмических зондирований и некоторые вопросы ее происхождения.— «Труды ВНИГНИ», вып. 152. М., 1974, с. 29—48 с ил. Авт.: Н. Я. Куниц, Ю. А. Волож, В. А. Циммер, Г. И. Семенова.
- Глубинное строение территории юго-западного Алтая по сейсмологическим данным.— «Советская геология», 1969, № 4, с. 97—109 с ил. Авт.: Н. К. Буллин, Е. А. Проняева, В. И. Бубнова и др.
- Гольдшмидт В. И. Корреляционные связи различных геологого-геофизических параметров земной коры.— В кн. Применение математических методов в геологии. Алма-Ата, «Наука», 1968, с. 50—57.
- Гольдшмидт В. И. К вопросу о методике построения поверхности Мохоровичича.— «Советская геология», 1970, № 8, с. 131—136 с ил.
- Гольдшмидт В. И. Определение принадлежности геологических объектов при распознавании с эталонами одного класса.— В кн.: Методы разведочной геофизики, вып. 15. Л., «Недра», 1972, с. 28—35 с ил.
- Гольдшмидт В. И. Некоторые аспекты использования корреляционно-регрессионного анализа в региональных геолого-геофизических исследованиях.— В кн.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане, вып. 5. Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1973, с. 133—147 с ил.
- Гольдшмидт В. И. К вопросу об использовании статистических и эвристических методов при обработке геолого-геофизических данных.— В кн.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане, вып. 6. Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1973, с. 34—44 с ил.
- Гольдшмидт В. И. Обзорное глубинно-геофизическое районирование территории Казахстана с помощью математических методов.— В кн.: «Вопросы рудной геофизики в Казахстане, вып. 6. Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1973, с. 45—73 с ил.
- Гольдшмидт В. И. Количественный анализ металлогенических особенностей Казахстана в связи с глубинным строением и plutоническим магматизмом.— В кн.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане, вып. 6. Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1973, с. 74—88 с ил.
- Гольдшмидт В. И. Многомерный анализ глубинной структуры и металлогенеза Казахстана статистическими и эвристическими методами (по геолого-геофизическим данным). Автореф. дис. на соиск. учен. степени докт. геол.-минер. наук. М., изд. МГУ, 1975. 53 с.
- Гольдшмидт В. И. Состояние изостазии на территории Казахстана.— В кн.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане. Л., изд. НПО «Геофизика», 1976, с. 3—16 с ил.
- Гольдшмидт В. И. Системный подход к анализу геолого-геофизических материалов с использованием ЭВМ.— В кн.: Вопросы рудной геофизики в Казахстане. Л., изд. НПО «Геофизика», 1976, с. 36—48 с ил.

Гольдшмидт В. И., Андреев А. П., Эйдин Р. А. Методика изучения глубинных границ раздела земной коры Казахстана.—В кн.: Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., «Недра», 1969, с. 136—157 с ил.

Гольдшмидт В. И., Коноваленко А. И. Кодирование количественных параметров разностным методом.—В кн.: Алгоритмы и программы для обработки геолого-геофизических данных на ЭВМ «Минск-2 (22)». Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1971, с. 5—11.

Гольдшмидт В. И., Ветренников А. В. Разделение геологического пространства по комплексу признаков (линейно-упорядоченное множество).—В кн.: Алгоритмы и программы для обработки геолого-геофизических данных на ЭВМ «Минск-2(22)». Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1971, с. 133—165 с ил.

Гольдшмидт В. И., Ветренников А. В. Разделение геологического пространства по комплексу признаков (на плоскости).—В кн.: Алгоритмы и программы для обработки геолого-геофизических данных на ЭВМ «Минск-2 (22)». Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1971, с. 166—188 с ил.

Гольдшмидт В. И., Ветренников А. В. Автоматическая классификация объектов.—В кн.: Алгоритмы и программы для обработки геолого-геофизических данных на ЭВМ «Минск-2(22)». Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1971, с. 205—225 с ил.

Гольдшмидт В. И., Непомнящих И. А. Формирование признакового пространства при подготовке материалов к решению задач распознавания образов на ЭВМ.—В кн.: Методы разведочной геофизики, вып. 15. Л., «Недра», 1972, с. 45—48.

Гольдшмидт В. И., Андреев А. П., Кузьмин Ю. И. Номографические способы экспресс-интерпретации аномалий гравитационного поля. Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1972. 90 с. с ил.

Гольдшмидт В. И., Еремина Л. И. Множественная нелинейная корреляция.—В кн.: Алгоритмы и программы для обработки геолого-геофизических данных на ЭВМ «Минск-2 (22)». Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1973, с. 82—156 с ил.

Гольдшмидт В. И., Ветренников А. В. Проверка стационарности процесса по множеству реализаций.—В кн.: Алгоритмы и программы геолого-геофизических данных на ЭВМ «Минск-2 (22)». Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1973, с. 157—178 с ил.

Гольдшмидт В. И., Беляшов Д. Н. Математические методы при прогнозно-металлогенических исследованиях (на примере Рудного Алтая). Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1975. 82 с. с ил.

Гольцман Ф. М. Статистические модели интерпретации. М., «Наука», 1971. 328 с. с ил.

Горбунов П. Н. Методика исследования статистической структуры геофизических полей на ЭВМ с целью районирования и комплексной геологической интерпретации. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук. М., изд. ВНИИГеофизика, 1973. 21 с.

Григ Д. Районы модели, классы.—В кн.: Модели в географии. М., «Прогресс», 1971, с. 175—211 с ил.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963. 263 с. с ил.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 280 с. с ил.

Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. И., Крендельев Ф. П. Об одном принципе классификации и прогноза геологических объектов и явлений.—«Геология и геофизика», 1968, № 5, с. 50—64 с ил.

Дорофеюк А. А. Обучение машины распознаванию образов без поощрения.—В кн.: Вопросы технической кибернетики. М., «Наука», 1966, с. 102—116.

Дубов Р. И. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минер. наук. Иркутск, изд. Ин-та геохимии, 1969. 51 с. с ил.

Дядюра В. А. Математическое и техническое обеспечение процесса интерпретации данных гравитационных наблюдений. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук. М., изд. Ин-та физики Земли АН СССР, 1969. 31 с.

Жданов М. С., Шрайблман В. И. Корреляционный метод разделения геофизических аномалий. М., «Недра». 1973, 128 с. с ил.

Жеваго В. С. Основные закономерности в распределении тепла в верхней части земной коры на территории Казахстана.—В кн.: Региональные гидрогеологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, «Наука», 1968, с. 158—173 с ил.

Жеваго В. С. Тепловой поток и связь его со строением и развитием тектонической структуры в Казахстане.—Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, № 3, с. 34—41 с ил.

Захарова Т. Л. Реализация на ЭВМ алгоритма построения формы связи между геологическими и геофизическими элементами.—«Геология и геофизика», 1965, № 5. 103—108 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976. 231 с. с ил.

Изотова Е. Б. Направленный подбор при решении обратных задач геофизики.—«Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1974, № 4, с. 50—58 с ил.

Изучение глубинного строения земной коры Мугоджар с использованием энергии промышленных взрывов. «Информ. сб. научно-исследоват. работ». Алма-Ата, «Наука», 1975, с. 130—133 с ил. Авт.: Антоненко А. Н., Сергеев О. В., Неверова Н. П., Черманов С. Б.

Интерпретация геофизических полей на основе построения двухмерных автокорреляционных функций и самообучающихся фильтров.—«Прикладная геофизика», вып. 72. М., «Недра», 1973, с. 165—175 с ил. Авт.: О. А. Демидович, Г. В. Демура, А. А. Никитин, А. Г. Тархов.

Каратаев Г. И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, «Наука», 1966. 135 с. с ил.

Каратаев Г. И. Методика комплексной геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, «Наука», 1973. 167 с. с ил.

Каюпов А. К. Основные закономерности размещения месторождений металлических полезных ископаемых в Казахстане.—«Вестник АН КазССР», 1971, № 8, с. 3—9.

Козленко В. Г. Интерпретация методом моделирования данных КМПВ и гравиметрии в Днепропетровском грабене.—«Геофизический сборник», вып. 66. Киев, «Наукова думка», 1975, с. 37—47 с ил.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра». 1969, 616 с. с ил.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., «Недра». 1974, 216 с. с ил.

Кравцов Г. Г. Алгоритм модифицированного двойственного симплекс-метода и его использование в геофизике.—«Применение ЭВМ в геологии», вып. I. Л., изд. ЛГИ, 1971, с. 3—14.

Кравцов Г. Г., Сегалович В. И. Методика подбора геолого-структурных моделей по заданному полу силы тяжести с помощью укрупненных многогранных элементов.—«Записки Ленинградского горного ин-та», т. 69, вып. 2. Л., изд. ЛГИ, 1976, с. 83—91 с ил.

Кругиховская З. А. Магнитные аномалии земных глубин.—«Геофизический сборник», вып. 64. Киев, «Наукова думка», 1975, с. 93—95.

Кузебный В. С., Ревякин П. С. Закономерности размещения эндогенного оруденения Юго-Западного Алтая в связи с особенностями глубинного строения.—«Советская геология», 1975, № 7, с. 137—144 с ил.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.—«Геология и геофизика», 1967, № 10, с. 108—121 с ил.

Кузьмин Ю. И. Расчет поля силы тяжести, его вторых производных, а также составляющих аномального магнитного поля для трехмерных тел на ЭЦВМ «Минск-2». Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1966. 52 с. с ил.

Кузьмин Ю. И. Программа решения обратной задачи гравиразведки на ЭЦВМ «Минск-2». Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1967. 105 с. с ил.

Кунин Н. Я. Тектоника северной части Туранской плиты и комплексирование геофизических методов при исследованиях нефтегазоносных территорий. Авт-реф. дис. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минер. наук. М., изд. ВНИГНИ, 1971. 58 с.

Кунин Н. Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М., «Недра», 1972. 272 с. с ил.

Кунин Н. Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М., «Недра», 1974. 263 с. с ил.

- Курсыев А. К.* О тонкой слоистости и стратификации земной коры.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1974, № 3, с. 52—64 с ил.
- Кутас Р. И.* Тепловое поле.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, «Наукова думка», 1975, с. 28—34 с ил.
- Леонов Ю. Г., Шолло В. Н.* О некоторых методологических вопросах применения математических методов в геологии.— «Геология и геофизика», 1973, № 4, с. 76—84.
- Ломтадзе В. В.* Программа «Образ-3» классификации объектов по комплексу признаков. Л., изд. ВИРГ, 1967. 31 с.
- Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 278 с. с ил.
- Менакер Г. И.* Координаты рудных месторождений в физических полях как основа для модели регионального металлогенического районирования Юга Забайкалья.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 4, с. 889—892 с ил.
- Металлогенический* анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. Под ред. Е. Т. Шаталова. М., «Недра», 1972. 295 с. с ил. Авт.: Е. Т. Шаталов, А. В. Орлов, И. Н. Томсон, Р. М. Константинов.
- Металлогеническое* районирование Казахстана.— «Вестник АН КазССР», 1969, № 1, с. 3—7 с ил. Авт.: Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов, В. Г. Ляпичев и др.
- Непомнящих И. А., Шабалдин В. Н., Ветренников А. В.* Алгоритмы и программы решения прямых и обратных задач геофизики и пересчета полей. Отв. ред. В. И. Гольдшмидт. Алма-Ата, изд. КазВИРГ, 1974. 209 с. с ил.
- Пейве А. В.* Горизонтальные движения земной коры и принцип уснаследованности.— «Геотектоника», 1965, № 1, с. 30—37 с ил.
- Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 8—24 с ил.
- Перфильев Л. Г.* Гармонический анализ и синтез с преобразованием спектров на ЭЦВМ «Минск-2». Алма-Ата, изд. Мингео КазССР, 1967. 42 с. с ил.
- Поляк Б. Г., Смирнов Л. Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— «Геотектоника», 1968, № 4, с. 3—19 с ил.
- Программы «Голотип»* для решения задач распознавания образов. Алма-Ата, изд. Центр. геоф. экспед. Южно-Каз. террит. геол. управления, 1968. 96 с. с ил. Авт.: Ю. А. Воронин, Г. Н. Карапаева, Л. А. Сигал, Е. Н. Эпштейн.
- Раст Н.* Зарождение, подъем и становление магм.— В кн.: Механизм интрузий. М., «Мир», 1972, с. 284—310 с ил.
- Резанов И. А.* Земная кора. М., «Наука», 1974. 160 с. с ил.
- Рингвуд А. З., Грин Д. Х.* Изучение фазовых переходов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Наука», 1972, с. 574—588 с ил.
- Родионов Д. А.* Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968. 158 с. с ил.
- Родоман Б. Б.* Районирование как средство географической характеристики, его логические формы и изображение на карте. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. географ. наук. М., изд. МГУ, 1966. 25 с.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Химический состав земной коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 192—206 с ил.
- Сейсмические* модели земной коры основных геоструктурных зон западной части Туранской плиты и прилегающих впадин.— «Прикладная геофизика», вып. 72. М., «Недра», 1976, с. 115—124. Авт.: Н. Я. Кунин, Г. И. Семенова, В. А. Циммер, В. Г. Чистяков.
- Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т.* Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., «Наука», 1967, с. 55—78 с ил.
- Скорикова М. Ф.* О возможностях определения плотности в земной коре по значениям граничных скоростей.— «Геология и геофизика», 1966, № 8, с. 101—103 с ил.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. Изд. 2-е. М., «Недра», 1969, 6—86 с. с ил.
- Смирнов В. И.* Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 245—253 с ил.

- Смирнов В. И.** Предисловие.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., «Наука», 1975, с. 3—6.
- Старostenko B. I., Дядюра B. A., Заворотко A. H.** Об интерпретации гравитационного поля методом подбора.— «Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли», 1975, № 4, с. 78—85 с ил.
- Страхов B. H.** О путях построения математической теории интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.— «Прикладная геофизика», вып. 35. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 95—128.
- Страхов B. H.** О состоянии и задачах математической теории интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1970, № 5, с. 112—119.
- Страхов B. H.** К вопросу о единственности решения плоской обратной задачи теории потенциала.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1972, № 7, с. 38—49 с ил.
- Страхов B. H., Лапина M. I.** Приближенная эквивалентность и ее использование при решении прямой и обратной задач гравиметрии и магнитометрии.— «Прикладная геофизика», вып. 8. М., «Недра», 1975, с. 149—176 с ил.
- Тарков A. P.** Глубинное строение основных планетарных структур по геофизическим данным. Воронеж, изд. Воронежского ун-та, 1970. 57 с. с ил.
- Тарков A. P.** Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М., «Недра», 1974. 172 с. с ил.
- Теосев A. B.** Алгоритмы и методы распознавания образов. Обзор. М., ОНТИ ВИЭМС. Серия 11, 1974. 59 с. с ил.
- Тектоническое строение Казахстана** (по геофизическим данным). Алма-Ата, «Наука», 1975. 168 с. с ил. Авт.: Г. Р. Бекжанов, В. Н. Любецкий, Л. Д. Полевая и др.
- Типы структурно-металлогенических зон** (на примере Казахстана).— В кн.: Материалы к VI Всесоюзному металлогеническому совещанию. Владивосток, 1971, с. 29—31. Авт.: Ш. Е. Есенов, А. К. Каупов, В. Г. Ли и др.
- Тихонов A. H.** О регуляризации некорректно поставленных задач.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 1, с. 49—52.
- Тихонов A. H., Гласко B. B.** О применении метода регуляризации в задачах геофизической интерпретации.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1975, № 1, с. 38—48 с ил.
- Уразаев B. M., Воларович M. P., Курскеев A. K.** Физические свойства горных пород в глубинных термодинамических условиях. Алма-Ата, «Наука», 1973. 203 с. с ил.
- Ушаков C. A., Красн M. C.** Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Наука», 1972. 158 с. с ил.
- Федынский B. B.** Разведочная геофизика. Изд. 2-е. М., «Недра», 1967. 672 с. с ил.
- Хамрабаев I. X.** Проблема связи Урала и Тянь-Шаня по новым данным петролого-металлогенических и геофизических исследований.— В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 11—28 с ил.
- Характеристика геологических формаций Казахстана** (по геофизическим данным). Алма-Ата, «Наука», 1975. 272 с. с ил. Авт.: Г. Р. Бекжанов, В. Н. Любецкий, Л. П. Полевая, А. Ф. Углин.
- Херасков H. P.** Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., изд. АН СССР, 1963. 119 с. с ил.
- Хрычев B. A., Липская C. B., Углина A. A.** Строение земной коры Казахстана по данным ГСЗ.— «Советская геология», 1976, № 3, с. 71—84 с ил.
- Циммер B. A.** Глубинное геологическое строение Прикаспийской впадины по данным ГСЗ. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., изд. ВНИГНИ, 1972. 25 с.
- Шалаев C. B.** Геологическое истолкование геофизических аномалий с помощью линейного программирования. Л., «Недра», 1972. 141 с. с ил.
- Шейнман Ю. M.** Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с. с ил.
- Шлыгин E. D.** О сходстве тектонического рисунка Центрального Казахстана и Яно-Колымской складчатых областей.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», № 3, 1976, с. 1—12 с ил.

- Шлыгин Е. Д. О происхождении дугообразных структур Казахстана.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1976, № 6, с. 1—10 с ил.
- Шрайбман В. И. О неоднородности строения верхней мантии на западе Средней Азии.— «Советская геология», 1967, № 8, с. 101—106 с ил.
- Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964. 888 с. с ил.
- Щеглов А. Д. Металлогенез срединных массивов. Л., «Недра», 1971. 148 с. с ил.
- Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука», 1970. 183 с. с ил.
- Юдин Д. Б., Гольштейн Е. Г. Линейное программирование. Теория, методы и приложения. М., «Наука», 1969. 424 с. с ил.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ 6	
Глава 1. Количественный анализ структуры поля и его трансформации. 8	
Методы количественного анализа поля и районирования	8
Трансформация поля	13
Глава 2. Моделирование геологической среды (решение прямых и обратных задач гравиразведки)	15
Метод подбора (итерационное моделирование)	16
Решение обратных задач классическими и статистическими методами .	26
Роль априорной информации	43
Построение первого приближения модели	45
Глава 3. Формальная постановка задач многомерного анализа геолого-геофизической информации и применяемый математический аппарат	46
Формальный анализ признакового пространства	47
Формальная постановка задач районирования, классификации и диагноза.	52
Алгоритмы районирования, классификации и диагноза	58
ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КАЗАХСТАНА 71	
Глава 4. Региональные геофизические исследования в Казахстане	72
Глубинные сейсмические исследования	72
Гравиметрические исследования	79
Аэромагнитные исследования	85
Электроразведочные исследования	90
Термометрические исследования	92
Глава 5. Комплексный анализ региональных геофизических материалов в Казахстане	95
Исследование зависимости между гравитационным полем, дневным рельефом и поверхностью М по сейсмическим данным	95
Анализ полученных зависимостей и построение поверхности М	120
Плотностная неоднородность глубинных слоев земной коры и верхней мантии	126
Исследование внутренковой дифференциации	132
218	

АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ЦЕЛЬЮ ГЛУБИННО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА	145
Глава 6. Формализованное районирование территории по комплексу глубинных и геофизических параметров и построение разрезов	145
Признаковое пространство и его анализ	145
Формализованное районирование территории	151
Построение схематических геолого-геофизических разрезов	157
Глава 7. Содержательное районирование и комплексная геолого-геофизическая характеристика основных геотектонических элементов Казахстана	164
Комплексная геолого-геофизическая характеристика глубинной структуры геоблоков	170
Статистический анализ схем глубинно-геофизического и тектонического районирования	191
Глава 8. Количественный анализ металлогенических особенностей Казахстана	192
Определение информативных комбинаций признаков и их связь с металлогенией	199
Прогнозно-металлогенические схемы	205
Заключение	208
Список литературы	210

ИБ № 1995

Владимир Иосифович Гольдшмидт

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДИКА
ИХ КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА

Редактор издательства Т. И. Борушко
Переплет художника А. Е. Генкель
Художественный редактор В. В. Шутько
Технические редакторы В. В. Соколова,
Л. Г. Лаврентьева
Корректор Е. С. Глуховская

Сдано в набор 21.06.78.
Подписано в печать 28.03.79. Т-05892.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 2
Гарнитура литер. Печать высокая.
Печ. л. 13,75. Уч. изд. л. 14,88.
Тираж 1300 экз. Заказ 573/6711—3.
Цена 2 р. 40 к.

Издательство «Недра». 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

2 р. 40к.

2953

НЕДРА