



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРИ

НОВОСИБИРСК-1981

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ
КОМПЛЕКСНЫХ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ
ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРИ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1981

Сборник посвящен комплексным геофизическим исследованиям в области глубинного строения, эволюции и динамики земной коры и верхней мантии. В нем отражены результаты научно-исследовательских работ Отдела потенциальных полей Института геологии и геофизики СО АН СССР за 1976-1980 гг. по изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии, по изучению современных движений и деформаций земной коры и временных изменений геофизических полей в районах Сибири, и по развитию палеомагнитных, геотермических и электромагнитных методов исследования глубинного строения Земли.

Сборник рассчитан на широкий круг исследователей: геофизиков, геологов, тектонофизиков, геодезистов и др.

Р е д к о л л е г и я:

Э.Э.Фотиади (отв. редактор), Антонов Ю.Н., Дучков А.Д.,
Есиков Н.П., Поспелова Г.А.,
Шарловская Л.А. (отв. секретарь)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии Сибири выполняются Отделом потенциальных полей Института геологии и геофизики СО АН СССР в соответствии со следующими основными разделами научного направления "Физика недр Земли":

1. Разработка теории, методики и аппаратуры геофизических исследований земной коры и верхней мантии потенциальных полей.

2. Изучение строения и современной динамики литосферы Сибири комплексом геофизических и геодезических методов.

Это деление в некоторой степени условно, поскольку теоретико-методические исследования, естественно, определяются актуальными задачами изучения структуры и динамики литосферы, ведутся применительно к условиям Сибири, а оценка их эффективности строится на основе результатов их применения для решения указанных задач. Поэтому многие методические разработки имеют специализированный характер, но наиболее крупные из них имеют научное и практическое значение, далеко выходящее за рамки проблемы строения и динамики литосферы Сибири.

По первому разделу исследования были направлены на решение следующих главных задач:

а) развитие методики комплексной интерпретации геофизических данных (преимущественно гравитационных и магнитных аномалий с использованием материалов ГСЗ) для решения задач региональной геологии – объемного тектонического районирования платформенных и складчатых областей, изучения генезиса и эволюции вещественного состава земной коры, металлогенического районирования и определения перспективных областей (зон) на поиски рудных месторождений разных типов, региональной геодинамической характеристики новейших структур Сибири;

б) развитие метода нестационарных искусственных электромагнитных полей в направлении повышения точности и глубинности изучения геоэлектрического разреза земной коры (в частности с использованием источников тока большей мощности), а также в распространении метода на изучение сред со сложной структурой;

в) развитие электромагнитных методов исследования скважин (в особенности – нефтяных) в части расширения круга методов и, соответственно, изучаемых свойств среды, в отношении повышения

качества диагностики коллекторов на основе использования частотно-геометрической фокусировки, исследования анизотропии электромагнитных свойств и выявления радиальной неоднородности пластов;

г) разработка методики и аппаратуры для геотермических исследований - определения теплового потока в неглубоких скважинах и водоемах, изучения теплопроводности горных пород при высоких температурах, а также методов оценки температуры в земной коре;

д) разработка специальных методов изучения современной динамики литосферы - методики определения и анализа компонент деформаций приповерхностного слоя земной коры по данным повторных геодезических измерений; методики математического моделирования геодинамических процессов, связанных с верхнемантийной конвекцией и изостатическим регулированием в литосфере; методики и аппаратуры высокоточных магнитных измерений для изучения вариаций магнитного поля, связанных с тектоническими процессами, в частности с подготовкой землетрясений; методики измерения и анализа приливных и вековых вариаций гравитационного поля; методов палеомагнитных исследований осадочных пород для восстановления истории геомагнитного поля.

Исследования по второму разделу имели целью региональное изучение строения, состава и современной динамики литосферы Сибири и включали следующие работы:

а) изучение соотношения строения и состава земной коры с глубинными неоднородностями мантии, отражающимися в крупных гравитационных аномалиях (по спутниковым данным); изучение специфики строения, состава и эволюции континентальной коры на разных этапах ее развития (с использованием разработанных схем генетической классификации континентальной литосферных моделей её эволюции); металлогеническое районирование земной коры складчатых областей юга Сибири с выделением перспективных зон различного типа рудной минерализации;

б) обобщение данных о скоростях современных движений земной коры Сибири, а также других геодинамических характеристик литосферы - параметров её изостатического состояния в новейших структурах с различными типами и скоростями новейших и современных движений, плотностных и реологических неоднородностей литосферы и астеносферы, характеристик напряженного состояния земной коры

(расчетных – по распределению неоднородностей и реальных – по данным о механизме очагов землетрясений и смещениям в зоне новейших разломов). Эта информация составляет фактическую основу, необходимую для построения моделей механизмов формирования современной структуры литосферы Сибири. Методами математического моделирования получены первые результаты о динамике литосферы под действием верхнемантийной конвекции;

в) обобщение данных о распределении теплового потока на территории Сибири, что вместе с оценками теплопроводности пород на разных глубинах позволяет получить распределение температуры в земной коре платформенных и активизированных областей Сибири;

г) получение первых результатов о латеральной неоднородности мантии по характеристикам, связанным с приливными вариациями силы тяжести, оценка максимальной скорости современных неприливных изменений гравитационного поля, обусловленных перемещениями глубинных масс в литосфере наиболее активной в Сибири зоны – Байкальского рифта; обнаружение аномалий в вариациях магнитного поля, связанных с тектономагнитным эффектом;

д) палеомагнитные исследования кайнозойской истории геомагнитного поля (распределение во времени инверсий и экскурсов, режима инверсий, изменение положения полюсов) и становление региональных и сводных магнитостратиграфических разрезов кайнозоя Сибири и других регионов СССР.

Статьи в сборнике дают достаточно полное представление о результатах перечисленных исследований и в определенной мере характеризуют общее состояние соответствующих проблем. Это позволяет наметить основные направления дальнейших исследований.

В области методики комплексной интерпретации геолого-геофизических данных актуальной становится задача построения взаимосогласованных по комплексу геофизических характеристик, существенно детерминированных физических моделей среды. Такой подход становится возможным в связи с успешным развитием методов оптимизации, нелинейного программирования и разработкой методов регуляризации в решении некорректных задач математической геофизики. В исследованиях структуры и динамики литосферы, а также в поисково-разведочных задачах прогнозирования геологического разреза и прямых поисков месторождений полезных ископаемых такой подход обещает повышение точности и значительное увеличение дос-

товерности результатов интерпретации комплексных геофизических данных, в частности за счет снижения неоднозначности и сокращения области эквивалентных решений обратных задач.

В области электромагнитных исследований необходимо продолжить теоретические и методические разработки, основанные на методах математического моделирования электромагнитных полей в средах со сложной структурой. Будут усилены алгоритмические разработки по методу интегральных уравнений и конечно-разностным схемам; существенное развитие получают различные модификации ЗСБЗ в решении конкретных геологических задач, в частности в глубинном варианте этого метода, а также метод переходных процессов в задачах рудной электроразведки. В промыслово-геофизических исследованиях методами электромагнитных полей будут изучены возможности измерения электропроводности и диэлектрической проницаемости пластов способами частотно-геометрической фокусировки; в аппаратурном аспекте эти работы основываются на комплексном использовании высокочастотного индукционного каротажного изопараметрического зондирования (ВИКИЗ) и волнового диэлектрического каротажа (ВДК). Предполагается составление технического задания на опытно-конструкторскую разработку аппаратуры ВИКИЗ.

Главной задачей исследований динамики литосферы следует считать построение моделей механизмов формирования современной структуры литосферы на основе комплекса данных о ее структуре, о закономерностях пространственно-временных изменений скоростей её движений в разных районах Сибири, о параметрах изостатического состояния, характеристиках современного напряженного состояния, данных о реологии земной коры и верхней мантии с использованием результатов математического моделирования некоторых частных геодинамических процессов (изостатического регулирования, верхне-мантийной конвекции, движений в зонах активных новейших разломов и др.). Это исследование, очевидно, потребует решения ряда вспомогательных задач, в том числе методического плана. Существенным в этом отношении представляется совершенствование методов кинематического анализа современных деформаций приповерхностной части земной коры по данным повторных геодезических измерений. Эти разработки, значительная часть которых выполнена в прошлые годы, находят также широкое применение при обработке геодезических данных для решения других задач, например, в исследовании техно-

генных деформаций и в проблеме прогноза землетрясений. Последняя проблема, по которой намечаются ряд других разработок, в том числе по вариациям магнитного поля, требует соответствующего организационного оформления.

Палеомагнитные, геотермические и земноприливные исследования будут продолжаться без значительных изменений программ.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРИ ПО КОМПЛЕКСУ
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Т. Л. Захарова

СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ
ПРИ РЕШЕНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Для тектонического районирования, изучения строения складчатого фундамента и решения ряда других геологических задач применяется комплексная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий на основе соотношения Пуассона. Гравитационные и магнитные аномалии имеют тесную связь со строением земной коры, но магнитные аномалии определяются в основном особенностями внутренней структуры фундамента, а гравитационные - влиянием глубинных слоев земной коры, внутренней структурой кристаллического фундамента, рельефом его поверхности, строением и составом осадочного чехла. Указанные задачи имеют большой объем исходной, промежуточной и результативной информации. Поэтому имело смысл создать автоматизированную систему, позволяющую решать задачи по исследованию структуры фундамента в едином методическом комплексе. Наша Система "Совместный анализ" состоит из восьми программ, которые могут работать как в групповом режиме, так и автономно, с выводом промежуточных и основных результатов решения на карты-схемы. Система написана на языке Фортран и позволяет решать задачи как на ЭВМ типа БЭСМ-6, так и на ЭВМ серии ЕС. Рассмотрим работу Системы поэтапно:

1. Анализируемые гравитационное и магнитное поля, а также глубины залегания кровли фундамента исследуемой территории представляются в виде числовых матриц прямоугольной формы и записываются во внешнее запоминающее устройство ЭВМ (ленту).

2. Выполняется трансформация магнитного поля, поскольку наблюдаемые магнитные поля определяются особенностями внутренней структуры фундамента и рельефом его поверхности, пересчетом магнитного поля на поверхность, квазипараллельную поверхности фундамента, влияние последнего фактора исключается, и магнитные

аномалии участков с разной глубиной залегания фундамента приводятся в равные условия по отношению к магнитоактивным объектам, залегающим в его толще.

При трехмерном распределении возмущающих масс пересчет вверх осуществляется применением интеграла Пуассона:

$$A_h f(x, y) = (h/2\pi) \iint_{-\infty}^{\infty} (f(\xi, \eta) d\xi d\eta) / [(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + h^2]^{3/2}, \quad (1)$$

где $f(\xi, \eta)$ – значения аномального поля в точках плоскости наблюдения, $A_h f(x, y)$ – искомые значения аномального поля в точках на плоскости с высотой h . Вычислительная схема для трансформации магнитного поля основана на приближенном решении двойного интеграла (1) с помощью скользящей палетки по формуле:

$$A_h f(x, y) = \sum_{-\kappa}^{\kappa} \sum_{-\lambda}^{\lambda} C_{\kappa, \lambda} f(x + \Delta \kappa, y + \Delta \lambda). \quad (2)$$

Коэффициенты $C_{\kappa, \lambda}$ в формуле (2) определяются как коэффициенты ряда Фурье $K(\lambda, \mu)$ в квадрате τ [5] и вычисляются по формуле параболических трапеций, причем отрезок интегрирования от 0 до π разбивается на 200 частей (вся область интегрирования на 40 000 частей). Дифференцированный пересчет магнитного поля означает трансформацию отдельных участков исходной матрицы на различные высоты $h_i = H_{\max} - H_i$, (H_{\max} – максимальная глубина залегания фундамента), причем первоначально выполняется пересчет всей матрицы на $h_{\text{общ}}$, а затем в нее делаются "врезки" участков, пересчитанные на заданные высоты h_i . Вычисление по формуле (2) сводится к перемножению двух матриц – исходной, которая представляет собой значения $f(x, y)$ в узлах равномерной сети с шагом Δ и скользящей матрицы коэффициентов $C_{\kappa, \lambda}$. При отсутствии мощного осадочного чехла с помощью вспомогательного блока магнитное поле вызывается в оперативное устройство ЭВМ непосредственно с ленты.

3. Исключение регионального фона гравитационных аномалий, обусловленного влиянием глубинных масс земной коры, осуществляется путем осреднения. Радиус осреднения определяется по данным ГСЗ о размерах структур соответствующего горизонта земной коры. Остаточное поле, полученное путем исключения регионального фона, позволяет выделить структурные особенности фундамента.

4. Вычисление гравитационного эффекта осадочного чехла про-

изводится по упрощенной схеме, когда поверхность наблюдения близка к горизонтальной и поправки за влияние дневного рельефа малы. Аномальные массы рыхлых отложений с плотностью $\Delta\epsilon$ представляются набором параллелепипедов, имеющих в плане размеры $\Delta \times \Delta$, где Δ - шаг задания матрицы исходных данных, в узлах которой задаются мощности осадков. Влияние масс в результирующей точке вычисляется как суммарный эффект материальных вертикальных нитей с линейной плотностью $\Delta\epsilon \times \Delta^2$.

5. Совместный анализ гравитационных и магнитных аномалий при изучении структуры фундамента направлен на выявление неоднородностей магнитных свойств и плотности, коррелируемых или резко различны между собой. Будем считать, что остаточное поле $\Delta\bar{g}$ после исключения влияния осадочного чехла и регионального фона, отражает плотностные неоднородности фундамента. В одном и том же объеме тела между магнитными и гравитационными аномалиями, обусловленными неоднородностями фундамента, существует связь, выраженная соотношением Пуассона. Коэффициент Пуассона есть отношение интенсивности намагничения к избыточной плотности возмущающих масс. Он вычисляется из выражения

$$\mathcal{J}/f\epsilon \approx \sum_R \sum_z s_z / \sum_R \sum_z s_z \mathcal{D}_z \Delta g \quad (3)$$

для области R , в которой коэффициент корреляции, вычисленный по некоторой области R_0 , достоверно отличается от нуля. \mathcal{E} - сглаживающий оператор (пересчет на высоту Δ), \mathcal{D}_z - оператор вычисления вертикального градиента, R_0 - палетка, принятая для вычисления \mathcal{E} , для пересчета исходных полей в верхнее полупространство на высоту Δ и для вычисления вертикального градиента поля Δg на высоте Δ . Остаточные поля $\Delta\tilde{g}$ и $\Delta\tilde{z}$ вычисляются по формулам

$$\Delta\tilde{g} = \Delta g - (nf\epsilon/\mathcal{E})\mathcal{D}_z^{-1} z \quad (4)$$

$$\Delta\tilde{z} = s_z - (\mathcal{J}/f\epsilon) s_z \mathcal{D}_z \Delta g. \quad (5)$$

Описываемый блок Системы может работать в другом режиме: коэффициент Пуассона ($\mathcal{J}/f\epsilon$) вычисляется для всей исследуемой территории. Тогда остаточные поля $\Delta\tilde{g}$ и $\Delta\tilde{z}$ будут выделять области тех источников, которые по отношению $\mathcal{J}/f\epsilon$ резко отличаются от средних $\mathcal{J}/f\epsilon$ для всего исследуемого участка.

6. Вычисление интегрального коэффициента корреляции r .

Тектоническое районирование территории исследования по характеру соотношения гравитационных и магнитных полей, обусловленных структурой фундамента, выполняется по коэффициенту корреляции в области K_0 , приписываемому центру области. Значимость вычисленного коэффициента корреляции определяется по критерию Стьюдента.

7. Основные результаты работы Системы – остаточные поля, матрица коэффициентов корреляции r , а также промежуточные результаты интерпретации – осредненное поле $\Delta \bar{g}$, гравитационное влияние осадочного чехла и др. отражаются на схематических картах с помощью специального блока Системы "Карта". Блок-схема Системы "Совместный анализ гравитационных и магнитных полей" приведена на рис.



МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР
ПО ГРАВИТАЦИОННЫМ И МАГНИТНЫМ АНОМАЛИЯМ

При изучении региональных геологических структур необходимым этапом является построение вычислительных схем, которые бы при создании модели, удовлетворяющей гравитационному (магнитному) полю, могли использовать разнородную информацию об исследуемом объекте: сейсмическую, геологическую, петрологическую и т.д. Для этой цели нами был создан комплекс программ на ЭВМ, реализующий метод подбора в режиме диалога "ЭВМ - человек".

Среда представляется в виде совокупности слоев с постоянной плотностью или намагниченностью. Подбор модели осуществляется на ЭВМ последовательно: при фиксированной геометрии границ слоев отыскиваются плотности (намагниченности), наилучшим образом удовлетворяющие наблюдаемому полю. Поиск ведется интерпретатором или автоматизированно. Интерпретатор, вводя в ЭВМ набор плотностей (намагниченностей) по рисунку поля на графопостроителе производит коррекцию параметров и снова вводит их в машину. Цикл повторяется, пока при данной геометрии границ не будут исчерпаны разумные комбинации плотностей (намагниченностей) слоев [13].

При автоматическом подборе этот процесс производится оптимизирующей программой, которая находит решение, минимизируя разницу между рассчитанным (модельным) полем и наблюдаемым, соблюдая наложенные интерпретатором ограничения. Ограничения могут быть заданы в виде интервалов возможных значений для плотности (намагниченности) и в виде линейных связей между плотностью σ_i и скоростью v_i в слое: $\sigma_i = a + \sigma v_i$. Коэффициенты a и σ одни и те же для группы слоев, не определены точно и могут в процессе счета меняться в некоторых пределах.

Если после процедуры подбора плотностей (намагниченностей) модельное поле значительно отличается от наблюдаемого, интерпретатор меняет геометрию границ, и подбор плотностей повторяется снова и т.д. Диалоговый характер обращения человека с машиной позволяет в полной мере использовать опыт и интуицию интерпретатора и совершенствовать модель в процессе решения задачи.

В виду большой трудоемкости решения трехмерных задач, данный комплекс служит для интерпретации профильных данных гравиметрии и сейсмометрии (сейсмических разрезов), и на первом этапе среда в направлении, перпендикулярном линии профиля, считается неизменной. Такой подход вполне оправдан при изучении приповерхностных локальных объектов, но при моделировании региональных структур, на всю мощность земной коры, он может давать большие погрешности. Это обусловлено в основном двумя причинами: во-первых, на значительных расстояниях, охватываемых региональным профилем возможны большие (8–10 км) перепады глубины сильно гравитирующей границы Мохо, во-вторых, большая глубина аномальных масс увеличивает область их влияния. Поэтому для учета неоднородностей, расположенных в стороне от профиля (в направлении, перпендикулярном его простиранию) вводятся два дополнительных блока, которые сужают простирание структуры, моделируемой вдоль профиля, и аппроксимируют изменение среды вкrest его простирания. Трехблочная модель среды дает возможность более точно рассчитывать поле силы тяжести по линии центрального разреза.

Используя описанный комплекс программ для интерпретации гравитационных аномалий, мы сделали попытку построить плотностной разрез Муйской глыбы. Основой для модели были профили ГСЗ, один из них прошел через глыбу, два других на расстояниях 40–50 км по обе стороны от неё. Мощность коры, даваемая для центрального профиля (рис. 1а) отличается на 5–8 км от мощностей под боковыми профилями (рис. 1б, в). Первоначально было рассчитано поле от двухмерной среды со структурой, даваемой центральным разрезом. Затем, для учета изменения структуры вкrest простирания профиля, среда была разбита на три блока, в каждом из которых структура определялась соответствующим профилем ГСЗ. Разница полей, рассчитанных от двухмерной модели и от трехблочной показана кривой П. Видно, что поля сильно отличаются уровнем постоянного регионального фона (на 36 мГл), разность же относительных аномалий невелика (10 мГл). Однако, при увеличении длины профиля изменение уровня "регионального фона" не будет монотонным и приведет к появлению относительной аномалии, не связанной со структурой моделируемого центрального разреза. Поэтому неучет трехмерности среды может привести к ошибкам интерпретации гравитационного поля.

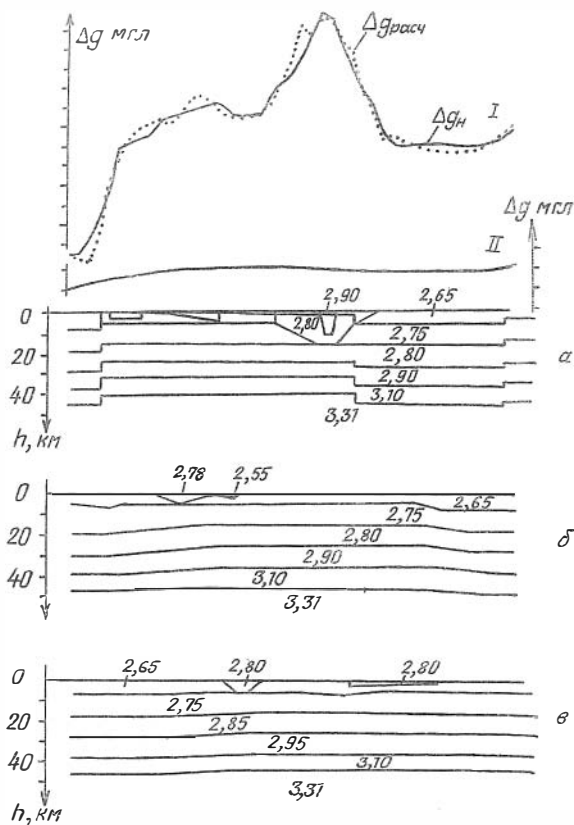


Рис. 1. Трехблочная плотностная модель Муysкой глыбы:
 а - разрез центрального блока;
 б, в - разрезы боковых блоков

При помощи этой довольно грубой модели нам удалось оценить влияние неоднородности рельефа поверхности Мохо. Но в формировании земной коры активное участие принимает верхняя мантия, поэтому особенности состава и структуры коры находятся в соответствии с особенностями последней. Плотностные контрасты в горизонтальной плоскости в верхней мантии, вероятно, не столь ве-

дики, как в зоне перехода кора-мантия, но зона их аномального эффекта велика и требует оценки. Приведенная выше схема построения моделей не годится для расчета гравитационного влияния особенностей верхней мантии, здесь нужна трехмерная модель, учитывающая сферичность Земли.

Естественным в такой задаче является применение аппарата сферических функций. Представим поле аномального ускорения силы тяжести, создаваемое некоторым распределением аномальных масс, в виде ряда сферических функций. Коэффициенты разложения v_{nm} и w_{nm} связаны с аномальной плотностью $\sigma(r, \theta, \lambda)$ следующим образом:

$$\begin{bmatrix} v_{nm} \\ w_{nm} \end{bmatrix} = \frac{1}{2n+1} \cdot \frac{1}{R^n} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \int_0^{2\pi} P_{nm}(\sin\theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} \cos\theta \int_{r_1}^{r_2} \sigma(r, \theta, \lambda) r^{n+2} dr d\theta d\lambda, \quad (I)$$

где (r, θ, λ) - сферические координаты точки интегрирования, соответственно - расстояние от центра Земли (или другого центра разложения в ряд), геоширота и долгота; (r_1, r_2) - интервал расстояний от центра, внутри которого заключены плотностные неоднородности; R - радиус Земли; $P_{nm}(\sin\theta)$ - нормированные присоединенные полиномы Лежандра.

Разобьем поверхность Земли сеткой параллелей и меридианов так, чтобы внутри каждой трапеции для любого бесконечно тонкого сферического слоя плотность не зависела от широты и долготы.

Изменение плотности с глубиной будем считать линейной:

$$\sigma_{i,j}(r) = c_{i,j} + k_{i,j} \cdot r \quad (i, j - \text{номер трапеции, } r - \text{расстояние от центра, } r_1 \leq r \leq r_2).$$

Выражения для коэффициентов v_{nm} (w_{nm} - аналогично) тогда могут быть преобразованы к следующему виду:

$$v_{nm} = \frac{1}{2n+1} \cdot \frac{1}{R^n} \sum_{i=1}^{p-1} \sum_{j=1}^{q-1} \left[T_{n,m}^i Q_m^j (c_{ij} E_n + k_{ij} F_n) \right], \quad (2)$$

где

$$T_{nm}^i = \int_{\sin\theta_i}^{\sin\theta_{i+1}} P_{nm}(\sin\theta) d \sin\theta,$$

$$Q_m^j = (\sin m\lambda_{i+1} - \sin m\lambda_i) / m, \quad E_n = (r_2^{n+3} - r_1^{n+3}) / (n+3), \quad F_n = (r_2^{n+4} - r_1^{n+4}) / (n+4),$$

p, q - количество разбиений по широте и долготе. Коэффициенты разложения поля в ряд связаны просто с распределением плотности и могут быть легко вычислены. Количество членов ряда, необходимое для достижения заданной точности, зависит от отношения r_2/R и может быть большим. Однако обычно в наших задачах точности около 10% достаточно, и медленная сходимость ряда при

$r_2 \approx R$ не является препятствием для применения метода.

Скорость расчета поля Δg и коэффициентов (2) на ЭВМ в значительной степени определяется скоростью вычисления присоединенных полиномов Лежандра. Нами использовалась следующая рекуррентная формула:

$$P_{nm}(x) = a_{nm} \cdot x \cdot P_{n-1,m}(x) - \sigma_{nm} \cdot P_{n-2,m}(x), \quad (3)$$

$$P_{mm}(x) = [2(2m+1) \prod_{i=1}^m ((2i-1)/2i)]^{\frac{1}{2}} \cdot (1-x^2)^{m/2}, \quad (4)$$

где $P_{00}(x) = 1$,

$$a_{nm} = [((2n+1)(2n-1))/((n+m)(n-m))]^{\frac{1}{2}}$$

$$\sigma_{nm} = [((2n+1)(n-m+1)(n-m-1))/((2n-3)(n+m)(n-m))]^{\frac{1}{2}}.$$

Формула (3) из-за нормировки, включающей квадратные корни, уступает по скорости вычисления формуле, даваемой В.Н.Страховым[§], однако если заранее вычислить коэффициенты a_{nm} и σ_{nm} , то будет превосходить последнюю. К тому же, как видно из (4) коэффициент при P_{mm} убывает медленно с увеличением m , значительно более медленно, чем в формуле В.Н.Страхова ($\sim 1/2^m$), что дает возможность вычислять полиномы при больших степенях.

Примеры применения описанного алгоритма показаны на рис. 2. Рисунок 2а показывает гравитационное влияние избытка плотности коры (на $0,003 \text{ г/см}^3$ по сравнению с окружающими областями) крупной региональной структуры. Система координат в плоскости рисунка: θ - широта, λ - долгота. Контуры моделируемого объекта трассируются пунктиром, изолинии поля проведены через $0,5 \text{ мГл}$.

Аномальное гравитационное поле глубинных плотностей неоднородностей рассчитано в следующих предположениях: латеральные ограничения аномальных масс на глубинах 35-400 км совпадают с контурами поверхностной структуры, в интервалах 35-220 км и 220-400 км избыточная плотность постоянна и равна соответственно $+0,067$ и $-0,084 \text{ г/см}^3$. Реальность такой модели дискуссионна, сошлемся лишь на значения плотностей, использованных Виккенсом при построении сейсмических моделей Канадского Щита^{§§} и Кордильер^{§§§}, полученных по соотношениям Ф.Берча. Разность плотнос-

[§] ДАН СССР, 1980, т.254, № 4, с.839-841.

^{§§} Canad. Journ. of Earth Sci., 1971, n.9, pp.1154-1162.

^{§§§} Canad. Journ. of Earth Sci., 1977, n.5, pp. 1100-1116.

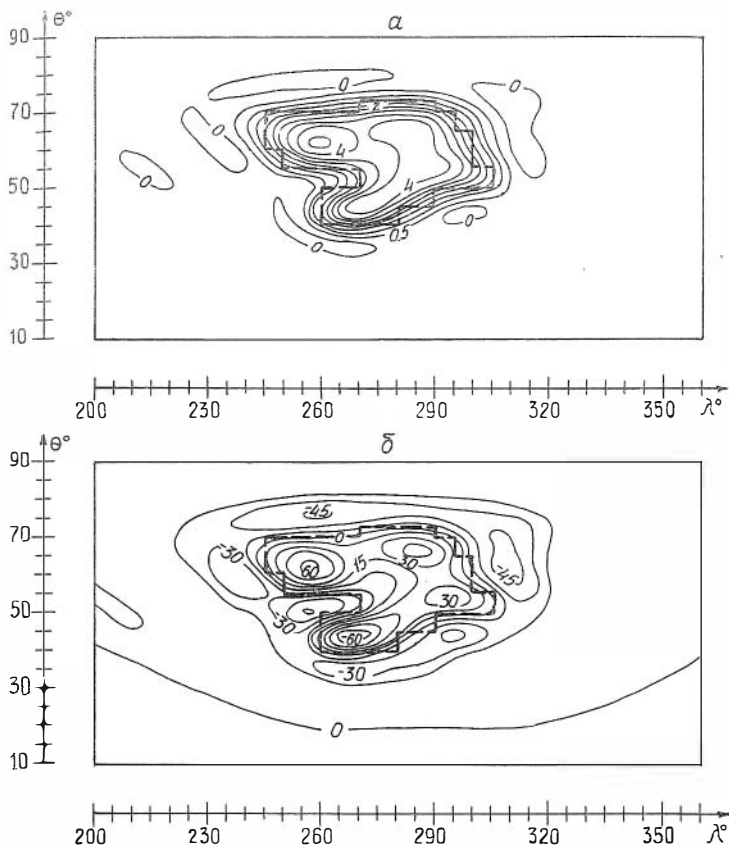


Рис. 2. См. текст

тей для этих моделей равна $\sim +0,1 \text{ г/см}^3$ на глубинах 50–130 км и $\sim -0,1 \text{ г/см}^3$ для 150–400 км.

Поле, полученное от нашей модели, приводится на рис.2б (изолинии через 15 мГл). Дипольное распределение аномальных масс и сложная геометрия создают непротяженные интенсивные аномалии как в пределах контуров структуры, так и в смежных областях. Учет такого влияния глубинных масс необходим при изучении структур коры региона. Однако построение распределений плотности (даже схематичное) в верхней мантии – задача весьма сложная, и её ре-

щение невозможно без применения данных сейсмометрии, геологии, петрологии, петрофизики и т.д. о каждом конкретном регионе. С другой стороны, создание моделей, согласующихся с наблюдаемым гравитационным полем будет давать новую информацию о структуре мантии и её связи с особенностями коры.

Э.Э.Фотиади

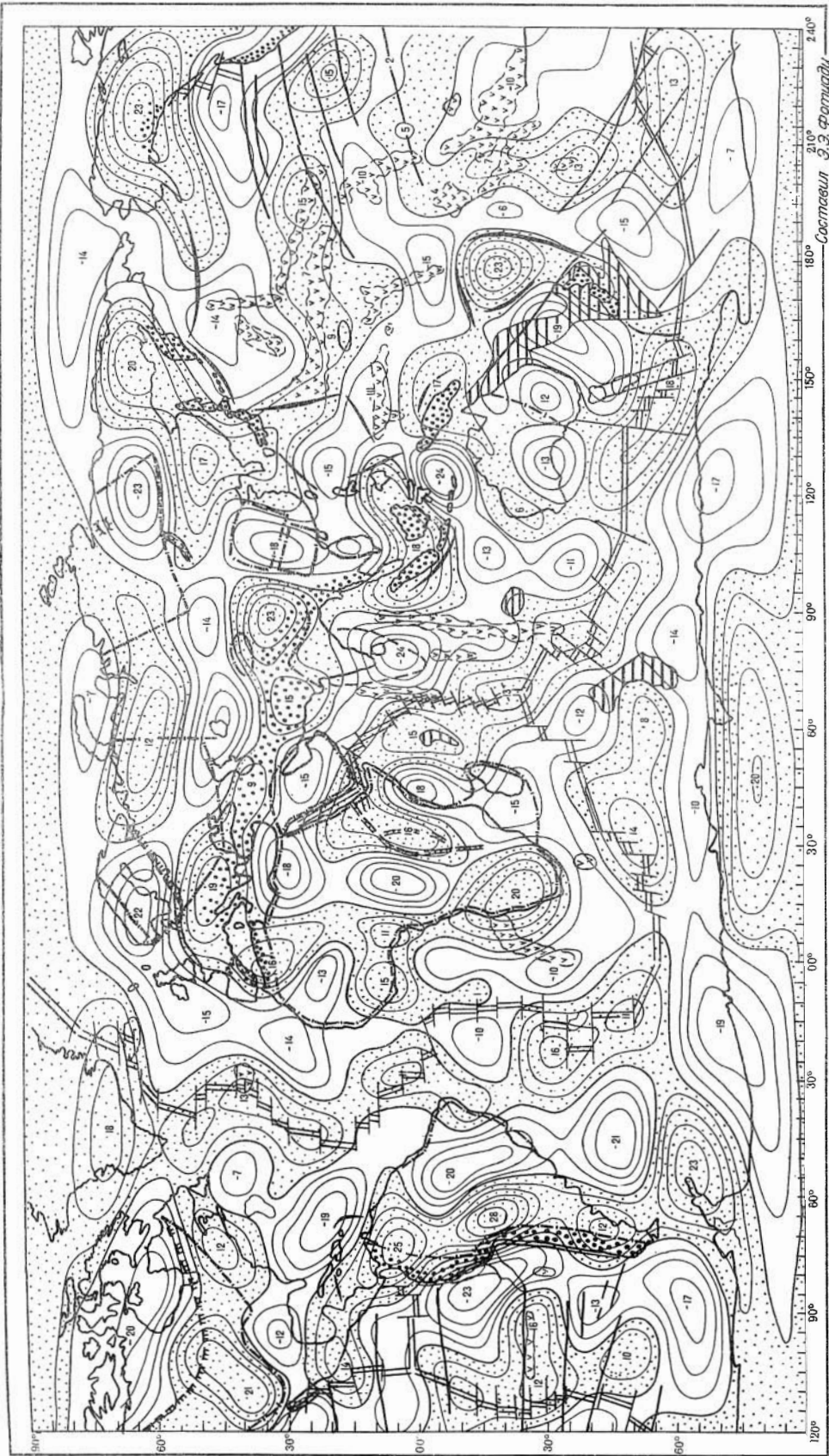
О СВЯЗИ ГЛОБАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ С ЭЛЕМЕНТАМИ СТРУКТУРЫ МАТЕРИКОВ И ДНА ОКЕАНОВ

Все большее значение для выяснения особенностей глубинного строения нашей планеты приобретают данные так называемой "спутниковой геодезии", использующиеся как для собственно геодезических целей, так и для изучения фигуры Земли, её гравитационного поля и превращений геоида. Соответствующие модели неоднократно строились с использованием сферического анализа и разложения поля земного тяготения на гармоники различных степеней и перестраиваются с накоплением новых спутниковых определений.

Для анализа глубинного строения Земли наиболее пригодной представляется длинноволновая часть глобального гравитационного поля, источники которой, как показывают соответствующие расчеты, приурочены к переходной зоне мантии (слой Голлицина). Нам неизвестны работы, в которых подобная корреляция осуществлялась бы для обширных пространств всего земного шара, но для локальных его площадей выяснились соотношения между элементами структуры литосферы и глобального гравитационного поля. В ряде случаев при этом привлекались и осредненные по сетке 5° – по широте, на 5° по долготу и более учащенные данные наземных и морских гравиметрических съемок.

Еще Каула (1969) отмечал приуроченность максимумов поля силы тяжести к Атлантическому срединно-океаническому хребту, особенно к его северной части. Аналогичная корреляция выяснялась другими исследователями и для Альпийско-Гималайского горного пояса. Континентальным древним платформам, особенно их шитам, отвечали пониженные до отрицательных включительно зональные ано-

СХЕМА ГЛОБАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ
Элементов структуры материков и дна океанов



1. Положительные и 2. отрицательные глобальные гравитационные аномалии по спутниковым данным — изоаномалы через 5 мег (по Г. Хану, 1976).

- 1. Сметатеизированные границы
- 2. Древних платформ
- 3. 4. Цитов
- 5. Складчатые пояса кайнозой (альпиды)
- 6. Срединно-океанические хребты и секущие трансформные разломы
- 7. 8. Группы островов глыбово-вулканического происхождения
- 9. Глубоководные желоба
- 10. Микроконтиненты

Материки: Сметатеизированные границы 3. Древних платформ 4. Цитов; 5. Складчатые пояса кайнозой (альпиды).
Океаны: 7. Срединно-океанические хребты и секущие трансформные разломы, 8. Группы островов глыбово-вулканического происхождения; 9. Глубоководные желоба; 10. Микроконтиненты;

малли силы тяжести. Выявились особенности подобной корреляции и для других областей Земли, в частности для переходной зоны от континентов к Тихому океану с её внутренними морями, островными дугами и глубоководными желобами.

Учитывая, что к настоящему времени появилось много обобщающих геологических работ о строении не только континентов, но и обширных океанических пространств, небезынтересным представляется составление карты, на которой была бы видна корреляция, естественно, весьма обобщенная, между глобальным гравитационным полем по спутниковым данным и элементами тектонической структуры континентов и дна океанов.

На рисунке показана подобная схематическая карта, построенная нами с использованием модели *СВМ* - 8 глобального гравитационного поля по спутниковым данным, приведенной в работе М.А.Капа (1976), и тектонических карт земного шара из Атласа [Физических карт и других источников [184]].

Знакомясь с этой картой, прежде всего отмечаем отсутствие отчетливых отличий в рисунке глобального поля силы тяжести и элементов лика Земли в пределах материков и океанов. Характерным для этого поля является чередование преобладающе полосовых крупных отрицательных и положительных аномалий силы тяжести различной ориентировки с локализуемыми в их пределах зонами различной интенсивности.

Сопоставление глобального гравитационного поля с элементами тектонической структуры выявляет принципиальные тенденции такой корреляции. Так, на материках к отрицательным глобальным аномалиям силы тяжести (минимумам) тяготеют стабильные структуры типа древних платформ и их щитов. В океанах такие аномалии приурочены к глубоким котловинам, например, в Тихом океане к так называемым талапленам - обособленным участкам океанических кратонов, имеющих древнее основание.

С положительными глобальными аномалиями силы тяжести (максимумами) на материках связаны складчатые пояса, в первую очередь - альпийские, области рифтогенеза и эпиплатформенного орогенеза.

В океанах к зонам глобальных максимумов силы тяжести тяготеют структуры молодых подвижных зон, прежде всего средннеокеанические хребты и др.

Не останавливаясь на более подробном описании сопоставления элементов тектоники с глобальными аномалиями силы тяжести по спутниковым данным, поскольку такое описание нами уже делалось ранее, ограничимся приведением только карты на рисунке, на которой отчетливо выступают вышеуказанные тенденции обсуждаемой корреляции.

Следует лишь акцентировать внимание на некоторых их подробностях, например, щиты древних платформ Северного полушария расположены в единой полосе отрицательных аномалий силы тяжести. Для щитов большинства древних платформ Южного полушария подобная ситуация также преобладает.

В отношении зон положительных аномалий силы тяжести, помимо Альпийско-Гималайской полосы складчатости и её дальнейшего юго-восточного продолжения, следует отметить, что большая часть Тихоокеанского кольца мезозойских и кайнозойских структур располагается в зонах аномалий силы тяжести того же знака. Заслуживает также быть подчеркнутым поведение континентальных рифтогенных структур, которые, как и океанические рифтогенные структуры, располагаются в зонах глобальных максимумов силы тяжести, при этом особого внимания заслуживает характер сочленения рифтогенных структур западной части Индийского океана (Карлсберг и др.) через рифты Красного моря с рифтами "Великих разломов" Восточной Африки.

Наконец, отметим и то, что трапзовые поля зон раннемезозойской активизации на Сибирской (Тунгусская впадина) и более молодой – на Индийской (Декаан) древних платформах, располагаются в зонах положительных аномалий силы тяжести, наложенных на соответствующие этим платформам в основном отрицательные глобальные аномалии силы тяжести.

Этими дополнениями мы ограничим обсуждение карты рисунка. Отметим лишь, что, хотя рассматриваемое глобальное гравитационное поле отражает суммарное воздействие широкого диапазона разноволновых причин (от 8 до 18 гармоник разложения), мы ограничились проявлением только глубокомантийных (длинноволновых) воздействий. Обсуждение же коротковолновых воздействий – влияния неоднородностей верхней мантии и коры – потребовало бы привлечения ряда других данных. В дальнейшем предполагается продолжить работу в этом направлении.

ПРОБЛЕМЫ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Решение вопросов, касающихся строения и эволюции земной коры, требует многомерного анализа. Данные геологии и региональной тектоники дают представление о составе, структуре и соотношениях вещественных комплексов на современном срезе. Геохронологические исследования несут информацию о времени образования комплексов и, что очень важно, позволяют по данным изотопии установить генетические связи между породами, различными по составу, времени образования и глубинности. Основная информация о глубинном строении регионов содержится в данных геофизических методов. Однако эти данные отражают современное состояние земной коры и не несут прямой информации о природе и времени формирования комплексов. Петрологические данные позволяют изучать термодинамические режимы, последовательно проявлявшиеся в данном регионе, корректно сопоставлять их с аналогичными режимами других регионов, на основе чего строить модели земной коры и мантии.

Совершенно очевидно, что оптимальное решение тех или иных вопросов, связанных со строением и эволюцией земной коры, лежит в области синтеза всех методов, перечисленных выше. Кроме того, учитывая неоднородную изученность земной коры различных регионов перечисленными выше методами – необходимы широкие сопоставления на основе синтеза мировых данных.

В этом плане выполнены исследования, включающие анализ вопросов строения и развития земной коры основных провинций континентов: древних и молодых платформ, современных эпигеосинклинальных орогенов, областей активизации, зон перехода от континентов к океанам. Для каждого исследуемого региона были проанализированы состав и структура верхней части коры (по данным региональной геологии, тектоники, гравиметрии, магнитометрии); последовательность формирования и глубинность структурно-вещественных комплексов (по данным петрологии и геохронологии); характер распределения скоростей и особенности глубинной структуры (по данным сейсмометрии). Синтез этих данных позволил разработать последовательность формирования коровых комплексов и петрологические модели, которые были использованы при интерпретации сейсмических материалов.

Большое внимание было уделено исследованию дорифейских провинций. Кора этого возраста слагает основную массу континентов. Процесс её формирования охватывает интервал времени от 3700 млн. лет (континентальные массивы Западной Гренландии) до 1750 млн. лет, времени, ознаменовавшемся огромными по масштабу процессами кратонизации. Для дорифейских платформ рассмотрены вопросы состава и эволюции слагающих их вещественных комплексов по данным петрологии, петрохимии и геохронологии. Предложены схемы расчленения фундамента, отражающие преимущественно неоднородности верхней половины современного разреза коры. Кроме того, даны схемы современной глубинной структуры коры, построенные на основе полного геолого-геофизического анализа с учетом специфики фанерозойского развития, внесшего существенные изменения в структуру нижней части коры.

Геологические и геофизические данные по древним платформам легли в основу схемы эволюции земной коры в докембрии, иллюстрируемой генетическими рядами коровых структур. Основной ряд завершается формированием "зрелой" континентальной коры на рубеже 2700-2500 млн. лет. Понятие "зрелости" обосновано с позиций эволюции магматизма, метаморфизма и деформаций. Выделяется несколько направлений эволюции древнейшей континентальной коры в ходе протерозойских периодов активности: Австралийский, Свекофеннский, Кольско-Беломорский, специфика эволюции которых определялась мощностью древнейшей литосферы, положением эпицентра активности в мантии, обусловившими специфику локализации мантийной энергии и процессов взаимодействия с корой.

Для дорифейского периода становления коры обосновано понятие "магмато-ультраметаморфического типа" дифференциации вещества Земли. Предполагается, что этот тип обусловлен устойчивыми восходящими потоками в мантии и интенсивным выносом вещества в формирующуюся кору. Пространственно эти процессы были локализованы в континентальном полушарии и ими создана основная масса коры.

При рассмотрении коры молодых платформ особое внимание уделено анализу процессов преобразования дорифейской континентальной коры в ходе становления фундамента этих структур (на примере Урала, Казахстана, Аппалачей). Различия таких структур и структур, формировавшихся на метаморфической, субконтинентальной коре

(Рено-Герцинская зона Европы и др.) определяются степенью разделения вещества по составу и плотности, что выражается в частности в скоростных характеристиках разрезов.

Изучены особенности строения и развития коры активных областей на примере Альпийско-Гималайского складчатого пояса, Северо-Американских Кордильер, областей активизации и рифтогенеза Восточной Сибири и Восточной Африки, зон перехода от континентов к океанам (Курило-Камчатско-Японской, Новокаледонской, Антильско-Карибской). Показаны принципиальные различия коровых структур, формировавшихся на континентальном и океаническом субстратах, при различных тектоно-магматических режимах, а также в условиях различной направленности и интенсивности мантийных процессов.

На материале рифейско-фанерозойских коровых провинций обобщено понятие "осадочно-метаморфического типа" дифференциации вещества Земли. Его определяют локализованные разнонаправленные движения в мантии, порождающие сменяющиеся во времени и пространстве нисходящие и восходящие потоки вещества. Процесс дифференциации в таких условиях завершается формированием коры "субзрелого" типа лишь в локальных зонах высокой проницаемости, где осадочная дифференциация сменяется процессами метаморфизма и гранитообразования, протекающими в обстановке тектонического сжатия. Различные направления развития процесса континентализации в верхнем докембрии и фанерозое проиллюстрированы генетическими рядами коровых структур.

Земная кора на всех этапах своего формирования и деструкции очень тесно связана с процессами, протекающими в мантии. В настоящее время имеется достаточно большой объем геохимических исследований, показывающих, что в процесс генерации коры была вовлечена если не вся мантия, то, по крайней мере, её половина (по массе). Поэтому изучение строения и эволюции коры в отрыве от изучения мантии — принципиально неверно. Разумеется, вопрос стоит не об изучении эволюции вещества мантии, что является предметом исследования геохимии и петрологии. С позиций комплексного анализа представляется целесообразным изучение состава и современной структуры мантии в связи с особенностями состава и эволюции крупных массивов континентальной земной коры. Эти вопросы

решаются нами на базе широкого использования материалов по строению и эволюции коры, анализируемых совместно с сейсмологическими разрезами мантии и гравитационным полем Земли по спутниковым данным. Первые результаты этих исследований опубликованы [15, 17]. Они показывают высокую информативность совместного анализа подобных данных для изучения строения и развития коры.

Дальнейшая работа по данной проблеме предполагает углубление теоретической базы исследования и прежде всего в части петрологического и геохимического обоснования процессов эволюции вещества в коре, введение в анализ изотопных исследований, позволяющих строго подойти к выделению зон повторной переработки коры. Предполагается также построение плотностных и структурных моделей земной коры и верхней мантии различных провинций континентов на основе комплекса геологических, гравиметрических, сейсмических и сейсмологических данных.

Л. А. Шарловская

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Описываются результаты совместного геолого-геофизического анализа, которые имеют непосредственное отношение к решению металлогенических проблем. Ранее для Алтае-Саянской области результаты интерпретации позволили: 1. Выделить крупные мегаблоки коры, различающиеся по специфике состава, развития, а также металлогеническому профилю [191]; 2. Установить, что крупные магнитоактивные источники в земной коре созданы в результате активизации P_{2-3} и M_z , завершившейся становлением щелочных магматических комплексов. Пояса щелочного магматизма имеют четкое отображение в магнитном поле. В связи с этим предложены региональные геофизические критерии поиска месторождений, связанных со становлением в земной коре щелочных магматических комплексов, которые позволили проследить металлогеническую зональность из обрамления в пределы прогибов [190, 191]. В последующем подобные исследования были предприняты для изучения строения коры и ме-

таллогении всего южного обрамления Сибирской платформы. Некоторые результаты их изложены ниже (рис., табл.).

Минусинский блок включает одноименный прогиб и обрамляющие его складчатые комплексы ранних каледонид. Осадочный чехол Минусинского прогиба сложен осадочно-вулканогенными формациями (трахибазальтовой и траптовой), сформированными в период активизации. Базальтоидные формации приурочены к наиболее погруженным участкам прогиба, что связано с особенностями состава коры здесь (метаморфические эвгеосинклиналильные толщи) и спецификой тектонической обстановки (растяжение). В бортовых частях прогиба, в зонах повышенной проницаемости, формируются средние и кислые эффузивы, субвулканические и малые интрузии щелочных гранитов и сиенитов.

Напряженность аномального гравитационного поля над Минусинским блоком выше, чем для окружающих территорий, что связано с преимущественно симатическим составом коры. Наиболее крупные положительные аномалии магнитного поля протягиваются вдоль южного и восточного бортов Минусинского прогиба, ответвляясь во внутренние его части. Эти зоны подчеркивают сложные пояса проницаемости, контролируемые щелочные магматические формации и связанные с ними редкоземельно-редкометалльно-нефелинорудные месторождения. Отмечается тесная связь аномалий поля ΔT_a с массивами и телами щелочных гранитов и сиенитов [18,24]. По магнитному полю определена область возможного распространения месторождений соответствующего типа в пределах Минусинского прогиба.

К югу от Минусинского блока расположены Западно-Саянский (II) и Тувинский (III) блоки, выделяющиеся в границах одноименных метасинклиналиев поздних каледонид. Металлогенический профиль блоков определяется месторождениями, связанными с магматическими комплексами орогенного этапа (гранодиориты, плагиограниты, лейкократовые граниты, диориты, габбро-диориты).

Тувинский блок (III) сложен наложенной одноименной впадиной, образованной в период активизации. Развитие впадины сопровождалось магматическими проявлениями, вначале преимущественно основного, затем кислого и щелочного состава. Малые интрузии щелочных гранитов и сиенитов насыщают северную часть впадины и располагаются вдоль разломов в её бортах.

В современной структуре земной коры блоки II и III входят в

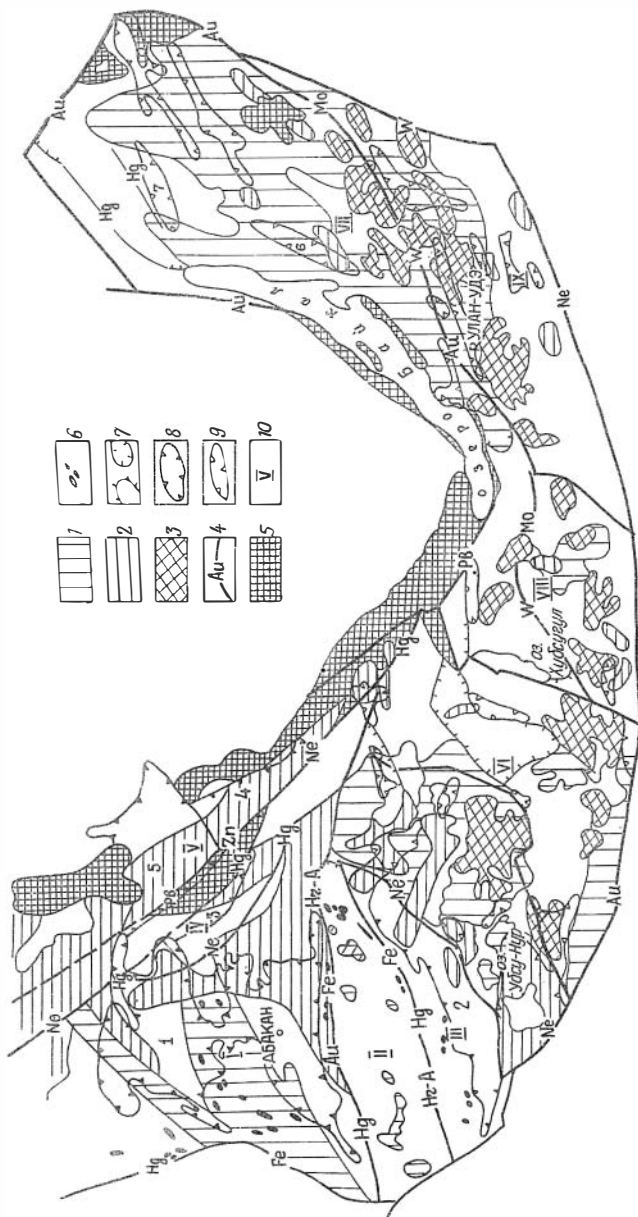


Рис. Металлогенетическая зональность кнога обрамления Сибирской платформы

1. Протоорогенные триазионидные массивы, несущие железорудную и полиметаллическую минерализацию, 2. Щелочные комплексы дейгиророгенного этажа (Fz₂₋₃, Mz, образующие зоны, перекрывающие на редкоземельные и нефелинорудные месторождения, 3. Щелочные комплексы дейгиророгенного этапа (Fz₂₋₃, Mz, Kz), образующие области, перекрывающие на водобурно-молибденовые месторождения, 4. Зоны догидротермальных титановых разломов; их металлогения, 5. Выходы байкальских, 6. Интрузии основных и ультраосновных пород, 7. Крупные азтеклизории и синклизории, 8. Протомы и впадины Fz₂₋₃ (1 - Манушевский, 2 - Тувинская, 3 - Манская, 4 - Агальско-Павловский, 5 - Рыбинский), 9. Выпадины Mz, Kz (6 - Баргузинская, 7 - Бодибайтская и др.), 10. Блоки: I - Манушевский, II - Тувинский, III - Зашадрино-Самарский, IV - Протеросский, V - Барвенковский, VI - Тувино-Монгольский, VII - Байкало-Витимский, VIII - Байкальский, IX - Селенгинско-Дунгинский

Таблица

Б л о к и	к л а с с	Состав фундамента и геосинклинально-протоогенных комплексов	Металлогения до и после девонской активизации	Геофизические поля	
				ΔБ	ΔТ _а
I-Минусинский	II	Слабогидратизированные сланцевые толщи R ₁ , геосинклинальные формации R ₂ (офолит, силит-кератифицированный), карбонатно-терригенный. Казитовые и гипербазитовые, габро-гранит, интрузии.	Гипербазит. пояса - Fe, Cr, Ti, асбест и др. Габро-гранит. формации - Fe, Pb, Zn. Щелочные редкоземельно-редкометаллы - нефелин.	Повышенное	Повышенное, осложненное крупными положительными аномалиями.
II-Западно-Саянский III-Тувинский	I	Сланцевые комплексы R ₁ , претерпевшие зеленокаменное изменение. Геосинклинальные формации V-слоя (силит-кератифицированный, силитово-сланцевая, филлоид.). Габро-гранитные батолиты.	Гранитоиды Au, Ag, Ba, Cs, Mo, W, Pb. Габро-плагитограниты - Cu, Pb, Zn. Щелочн. компл. - редкоземельно-редкометаллы-нефелин. Mo, W.	Пониженное	Слабоотрицат., осложненное локальными положительными аномалиями.
IV-Просторо-Саян	I	Метаморфические толщи R ₁ (снизу - вверх): гнейсы, амфиболиты, кварциты, известняки, доломиты, филлиты, вмещающие рифейские гранитоиды.	Гранитоиды - Mo, Zn, редкометалльные компоненты. Щелочные компл. - редкометаллы-нефелин и редкие земли.	Пониженное	Отрицательный фон, осложнен. зоной положительных аном.
V-Барысский	I	Архейские гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма, насыщенные многочисленными интрузивными гранитами и пегматитами различного возраста.	Гранитоиды - Au, редкометаллы. Щелочные компл. - редкометаллы-нефелин-ворудные.	Пониженное	Отрицательный фон, осложнен. положительными аномалиями.
VI-Тувино-Монгольский	I	Гнейсовые комплексы амфиболитовой и гранулитовой фации, вмещающие R ₁ ультраосновные и кислые интрузии. Геосинклинальный комплекс V - E - карбонатная формация. Интрузии габро-диорит-плагитогранитной формации.	Габро-диорит-плагитограниты Au, Fe, Pb, Zn. Щелочные компл. - редкоземельно-редкометаллы, нефелин-воруд.	Глубокий минимум	Отрицательный фон, осложнен. сложными положительными аномалиями.
VII-Гайкало-Витимский	I	Метаморфические толщи A ₁ -R ₁ (гнейсы, кристалл. сланцы, мигматиты, граниты). Слабометаморфизованные толщи R ₁ , вмещающие основные и кислые интрузии. Гранитоиды R ₂ -1.	Гранитоиды - Au, Fe. Щелочные компл. - редкоземельно-редкометаллы.	Глубокий минимум	Отрицательный фон, осложненный редкоразбросан. аном.
VIII-Дзиджанский	II	Метаморфизованные песчаники, сланцы, кислые интрузии E, силит-диабазовая формация, вмещающая интрузии основных и ультраосновных пород. Гранитоиды, диориты и гранодиориты R ₂ -1.	Ультраосновные и основные интрузии - Fe, Cr, Ti. Гранитоиды - Au, Pb, редкие металлы. Щелочн. компл. - Mo, W.	Относит. повышенное	Повышенное, осложненное локальными положительными аномалиями.
IX-Селенгацно-Витимский		Гранито-гнейсы. Геосинклинальные комплексы (андезит-дацитовая, алевритово-сланцевая, песчано-конгломератовая, рифово-известковая и молассовая формации, вмещающие массивы гранитоидов).	Андезит-дацитовая - Mg, Pb, Zn. Щелочн. компл. - Mo, W.	Относит. повышенное	Отрицательный, осложненное протяженными зонами положительными и отрицат. аном.

состав Центрально-Азиатского орогенного пояса. Представляется вероятной связь регионального минимума поля силы тяжести с новейшими процессами в верхней мантии этих регионов. Пояса распространения щелочных интрузий в блоке III картируются положительными магнитными аномалиями, что позволяет выделить зоны, перспективные на редкоземельное, редкометальное и нефелиново-рудное месторождения.

Блок Простеросаяна (IV) вмещает дейтероорогенные комплексы лейкократовых, аляскитовых гранитов, а также щелочных и нефелиновых сиенитов, локализованные в протяженной зоне. Соответствующие ей полосовые магнитные аномалии пересекают блок в центральной части и уходят в Манскую впадину. Рассматриваемая зона перспективна на редкоземельно-редкометально-нефелинорудное сырье.

Бирюсинский блок (V) включает одноименный выступ платформы осложненный Агульско-Тагульским дейтероорогенным прогибом. Его слагают вулканиты кислого и среднего состава, грубообломочные вулканогенно-осадочные образования, вмещающие крупные плутоны щелочных гранитов и сиенитов. Щелочные формации известны также в Рыбинской впадине, осложняющей северную часть прогиба. Вдоль Агульско-Тагульского прогиба прослеживается крупная зона положительных аномалий поля ΔT_a , уходящая в пределы Рыбинской впадины и далее в Западно-Сибирскую плиту. Ей соответствуют ореалы щелочного магматизма и связанные с ними редкометально-нефелинорудные месторождения (рис.).

Тувино-Монгольский блок (VI) вмещает крупные плутоны гранит-граносиенитовой формации (граниты нормального типа, аляскитовые, субщелочные граниты, граносиениты и нефелиновые сиениты). Ареалы щелочного магматизма отмечены положительными аномалиями ΔT_a , охватывающими области, перспективные на редкометальное, редкоземельное и нефелинорудное сырье и молибден-вольфрамовые руды.

Байкало-Витимский блок (VII) включает область развития гранитоидов, осложненную рифтовыми впадинами (Баргузинская, Бодайбинская и др.). Южная часть блока переработана процессами активизации, выразившимися становлением интрузий щелочных гранитов и сиенитов.

Глубокий минимум силы тяжести, отвечающий этому блоку, связан как с высокой степенью гранитизации коры, так и с новейшими процессами, протекающими в верхней мантии. Возможно, что эти же

причины обуславливают и низкие фоновые значения поля ΔT_a . Области развития щелочных магматических комплексов дейтероорогенного этапа, подчеркнутые положительными аномалиями ΔT_a , перспективны на редкоземельно-редкометальное оруденение.

Джидинский блок (УШ) сложен флишеидными формациями, вмещающими граносиенитовые комплексы. Отображение интрузий гранит-граносиенитовой формации в магнитном поле и параллелизация их с девонским субвулканическим комплексом (Дистанова, 1975), позволяет наметить области, перспективные на редкоземельно-редкометальное оруденение. Прослеживание аномальных специфических зон из Селенгино-Витимского блока позволяет показать возможные перспективные области на Mo и W.

Селенгино-Витимский блок (IX) совпадает с Удино-Витимской зоной каледонид, выделенной В.Г.Беличенко (1975). Структура каледонид осложнена процессами активизации, проявившимися формированием рифтовых впадин, выполненных вулканогенными формациями и становлением субвулканических гранитоидных интрузий щелочного состава, слагающих обширную полосу, прослеживающуюся вдоль всего блока.

Четкая корреляция аномалий магнитного поля и щелочных гранитоидных комплексов позволила наметить (рис.) области, перспективные на вольфрам-молибденовую минерализацию.

Крупные рудные провинции (редкоземельное, редкометальное, нефелинорудное, вольфрамовое и молибденовое оруденения) также связаны с дейтероорогенными магматическими комплексами. Однако тип месторождений блока зависит также от исходного субстрата, подготовленного в процессе развития коры к моменту последней активизации. В исследуемом регионе по специфике состава, развития и металлогеническому профилю различаются сиалические (I) блоки (Байкало-Тувинский, Тувино-Монгольский и др.), имеющие общий отрицательный фон поля ΔT_a . Он осложнен положительными аномалиями над участками скопления щелочных комплексов. В поле силы тяжести эти блоки выражены глубокими минимумами, обусловленными новейшими процессами. Симпатические блоки (II) (Минусинский, Дел-

Дистанова А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района. - В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, 1975, с. 49-121.
Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. - Новосибирск, 1977. - 134 с.

динский) характеризуются повышенными значениями напряженности полей Δg и ΔT_a . Напряженность последнего усиливается наличием протяженных аномальных зон (> 10 мз), коррелирующих с распространением девонских магматических комплексов.

Различные по составу, структуре и металлогении блоки земной коры региона разделены глубинными разломами, обновляющимися с каждым новым циклом активизации. Длительное развитие разломов обуславливает наличие в их зонах различных и разновозрастных месторождений (рис.). С гипербазитовыми интрузиями ассоциируют месторождения Fe, Cr, U , хризотил-асбеста и др.; с гранитоидами - Au; магматические комплексы эпох активизации (Pz 2-3, Mz, Kz) обусловили месторождения Ne, Hg, Mo, W.

С.А.Тычков

КОНВЕКТИВНЫЕ ПОТОКИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В ТЕКТОНИКЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Известно, что структура и динамика земной коры во многом определяются процессами, происходящими в глубоких недрах Земли. Действие таких процессов на кору выражается в изменении строения и физических свойств верхних слоев оболочки, а также во взаимодействии с литосферными процессами и в первую очередь с процессом изостатического регулирования.

В настоящей статье рассматривается один из мантийных процессов - тепловая конвекция в мантии. Обсуждаются условия, достаточные для возникновения процесса, обосновывается необходимость его существования, а также приводятся особенности тектонического развития литосферы, существование которых можно, по-видимому, непосредственно связать с действием этого процесса на литосферу.

Одним из типов действия мантийных процессов на литосферу является взаимодействие их с процессом изостазии. В работах [Г78, Г79] показано, что горизонтальное перетекание вещества при изостатическом регулировании происходит на глубине l/K , где K - вол-

новое число возмущения на границе Мохо. При длине волны в 1000 км перетекание происходит на глубине 130--150 км. На этом уровне может существовать также горизонтальная ветвь тепловой конвективной ячейки в верхней мантии. Взаимодействие этих потоков приводит к нарушению стационарного изостатического режима, что находит свое отражение в особенностях строения и динамики коры.

Для того, чтобы промоделировать такое взаимодействие, верхняя мантия была представлена многослойной вязкой жидкостью, движения которой описываются уравнениями Навье-Стокса [180].

Прежде всего была рассчитана модель изостатического регулирования. Максимальная вертикальная скорость на поверхности в начальный момент равна 3,7 см/год. Длина волны возмущения равна $\lambda = 2\pi/k = 600$ км. Максимум горизонтальной скорости перетекания приходился на глубину ~ 140 км и был равен 2,6 см/год. По мере приближения системы к равновесному состоянию на дневной поверхности образуется компенсационный рельеф с максимальным смещением от уровня невозмущенной границы ~ 450 м при начальном нескомпенсированном возмущении на границе Мохо в 5 км.

Расчет модели с учетом конвективной неустойчивости верхней мантии начинался с поиска критического числа Релея $R_{кр}$, характеризующего предел стабильности. При $R > R_{кр}$ ситуация становится неустойчивой и можно говорить о существовании конвективных ячеек. Как следует из расчетов, для данной модели $R_{кр} = 1330$ при $\lambda = 760$ км. Сверхадиабатическая разность температур, необходимая для возникновения конвекции, равна всего $\sim 20^\circ\text{C}$, поэтому реальная ситуация ($\sim 400^\circ\text{C}$) находится в закритической области с числом Релея, равным 40 000--50 000. При $R = 47\ 709$ происходит перестройка структуры конвекции из одноячейковой в двухячейковую по глубине. Максимальная вертикальная скорость движения поверхности в этом случае весьма незначительна ($< 0,05$ см/год), а горизонтальная скорость перетекания на глубине 150 км практически равна нулю. Следовательно компенсационного рельефа на дневной поверхности почти не образуется, а на Мохо существует нескомпенсированное практически стабильное возмущение с амплитудой в 5 км.

Таким образом, мелкомасштабная конвекция в верхней мантии, взаимодействуя с компенсационным перемещением вещества при регулировании, приводит к тому, что возможно: а) устойчивое существование нескомпенсированных корней на границе Мохо; б) устойчи-

вое существование нескомпенсированного рельефа дневной поверхности над восходящими конвективными потоками.

В свете полученных результатов новое объяснение получила, в частности, гипотеза о природе унаследованности новейших структур Забайкалья от мезозойских (идея "вмерзания" корней гор при разрушении самих гор). Корни гор, учитывая зависимость механизма регулирования от реологии мантии, не могут существовать длительное время при любых допустимых значениях вязкости подкорового материала [Г79]. Однако, принимая во внимание возможность конвекции в верхней мантии, можно сказать, что поток конвектирующего вещества в состоянии обеспечить устойчивое нескомпенсированное состояние корней гор. При тектонической активизации происходит изменение температурного режима, что влечет за собой расхождение по глубине двух потоков вещества мантии и препятствия для всплывания нескомпенсированных корней гор ликвидируются, что говорит в пользу идеи унаследованности новейших структур Забайкалья от мезозойских.

Существование тепловой конвекции в верхней мантии во многом определяется характером увеличения плотности с глубиной. Современные геофизические данные, сконцентрированные в моделях Земли, (здесь используется модель РЕМ) позволяют определять плотность с точностью до 1% при радиусе осреднения в 200 км, а предполагаемый В.А.Магницким сверхадиабатический перепад температуры в этой области, будет создавать условия для развития конвективной неустойчивости при отклонении от адиабатического распределения плотности до 2-3%.

Для того, чтобы показать необходимость существования тепловой конвекции в верхней мантии, обратимся к ситуации в нижнем сегменте мантии. Здесь предполагается интенсивное выделение энергии при дифференциации вещества на ядро-мантийной границе, а также от распада радиоактивных элементов в мантии. Непрерывное накалывание легкого материала под нижней мантией близко к ситуации, когда слой жидкости нагревается снизу, в результате чего возникает циклическое движение – тепловая конвекция, переносщая нагретую и более легкую жидкость наверх.

Относительно аномального увеличения плотности с глубиной в нижней мантии – основного препятствия к существованию конвекции – убедительные результаты получены при построении модели Земли

РЭМ. Распределение плотности с глубиной здесь только на 0,2% отличается от адиабатической зависимости. Поэтому здесь возникают крупномасштабные конвективные движения.

Выделяющаяся при дифференциации потенциальная энергия расходуется на преодоление сил вязкого трения и в конечном счете переходит в тепло. При движении в форме крупных конвективных ячеек тепловыделение распределяется по всей нижней мантии. Выделение потенциальной энергии сравнимо с энергией радиоактивного распада, которая оценивается Е.А.Любимовой в $4 \cdot 10^{27}$ эрг/год.

Следовательно в год нижняя мантия нагревается примерно на $T = 20^\circ\text{C}$:

$$T = 2 \cdot Q / (C \cdot m)$$

где $C = 0,2$ кал/(г. $^\circ\text{C}$), $m = 245 \cdot 10^{25}$ г, $2 \cdot Q = 2 \cdot 4 \cdot 10^{27}$ эрг/год. Температура плавления пород нижней мантии не превосходит, по-видимому, 4000°C , поэтому без эффективного выноса тепла, через ~ 200 лет вещество нижней мантии было бы нагрето до состояния полного расплава, что противоречит сейсмологическим данным. Кондуктивный механизм передачи тепла малоэффективен. Поэтому представляется вероятным, что по мере прогрева нижней мантии и, следовательно, увеличения температуры основания вышележащего слоя – верхней мантии, в последней при достижении определенных условий ($R > R_{кр}$) возникают конвективные движения, обеспечивающие быстрый вынос тепла на поверхность из нижней мантии.

Разнообразие физических условий в недрах предполагает, что конвекция может существовать в различных формах, отличающихся размерами ячеек, платформой, интенсивностью движения вещества в ячейке и другими параметрами. Экспериментальные исследования конвекции с интенсивно движущейся верхней границей показали, что наиболее вероятная форма мелкомасштабной конвекции при такой ситуации – валы с осями, параллельными движению литосферной плиты. Для крупнейших континентальных плит Евразии и Африки эти периоды, согласно Р.Гордону, составляют 220–160 и 110–60 млн.лет назад соответственно. Скорость движения в это время достигала 50–60 мм/год, тогда как современные скорости составляют 10 мм/год.

Если скорость движения плиты мала, то конвекция в верхней мантии может принимать форму изометрических в плане ячеек. Под Евразийской литосферной плитой, которая закончила интенсивные перемещения более 160 млн.лет назад, изометрическая в плане конвекция замыкается выше фазового перехода на 400 км. Подтвержде-

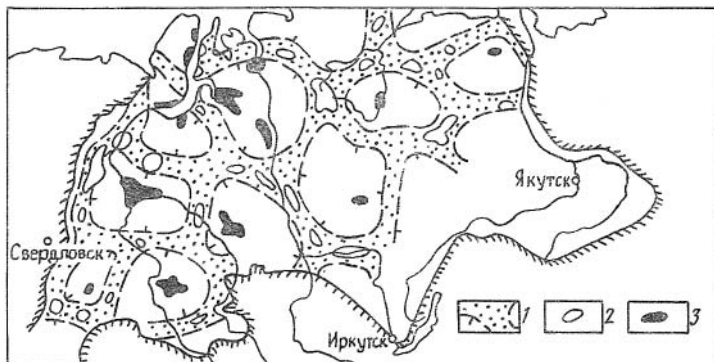


Рис.1. Схема вероятного расположения конвективных ячеек в верхней мантии под Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой

1 - области поднятий, соответствующие восходящим потокам; 2 - области максимальных поднятий; 3 - области максимальных прогибаний, соответствующих нисходящим конвективным потокам

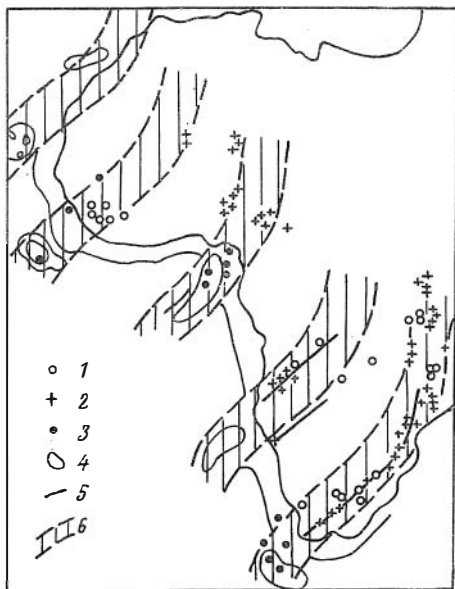


Рис.2. Схема вероятного расположения восходящих конвективных потоков под Африканской плитой в мелу
 1 - кимберлитовая формация; 2 - карбонатитовая формация и формация щелочных интрузий; 3 - вулканы; 4 - океанические валы; 5 - разломы; 6 - зоны восходящих конвективных потоков
 (1,2,3,4,5 - по Хайну, 1977)

нием такого типа конвекции может служить мозаичная структура неотектонических поднятий, характерная для платформенных областей плиты, а также распределение теплового потока по данным, полученным для некоторых районов Сибири (рис.1).

Анализ тектонического развития Африканской литосферной плиты в период её интенсивного перемещения позволил выделить структуры, генетически связанные с мелкомасштабной тепловой конвекцией в верхней мантии, проявляющиеся в виде валов (рис.2).

Таким образом, в верхней мантии могут существовать различные формы мелкомасштабной тепловой конвекции. Этот механизм принимает участие в формировании структуры литосферы, обеспечивая наблюдаемую величину теплового потока на поверхности. Но главная роль такой конвекции в тектонической жизни Земли заключается в эффективном выносе избытков тепла из её недр, в основном из нижней мантии.

Т.Л.Захарова, А.В.Ладьянин, С.А.Тычков

ИЗОСТАЗИЯ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ СИБИРИ

Важной задачей геофизики является выяснение механизма тектонических процессов, определяющих структуру литосферы, размещение в ней месторождений полезных ископаемых и проявляющихся в её современных движениях и сейсмичности. Одной из причин и существенным источником энергии таких процессов может быть гравитационная неустойчивость оболочки, обусловленная инверсией плотности, латеральной плотностной неоднородностью литосферы, наличием в верхней мантии условий, благоприятных для тепловой конвекции. Представляется естественным исследовать роль такой гравитационной тектоники в механизме формирования современной структуры земной коры, т.е. в распределении элементов новейшей структуры, их проявлении в современной глубинной структуре литосферы и в особенностях современных движений земной поверхности. Такому исследованию способствует то обстоятельство, что в последние годы для территории Сибири получены новые важные геологические и геофизические данные о новейшей тектонике, строении земной коры и верх-

ней мантии, изостазии, распределении и механизме очагов землетрясений, о скоростях современных вертикальных движений земной коры, тепловых потоках и температуре земной коры. Существенное уточнение получили также глобальные модели распределения главных физических свойств верхней мантии (плотности, упругих и реологических характеристик), а также распределения температуры и параметров состава и состояния вещества.

Задача состоит в том, чтобы, используя данные о распределении плотности, вязкости и температуры в земной коре и верхней мантии, с учетом другой необходимой информации, построить модель механизма формирования современной структуры континентальной литосферы для территории Сибири. Решение такой задачи естественным образом подразделяется на два этапа: вначале построение принципиальной (качественной) модели с определением свойств среды и возможных движущих сил, и затем построение математической модели совокупности тектонических процессов, приводящих к реальной современной структурной ситуации. Ниже приводятся основные результаты исследований в рамках первого этапа.

Изучение изостазии новейших структур Сибирской платформы и её горного обрамления – Алтае-Саянской, Забайкальской, Верхояно-Колымских горных областей и Байкальской рифтовой зоны в сопоставлении с глубинной структурой и современными движениями земной коры [55,56,92,III,144,146] показало, что при общей близости литосферы Сибири к равновесию, небольшие отклонения от изостазии, имеющие характер недокомпенсации топографических масс глубинными, закономерно распределены относительно элементов новейшей структуры. Это указывает на ведущую роль антиизостатических глубинных процессов в их механизме формирования. Вместе с тем изучение изостазии дает основания считать континентальную литосферу в тектонических процессах с характерной длительностью более 10^5 лет эффективно вязкой средой с $\eta = 10^{23} - 10^{25}$ П [146,179,188].

По комплексу геофизических данных с учетом результатов математического моделирования процессов изостатического регулирования получены представления о плотностной и реологической неоднородности земной коры в верхней мантии Сибири [III,146,179,188 и др.]. Основные плотностные неоднородности земной коры образованы рельефом раздела Мохо; внутрикоровые неоднородности имеют подчиненное значение. Наиболее существенной плотностной неоднородностью вер-

хов мантии является область пониженной плотности, соответствующая Байкальскому рифту, и зона шириной до 500 км, простирающаяся от Байкальского рифта вдоль восточной границы Сибирской платформы и рифтовому хребту Гаккеля в Северном Ледовитом океане [92, III, 146]. Латеральные изменения вязкости, не превышающие, вероятно, 1-3 порядков, связаны в основном с понижением вязкости астеносферы и, по-видимому, подкорового слоя верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне. Дефицит вязкости астеносферы на два порядка по сравнению с вязкостью литосферы ($\eta_a / \eta_l \sim 10^{-2}$) достаточен для обеспечения реальных скоростей изостатического регулирования ~ 10 см/год и возможности горизонтальных движений литосферных плит с той же скоростью [178, 179, 188].

Математическое моделирование процессов изостатического регулирования при наличии верхнемантийной конвекции [180, 181, 188] позволяет объяснить существование неполностью уравновешенных структур литосферы, антиизостатических движений земной коры и явление унаследованности новейших структур от более древних существованием мелкомасштабной конвекции в верхней мантии, в особенности в астеносфере, а также перестройкой геометрии конвективных ячеек при изменении геотермического режима.

Однако в рамках гравитационной тектоники невозможно, по-видимому, даже на качественном уровне, объяснить ряд существенных особенностей структуры и динамики литосферы, в частности тех, которые свойственны зонам сочленения Сибирской платформы и её горного обрамления.

Оценка напряжений в литосфере, обусловленных её плотностной неоднородностью, в сравнении с ориентировкой осей главных напряжений в очагах землетрясений и направлениями смещений по новейшим разломам горного обрамления Сибирской платформы, показывает, что напряженное состояние земной коры определяется главным образом не её неоднородностью (этот фактор существен лишь в локальных областях), а активными тектоническими, преимущественно горизонтальными, движениями. Эти движения проявляются в надвигании на Сибирскую платформу Верхояно-Колымского и, возможно, Алтае-Саянского горных поясов и в растяжении Байкальского рифта [92, III, 146]. Современная изолированность Байкальской рифтовой зоны от мировой рифтовой системы дает основание допустить, что обстановка растяжения литосферы здесь может быть локальным следствием

общего сжатия Сибирской платформы со стороны Восточно-Колымского и Центрально-Азиатского горных сооружений.

Таким образом, известны основные элементы, необходимые для построения модели механизма формирования современной структуры литосферы Сибири: а) особенности строения и динамики литосферы, которые должны получить объяснение в рамках этой модели; б) важнейшие свойства земной коры и верхней мантии (плотность и вязкость), определяющие кинематику процессов гравитационной тектоники; в) возможные внешние тектонические воздействия, существенные в этом механизме - верхнемантийная конвекция, горизонтальные перемещения указанных выше крупных блоков литосферы и комплекс процессов изостатического регулирования в существенно неоднородной в плане и по разрезу литосфере.

Дальнейшие исследования следует направить на создание математических моделей этих процессов.

РАЗДЕЛ П

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВАРИАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Н. П. Есиков

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Изучение пространственно-временных свойств современных деформаций земной поверхности приобрело особо важное значение в связи с решением задач прогноза разрушительных землетрясений, извержений вулканов, выделения активизированных зон глубинных разломов, определяющих, как известно, структурную позицию месторождений многих полезных ископаемых, а также охраны земной поверхности в промышленно развитых районах с интенсивной эксплуатацией месторождений угля, руд и т.д. Основная роль в решении этих задач в настоящее время отводится методам геодезии.

Широкое развитие подобных работ на большом числе геодинамических полигонов, расположенных в различных районах нашей страны, привело к накоплению большого объема результатов повторных измерений плановых и высотных геодезических сетей. Назрел вопрос сопоставления этих данных, их систематизации и обобщений с целью выявления общих и локальных закономерностей современной динамики земной поверхности и выяснения связей этого процесса с другими геолого-геофизическими явлениями.

В связи с этим в лаборатории физики земной коры была поставлена задача обосновать с общетеоретических позиций и разработать методическую систему анализа различных видов повторных геодезических измерений, которая позволила бы исследовать инварианты деформированного состояния земной поверхности, обладала бы простотой и оперативностью при её практическом использовании и достаточно полно исчерпывала возможности методов геодезии для решения геолого-геофизических задач. Исследования, выполняемые в этом направлении изложены в ряде работ [45, 46, 186 и др.], и здесь мы на них останавливаться не будем.

В настоящей статье, кратко рассмотрены некоторые свойства

вертикальных и горизонтальных компонент деформаций земной поверхности, выявленные на основе данных повторных нивелировок и триангуляций.

Вертикальные компоненты деформаций изучены по данным восьмикратных (1968–1976 гг.) нивелировок на Селенгинской линии Байкальского полигона, девятикратных (1967–1975 гг.) на Алма-Атинском и двенадцатикратных (1958–1972 гг.) на Гармском полигонах [44, 46, 48, II 6, I 87]. Каждый полигон, рассматривался как единый "натурный образец", для которого определялись: а) усредненные значения годовой интенсивности – значения изгиба и наклона по модулю и б) значения накапливаемого эффекта – алгебраически накапливаемых значений данной компоненты.

Выполненные исследования по трем сейсмоактивным районам позволили выявить следующие типы развития интенсивности деформирования (И), накапливаемого эффекта (Н) и совместного проявления этих характеристик (СП).

I_1 –средний уровень сохраняется на протяжении многих лет. На таком фоне проявляются бухтообразные всплески интенсивности (изгиб и наклон на сочленении Памира с Тянь-Шанем – Гармский полигон; наклон в Усть-Селенгинской впадине); либо интенсивность изменяется ритмично (изгиб в Усть-Селенгинской впадине).

I_2 –средний уровень интенсивности уменьшается на протяжении многих лет. На подобном фоне проявляются её флуктуации (изгиб, наклон на сочленении Илийской впадины с Заилийским Алатау, Алма-Атинский полигон).

H_1 –накапливаемый эффект деформации в среднем увеличивается во времени (изгиб, наклон, на сочленении Памира с Тянь-Шанем, наклон в Усть-Селенгинской депрессии; изгиб на сочленении Илийской впадины с Заилийским Алатау).

H_2 –накапливаемый эффект изменяется без существенного нарастания в связи со знакопеременностью во времени компонент деформации (наклон на сочленении Илийской впадины с Заилийским Алатау, изгиб в Селенгинской депрессии).

$СП_1$ –средний уровень интенсивности постоянный, накопленный эффект возрастает (наклон, изгиб на границе Памира с Тянь-Шанем; наклон в Усть-Селенгинской впадине).

$СП_2$ –средний уровень интенсивности систематически понижается, накопленный эффект изменяется с некоторым понижением (наклон

на сочленении Илийской впадины с Заилийским Алатау).

Обобщение накапливаемых наблюдений на геодинамических полигонах с помощью подобных моделей позволит в дальнейшем "паспортизировать" сейсмические районы по типу и характеру временного развития деформаций земной поверхности.

Рассмотрим результаты изучения горизонтальных деформаций земной поверхности.

I. Медленные тектонические деформации в южной части Центрально-Сахалинского разлома* [148]. По данным измерений плановой сети из восьми пунктов со средним расстоянием - 3,8 км в 1974-1975, 1975-1977 и 1977-1979 гг. построены карты в изолиниях дилатаций, максимального сдвига, главных значений деформации и схемы дисперсий, служащие оценкой точности определения параметров деформаций. На основе этих схем рассмотрено латеральное распределение и характер изменения деформированного состояния по площади в течение указанных периодов времени.

Особенности динамики процесса изучены по среднестатистическим значениям параметров, общее изменение которых отражает переход района из фазы расширения в фазу интенсивного всестороннего сжатия. Следует особо подчеркнуть надежно установленный факт переориентации главных осей деформации (рис.). В период 1974-1975 гг. дирекционный угол оси сжатия был равен 8° , территория сжималась почти в меридиональном направлении, максимальное же растяжение было ориентировано почти по параллели. В период 1975-1977 гг. произошел небольшой разворот главных направлений деформации по часовой стрелке с падением их годовой интенсивности (рис.), и, наконец, в третий период 1977-1979 гг. произошла резкая смена направлений главных деформаций - район подвергся всестороннему сжатию с направлением максимальной оси северо-запад-юго-восток (дирекционный угол 140°). Скорость дилатации стала несколько преобладать над скоростью максимального сдвига. Рассмотренная динамика процесса горизонтального деформирования земной поверхности предшествовала извержению Южно-Сахалинского вулкана 28.10.1979 г., расположенного в 6-10 км южнее исследуемого участка.

* Исследования выполнены по полевым материалам СахКНИИ ДВНЦ АН СССР (Н.Ф.Василенко и др.).

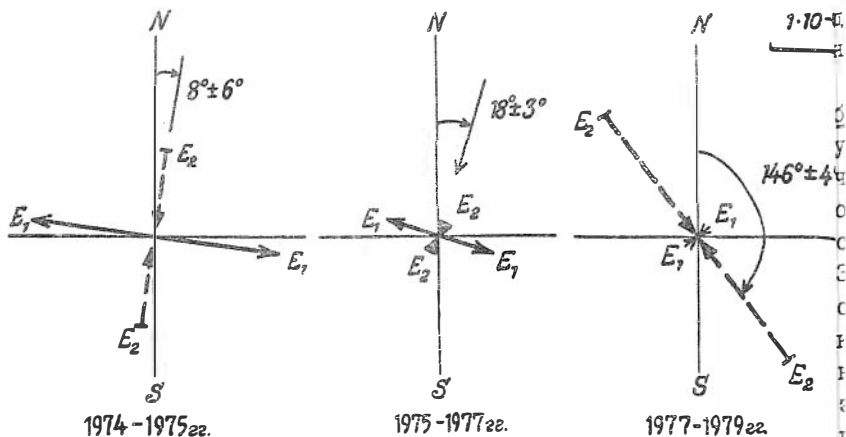


Рис. Вращение главных осей деформации
в южн. части о.Сахалин

2. Вулканогенные деформации на Камчатке [59]. Плановые деформации земной поверхности Толбачинского вулкана изучены на полигоне на площади около 2000 км^2 по наблюдениям триангуляционной сети, состоящей из 25 пунктов в 1971-1976 и 1976-1977 гг. Анализ схем главных значений деформаций за указанные периоды позволил выявить на территории полигона зоны повышенной деформации, сохранившие свое положение и после извержения. Установлено что в период подготовки Большого трещинного извержения и действия вулкана (измерения 1971-1976 гг.) общий фон деформации земной поверхности отражал её расширения, а в последующий период (измерения 1976-1977 гг.) территория перешла в стадию общего сжатия за исключением участка, располагающегося северо-западнее вулкана Толбачинского. Этот участок из фазы сжатия во времени действия Южного прорыва перешел в период 1976-1977 гг. в состояние растяжения. Значения главных деформаций составляют $2 \pm 9 \cdot 10^{-5}$. Выполненный анализ результатов повторных наблюдений плановой сети позволил впервые выяснить количественный уровень и характер

деформирования земной поверхности в области действующего вулкана.

3. Техногенные деформации на угольных месторождениях Кузбасса [48]. Деформации земной поверхности на разрабатываемых угольных месторождениях в Кузбассе изучены по данным геодезических измерений, выполненных в 1975 и 1977 гг. на территории около 800 км², включающей двадцать три шахтных поля. Плановая сеть состоит из 56 пунктов со средним расстоянием между ними 3,3 км. Нивелирные профили включают более 200 реперов. На исследуемый район составлены карты горизонтальных и вертикальных компонент деформации. В подобных исследованиях необходимо выяснить тип деформаций, поскольку, как известно из лабораторных экспериментов, разрушение любых материалов происходит чаще всего при всестороннем расширении. В исследуемом районе тип деформирования устанавливался по соотношению знаков главных деформаций: всестороннее расширение – главные значения положительны, всестороннее сжатие – отрицательны и растяжение–сжатие – главные значения деформации имеют разные знаки. Всестороннее растяжение выявлено на участке в центральной зоне месторождения. Всестороннему сжатию подвержены относительно небольшие участки месторождения, а на основной же части территории наблюдается третий тип деформирования – растяжение–сжатие.

Кроме приведенных данных о типах деформаций земной поверхности отмечается, что годовая скорость максимального сдвига на отдельных участках достигала $1,5 \cdot 10^{-4}$, а дилатации – $0,8 \cdot 10^{-4}$, при этом разрушений на поверхности Земли не происходило.

Результаты выполненных исследований показывают, что анализ деформированного состояния земной поверхности, по данным повторных измерений плановых геодезических сетей, следует рекомендовать как составную часть в комплексе работ по долгосрочному и краткосрочному прогнозу землетрясений. Подобный анализ также необходим для перспективного планирования развития районов с интенсивной эксплуатацией угольных и других месторождений полезных ископаемых.

МЕТОДИКА УСТАНОВЛЕНИЯ И АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР
РЕЛЬЕФА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Сведения о деформациях современного рельефа используются при решении многих научных и практических задач, связанных, например, с выяснением характерных особенностей неотектонических и современных структур, сейсмическим районированием, поисками предвестников землетрясений и т.д. Предложено много морфометрических показателей – площадных, линейных, объемных, используемых при описании различных форм рельефа. Однако имеющиеся характеристики не исчерпывают информацию о характере эндогенных процессов, которую несет в себе рельеф земной поверхности. Анализ современного состояния рельефа и его пространственно-временных связей с другими исследуемыми явлениями должны, прежде всего проводиться на основе инвариантных характеристик [44,45,186].

Исходя из принципов инвариантности и теории деформации, рельеф может быть описан тремя характеристиками: изгибовой деформацией – θ , наклоном – γ и их комбинацией – E , характеризующей общий уровень деформационного состояния рельефа или интенсивность деформирования. Эти параметры признаются ведущими показателями деформации современного рельефа земной коры.

В основу расчета компонент деформации положена модель локально-однородного деформирования земной поверхности [44,45]. Для определения количественных параметров деформации рельефа применен метод конечных элементов, при котором исследуемая площадь разбивается на равномерную сеть элементарных участков, в нашем случае – квадратов. Вдоль матрицы исходных данных, скользит палетка размером 2×2 , охватывающая девять узлов матрицы, в которых задана исходная функция. Компоненты деформации в плоскости вертикального разреза рассчитываются для 4 сечений палетки (через 45°). Их средние значения, относимые к центру палетки:

$$\bar{\theta} = \frac{1}{8} \sum_{\gamma}^4 \left(\frac{H_i - H_{i-1}}{R_{i,i-1}} - \frac{H_{i+1} - H_i}{R_{i+1,i}} \right),$$

$$\bar{\gamma} = \frac{1}{8} \sum_{\gamma}^4 \left(\frac{H_i - H_{i-1}}{R_{i,i-1}} - \frac{H_{i+1} - H_i}{R_{i+1,i}} \right), \quad \bar{E} = \sqrt{\bar{\theta}^2 + \bar{\gamma}^2},$$

где $n = 4$, i — номер точки, H — рельеф земной поверхности в узловых точках матрицы, R — радиус палетки — принимает значения α и $\alpha\sqrt{2}$ (α — шаг матрицы).

Для обеспечения устойчивости значений параметров выполняется осреднение исходной функции, а затем и компонент деформации. Радиус палетки осреднения зависит от порядка исследуемых структур. На тестовом примере по осреднениям квадратной палетки со сторонами 20, 40 и 80 км получены деформационные структуры разного размера. Как показал их анализ, для устойчивости значений компонент деформации достаточно осреднения по палетке со стороной 20 км, чтобы компоненты деформации рельефа не зависели от ориентировки матрицы исходных значений.

Расчеты компонент деформации велись по программе "альфа-6" на ЭВМ БЭСМ-6. Результативные карты-схемы строились автоматически с помощью графопостроителя BENSON OFF-220, по программе Т.Л.Захаровой. Методика расчетов опробована в Байкальской рифтовой зоне. В качестве исходного материала использовалась гипсометрическая карта масштаба 1:1 000 000. На исследуемый район составлено 10 карт-схем, отображающих деформационное состояние современного рельефа земной поверхности: изгибовых деформаций; модуля изгиба, его максимального значения; направление максимальных значений изгиба; алгебраических значений наклонов; их модульных значений; максимальных значений наклонов и их направлений; общей интенсивности деформирования; модульных значений интенсивности деформирования.

Кратко охарактеризуем результаты этих построений. В пределах Сибирской платформы значения наклонов (γ) меняются от 0 до $0,75 \cdot 10^{-3}$, достигая в краевой части платформы, прилегающей к Байкальской рифтовой зоне $2 \cdot 10^{-3}$. В Забайкалье область умеренных и средних наклонов делится на отрицательные и положительные деформационные структуры с четко выраженным северо-восточным простиранием. Значения наклона здесь меняются от $0,25 \cdot 10^{-3}$ до $2,5 \cdot 10^{-3}$ на положительных, от $0,25 \cdot 10^{-3}$ до $2,75 \cdot 10^{-3}$ на отрицательных структурах. Наибольшее значение наклона наблюдается в центральной части исследуемого района, причем цепочка максимальных локальных аномалий четко вырисовывает границы кайнозойских впадин. В южной части эти значения достигают $10 \cdot 10^{-3}$.

Следует подчеркнуть особую важность изгибовых деформаций

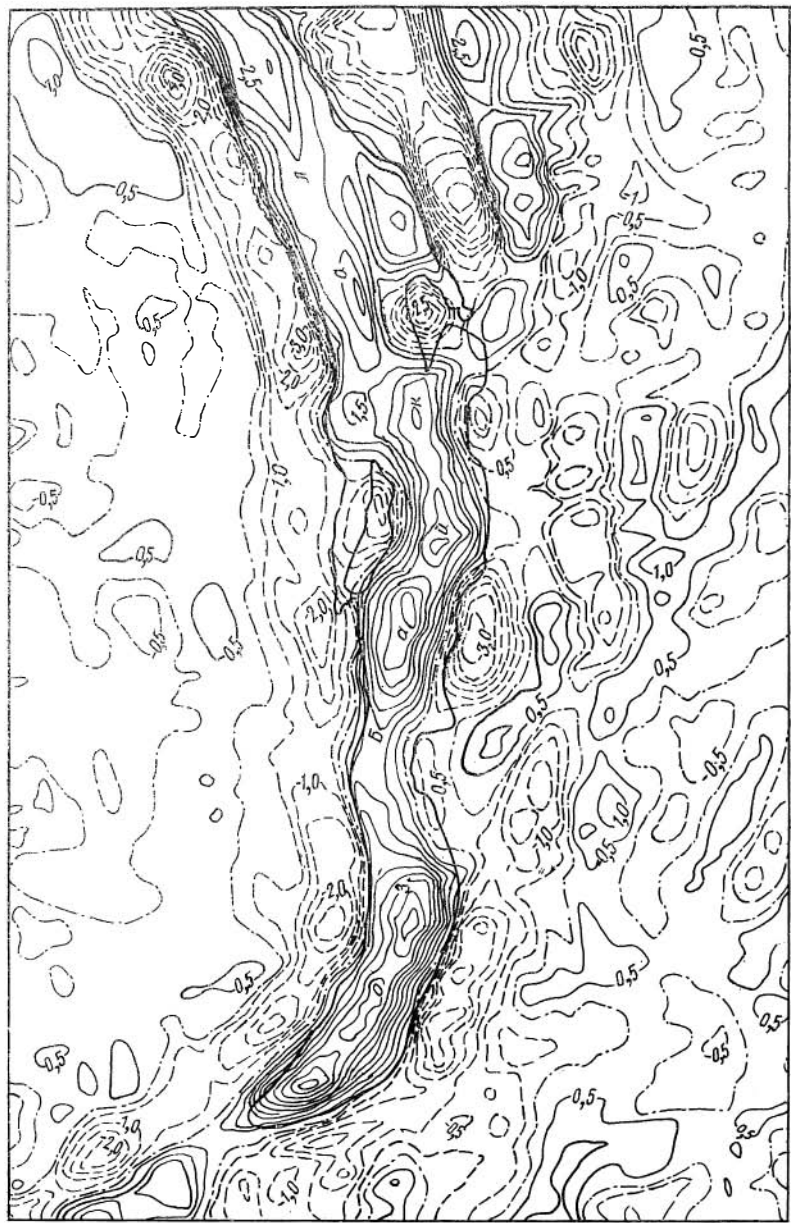


Рис. Фрагмент карты-схемы изгибовой деформации в центральной части Гайкальской рифтовой зоны

(θ), поскольку они играют весьма существенную роль в образовании и развитии различных типов структур рельефа земной поверхности. На исследуемой территории наиболее крупная положительная деформационная структура изгиба принадлежит впадине озера Байкал (рис.). Изолиния нулевого изгиба на всем протяжении береговой линии озера почти полностью совпадает с ней. Зона максимального изгиба до $5 \cdot 10^{-3}$ охватывает наиболее глубоководную юго-западную часть Южно-Байкальской котловины. В изгибных деформациях Байкала наблюдается та же асимметрия, что и в рельефе земной поверхности. В северной части котловины изгиб становится плавным и его величина уменьшается до $1 \cdot 10^{-3}$. В Северо-Байкальской котловине максимальная изгибовая компонента тяготеет к её северной половине, достигая $3,25 \cdot 10^{-3}$, где наблюдается симметрия изгибов.

В изгибных деформациях четко проявляется переходная часть от Сибирской платформы к рифтовой зоне, образуя здесь широкую полосу изгибов средней интенсивности, с большой расчлененностью отрицательных и положительных локальных структур.

С северо-запада и запада озеро обрамляется узкой полосой отрицательных изгибов до $3 \cdot 10^{-3}$ в Приморском хребте и до $4,5 \cdot 10^{-3}$ в Байкальском.

К западу и северо-западу от Байкальской рифтовой зоны, на Сибирской платформе значения изгибных деформаций уменьшаются, изменяясь от $1 \cdot 10^{-3}$ до 0. В Забайкалье значения эти немного больше, однако не превышают $1,75 \cdot 10^{-3}$. Средний градиент изгибных деформаций структур, приуроченных к впадинам и хребтам Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) равен $1,60 \cdot 10^{-9}$; в Забайкалье — $0,88 \cdot 10^{-9}$; в юго-восточной части Сибирской платформы — $0,76 \cdot 10^{-9}$. Центральная часть БРЗ также отличается большей интенсивностью деформирования рельефа (E) — на юге её значения достигают $12 \cdot 10^{-3}$. К северо-западу и юго-востоку интенсивность деформирования убывает, соответственно, до $0,5 \cdot 10^{-3}$ и до $3,5 \cdot 10^{-3}$.

Таким образом, исследуемая территория четко районирована на три области: область малых деформаций — восточная и юго-восточная части Сибирской платформы; область больших деформаций — Байкальская рифтовая зона; область умеренных деформаций — районы Забайкалья.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ
ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРИ

Изучением различных аспектов современных движений земной коры (СДЗК) лаборатория физики земной коры Института геологии и геофизики СО АН СССР занимается уже много лет. Большинство работ этого направления опубликовано и обсуждалось на специальных собраниях.

В 1976--1980 гг. исследования СДЗК в лаборатории развивались в следующих направлениях: 1) изучение закономерностей и особенностей проявления современных движений земной коры Сибири; 2) изучение современных движений земной поверхности на трассе БАМа; 3) систематические наблюдения за современными движениями в сейсмоактивных районах Байкальской рифтовой зоны с целью выяснения связей современных движений с землетрясениями.

I. Изучение закономерностей и особенностей проявления современных вертикальных движений земной коры Сибири

Результаты повторного нивелирования, выполненного в Сибири, главным образом предприятиями ГУГК при СМ СССР, позволили установить общие закономерности в площадном распределении современных вертикальных движений (СВД) и составить "Схематическую карту современных вертикальных движений земной коры юга Сибири" масштаба 1:2 500 000 (в IX пятилетке подобная карта была составлена только на южную часть Байкальской рифтовой зоны) [80-82].

Картирование скоростей СВД и анализ их по отдельным профилям повторного нивелирования послужили основой для последующего исследования их характера, тенденций проявления и связей с геофизическими полями, геологическими особенностями и тектоническими структурами для выявления основных свойств этих движений в южной части Сибири. Полученные результаты исследования сводятся к следующему.

I. Достаточно интенсивные СВД в Сибири охватывают области с площадными размерами от десятков до тысячи квадратных километров. Пространственная дифференциация их и интенсивность обусловлены различием геологической и морфологической обстановок в пре-

делах Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы, Алтае-Саянской горной области, Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и складчатой области Забайкалья. Подробное описание особенностей пространственного распределения СВД дано в работах [70,71,81]. Гигантская впадина Западно-Сибирской плиты проявляется обширной областью современного прогибания, скорость которого увеличивается в северном направлении. Так, относительная скорость прогибания центральной части плиты равна - 4 мм/г, а ее северо-восточной части (в Приенисейском регионе) - свыше 8 мм/г. В пределах Западного Саяна скорости возрастают до +10 мм/г. Южная часть Сибирской платформы на протяжении почти 500 км подвержена незначительным СВД со скоростью от -0,5 до +3,0 мм/г, резко возрастающей с приближением к Иркутскому амфитеатру и достигающей в его пределах значений +8 + 10 мм/г. Наиболее интенсивная скорость современного поднятия (свыше +15 мм/г) приурочена к Байкальскому своду. Вообще же для БРЗ характерна высокая дифференцированность современных движений.

2. Районирование по амплитудам изменения высот точек линий повторного нивелирования позволило выявить связи отдельных их волн с геоструктурными элементами различного порядка и типа развития, а также дало возможность судить о направлении и скоростном режиме развития как крупных блоков земной коры, так и осложняющих их структур следующих порядков.

Анализ графиков относительного изменения высоты и горизонтальных градиентов СВД (по М.Г.Гзовскому), во-первых, подтверждает сделанный нами ранее вывод о том, что СВД Сибири отражают блоковый характер строения земной коры и, во-вторых, установил корреляцию зон максимальных значений горизонтальных градиентов скоростей СВД с тектоническими границами этих блоков - зонами разломов и контактов, а также выявил направленность СВД с тектоническими структурами (современные поднятия приурочены к положительным структурам, а опускания - к отрицательным, т.е. унаследованный характер движений) [80,81]. Однако есть районы, где знаки СВД не согласуются как со знаками структур, так и новейших движений. В районах сопряжения положительных и отрицательных структур, в зонах перемычек и поднятий, обрамляющих рифтовые впадины, наблюдается инверсионный характер современного развития.

3. Горизонтальный градиент скорости СВД как количественная характеристика подвижек земной поверхности может быть использован для трассирования на исследуемых площадях активизированных зон разломов. Наши исследования этого вопроса [69, 74, 80, III] убедительно показали, что: а) независимо от выбора исходного нивелирования и от интервала времени между повторными нивелировками максимальные значения горизонтальных градиентов скоростей СВД являются устойчивым параметром, определяющим локализацию зон контактов; б) значения этих градиентов в пределах БРЗ достигают величины $1 \cdot 10^{-6}$ год⁻¹, в пределах же Забайкалья — от $0,5 \cdot 10^{-7}$ до $1 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹.

Наличие на территории Прибайкалья и Забайкалья различного геологического и геофизического материала о разрывной тектонике и сети повторного нивелирования позволило составить "Схему разломов Забайкалья и Прибайкалья, активно развивающихся на современном этапе" [74]. Анализ этой схемы выявил следующее. Во-первых, между максимальными градиентами скорости и зонами разломов наиболее выразительная взаимосвязь наблюдается в том случае, если разломы типа "взброса" и "сброса". Во-вторых, наиболее активными на современном этапе развития участками являются узлы пересечения продольных региональных разломов с поперечными разломами. Такие места торцового пересечения разломов фиксируются высокой степенью дифференцированности СВД.

4. Модуль горизонтального градиента скорости СВД $/\text{grad } v_h /$ обычно определяется по карте скоростей и характеризует скорость наибольшего изменения наклона земной поверхности. Вычисляемая же по разности скоростей смежных реперов $(v_{k+1} - v_k)$ величина
$$/p\text{grad } v_h / \rho = \frac{v_{k+1} - v_k}{l_k, k+1}$$
 является характеристикой изменения наклона земной поверхности только по направлению нивелирного хода и надежно может быть использована при интерпретации тектонических движений только в том случае, когда нивелирный ход перпендикулярен разлому, т.е. $/\text{grad } v_h / = /p\text{grad } v_h /_1$. Однако, зная ее, можно определить истинные значения скорости изменения и азимута наклонов земной поверхности. Полагая, что вариации нормали к земной поверхности и вариации астрономо-геодезических отклонений отвеса имеют одну и ту же природу, и применяя известные формулы наклона земной поверхности, для каждой нивелирной секции можно записать уравнения вида:

$$i_z = v_{\text{св}} \cdot \cos \alpha_z + i_y \cdot \sin \alpha_z \quad (1)$$

где i_z — наклон земной поверхности, вычисленный при обработке повторного нивелирования, α_z — азимут нивелирной секции \bar{I} , i_x и i_y — неизвестные компоненты наклона земной поверхности, которые находятся из решения системы уравнений (1), число которых равно числу пересекающихся на выбранном репере секций. Скорость и азимут наклона земной поверхности будут равны:

$$J = \sqrt{i_x^2 + i_y^2}, \quad A = \arctg \frac{i_y}{i_x} \quad (2)$$

Как показал анализ, годовые значения наклонов земной поверхности могут достигать больших значений в пределах блоков, разделяющихся активизированными разломами. Например, в районе строительства Северо-Муийского тоннеля на месте Перевального разлома $J = 40'' \pm 0,1''$, в пределах Усть-Селенгинской депрессии наклоны, большие $10''$, отражают активизацию Татауровского и Морского разлома.

5. Для оценки геодинамического режима крупных геоструктур Сибири были определены корреляционные зависимости между скоростями СВД, аномалиями силы тяжести Буге, неотектоническими движениями, современным рельефом и глубиной залегания поверхности Мохоровичича. Установлено: а) тесная положительная корреляция скоростей СВД с рельефом поверхности (коэффициент корреляции равен $0,7-0,8$); б) соответственно отрицательная корреляция (коэффициент около $-0,75$) скоростей с аномалиями Буге; в) отсутствие значительной корреляции в целом для территории южной части Сибири между скоростями СВД и глубиной залегания поверхности Мохоровичича (коэффициент корреляции около $0,4-0,5$), хотя в отдельных районах такая связь имеет место. Ярко выраженная в целом для районов Сибири корреляционная зависимость СВД и высот рельефа свидетельствуют о том, что первые в основном сохраняют тенденцию развития неотектонического этапа.

6. Существенным аспектом проблемы механизма тектонических движений и в частности современных вертикальных движений земной коры является вопрос об относительной роли гравитационной неустойчивости литосферы, связанной либо с инверсией плотности, либо с латеральной плотностной неоднородностью земной коры и верхней мантии. Как известно, региональные аномалии Буге и генерализованный рельеф земной поверхности, в соответствии с теорией изо-

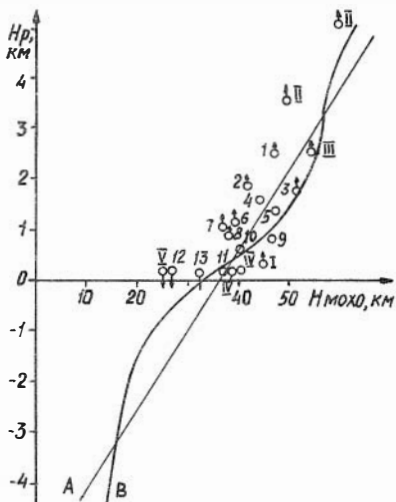


Рис. I. Зависимость между высотами рельефа земной поверхности H_p (км) и глубинами до поверхности Мохоровичича (км)

Крупные морфоструктуры: I - Днепровско-Донецкая впадина, II - Большой Кавказ, III - Малый Кавказ, IV - Курильская впадина, V - Венгерская впадина, VI - Прикаспийская впадина, 1 - хр. Хамар-Дабан, 2 - Байкальская рифтовая зона (северо-восточная часть), 3 - Рудно-Алтайский массив, 4 - Путоранское плато, 5 - Алданский шит, 6 - Витимское плоскогорье, 7 - Байкальская рифтовая зона (западная часть), 8 - Западное Забайкалье, 9 и 10 - Анабарский шит, II - Сибирские Увалы, 12 - Усть-Енисейская впадина, 13 - Енисей-Хатангский и Иртышский прогибы. Стрелками указано направление современных вертикальных движений земной поверхности

стазии, корреляционно связаны с рельефом поверхности Мохоровичича. В случае изостатически равновесного положения земной коры, которое определяется средними плотностями ее материала (от 2,7 до 2,9 г/см³) и вещества подкоревой оболочки (от 3,3 до 3,4 г/см³), "теоретические соотношения" между высотой рельефа (H_p) и мощностью земной коры (H_M) можно выразить уравнением:

$$H_p = KH_M - 6, \quad (3)$$

где K изменяется от 0,15 до 0,20* (рис. I, график А).

Используя накопленный материал по ГСЗ, Н.А.Белявский** дает график (рис. I, В), характеризующий зависимость между высотами рельефа твердой Земли и глубинами по поверхности Мохо для территории СССР и всего мира. Как видно из сопоставления графиков А и В (рис. I), общая тенденция к возрастанию глубин до поверхности Мохо по мере увеличения высот не везде сохраняется. Отклонение от общей закономерности обусловлено

* Гзовский М.Г. - В кн.: Современные движения земной коры. М., 1963, № I, с.37-63.

** Белявский Н.А. - В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975, с.5-33.

прежде всего проявившимися неодинаково и в разное время эндогенными причинами. Современные движения морфоструктур Сибири, как видно из рис. I, направлены как в сторону установления равновесия, так и наоборот. Шарниром, относительно которого происходила с начала новейшего этапа развития и продолжается сейчас смена господствующих знаков движений в южной и северной частях Западно-Сибирской плиты, является субширотная зона Сибирских Увалов. Морфоструктуры, расположенные к северу от них и на современном этапе продолжают интенсивно опускаться: относительная скорость современного опускания Усть-Енисейского и Енисей-Хатангского прогибов по данным повторного нивелирования достигают 10 мм/год. Современные движения направлены здесь в сторону установления равновесия этих морфоструктур. Наклонные равнины и плато центральной и южной частей Западно-Сибирской плиты, образованные восходящими движениями, в основном уравновешены, но должны иметь небольшую скорость поднятия для того, чтобы достичь и удержать свое равновесие. Морфоструктуры Алтае-Саянской области приближаются к равновесию, в то время как Байкальская рифтовая зона, Витимское плоскогорье, Западное Забайкалье своим поднятием от него удаляются.

II. Изучение современных движений земной поверхности трассы Байкало-Амурской магистрали

С 1976 г. лабораторией физики земной коры ИГиГ СО АН СССР ведутся систематические геодезические измерения в районах строительства Байкальского (через перевал Даван) и Северо-Мульского тоннелей. Предшествующий этому анализ данных повторного нивелирования двух протяженных линий государственной сети - Качут-Усть-Кут и Байкальск-Нижнеангарск-Могойто - выявил: а) средняя скорость поднятия Верхне-Ленской молодой структуры около 3мм/год (амплитуда поднятия за 33 года равна 110 мм); б) интенсивное опускание южного окончания Марковской газонефтеносной структуры - 20мм/год (за 6 лет репера опустились на 120 мм); в) высокодифференцированные восходящие движения земной поверхности западной

части всего Байкальского свода.

В районе строительства Байкальского тоннеля Институтом геологии и геофизики СО АН СССР в 1976 г. закреплена линия повторного нивелирования длиной 40 км (названная Даванской). Западная часть этой линии пересекает краевую зону Сибирской платформы, а восточная, проходящая через Северо-Байкальское поднятие, сечет Даванскую зону смятия, на Кунерминском региональном разломе которой построен локальный геодинамический четырехугольник. В 1977 и 1978 гг. были выполнены дважды нивелирование I класса Даванской линии и измерения углов четырехугольника по программе 2 класса. Сравнение результатов начальных и повторных измерений показало, что существенных изменений координат точек земной поверхности в районе строительства Байкальского тоннеля не произошло: в наиболее мобильной зоне - зоне Кунерминского разлома изменения высот не превышают 5 мм. Вообще же для выявления столь незначительных смещений необходим более длительный период наблюдений.

Для изучения СДЗК в районе строительства Северо-Мульского тоннеля использовались геодезические знаки, заложенные предприятием ГУТК при СМ СССР в 1974 г. (рис. 2). Первые два цикла геодезических измерений (нивелирование II класса и угловые измерения) выполнены предприятием в 1974-1975 гг. Повторно угловые измерения и трехкратное нивелирование были выполнены ИГиГ в 1978-1980 гг.

Линия нивелирования пересекает Северо-Мульский хребет в пределах Ангараканского седла, проходит по восточному борту перевального разлома, секущего с северо-запада на юго-восток этот хребет, и на юго-востоке достигает Муляканской впадины. Западный конец линии пересекает Ковоктинско-Ангараканский разлом, обновленный землетрясениями 9 и более баллов.

Сравнение пяти нивелировок (рис. 2) показало, что изменения высот во много раз больше погрешностей измерений. Особенно мобильными оказались конечные участки линии: в течение четырех лет (1974-1979 гг.) происходит опускание западного участка со скоростью около 8 мм/год и с такой же скоростью происходит поднятие ее восточного участка. По-видимому, здесь в большей мере сказывается влияние активных рифтогенных разломов - Ковоктинско-

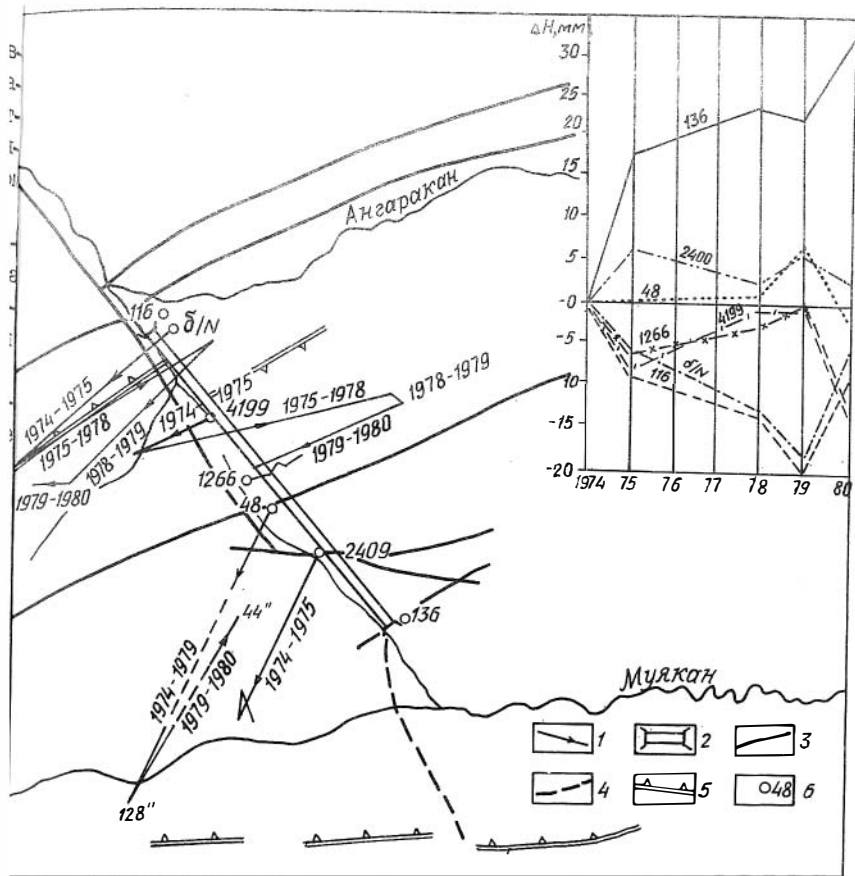


Рис. 2 Схема планового положения Северо-Муьской линии нивелирования, в районе Северо-Муьского тоннеля
 1 - наклоны земной поверхности в 10^{-5} ; 2 - проектное положение Северо-Муьского тоннеля; 3 - разломы активные в кайнозое; 4 - предполагаемые разломы; 5 - сейсмогенерирующие разломы типа взброса (сброса); 6 - нивелирный репер и его номер
 На вставке: изменение высот реперов во времени.

Ангараканского (на западе) и Муяканского (на востоке). Создается впечатление, что за период 1974–1979 гг. произошел переко с Северо-Муийского хребта с востока на запад. В последующем (1979–1980 гг.) движения большинства реперов сменили свой знак на противоположный. Весьма существенно, что годовые изменения наклонов земной поверхности и их направления указывают на высокую активность Перевального разлома, в непосредственной близости к которому находится Северо-Муийский тоннель. Особенно четко эти наклоны проявляются в окрестности реперов, расположенных на восточном конце линии: их годовые изменения достигают значений $40''$, что соответствует горизонтальному градиенту скорости СВД $1,45 \cdot 10^{-4}$. Следует отметить, что, по данным японских сейсмологов[✠], подобные деформации обусловлены критическими напряжениями, вызывающими разрушение горных пород.

Повторные угловые измерения 1980 г. показали, что значительных горизонтальных смещений за предшествующий период в районе строительства Северо-Муийского тоннеля не произошло.

Более подробное описание результатов исследования СДЗК в районе строительства Байкальского и Северо-Муийского тоннелей отражены в отчетах и статьях [75,76,78].

Ш. Систематические наблюдения за современными движениями земной коры в сейсмоактивных районах Байкальской рифтовой зоны с целью поисков связей с сейсмичностью

Анализ многократного нивелирования Селентгинской линии показал, что на общем фоне систематического опускания Усть-Селентгинской впадины, обусловленном, очевидно, интенсивным развитием Байкальского рифта, имеют место локальные воздымания [69]. Это особенно четко проявляется при сравнении нивелировок, выполненных в периоды 1968–1970, 1970–1972, 1972–1974 гг. Было высказано предположение, что подобное нарушение общей тенденции к опусканию впадины вызвано землетрясениями, происшедшими в это время недалеко от профиля^{✠✠}. Для уверенного уяснения связей СВД с сей-

[✠] Т.Рикитаке. Предсказание землетрясений. — М.: Мир, 1979. — 388 с.

^{✠✠} Боровик Н.С., Гайский В.Н., Колмогоров В.Г. и др. — Геол. и геофиз., 1974, № II, с.116–126.

смичностью необходимы многолетние соответствующие систематические наблюдения с частотой опроса не один раз в год, а не менее десяти-двенадцати, как это имеет место на Гармском полигоне.

А.В.Ладыгин

ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ
В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Изучение вековых вариаций силы тяжести в Байкальской рифтовой зоне с целью исследования геодинамики современного рифтогенеза было начато Институтом геологии и геофизики СО АН СССР в 1966 г. Обоснование постановки работ, их методика и первые результаты ранее были опубликованы[✠]. Гравиметрические наблюдения вначале выполнялись на двух изолированных линиях: Ангинская линия на западном берегу Байкала имела длину 90 км и включала 6 пунктов, Селенгинская - на восточном берегу - 120 км и 11 пунктов. В настоящее время Байкальский гравиметрический полигон состоит из линии Тургеневка-Крестовский-Корсаково-Гусиноозерск длиной 350 км и пересекающей её линии Бугульдейка-Крестовский-Ая длиной 60 км, общее количество пунктов на полигоне - 17, полный диапазон - около 200 мГал. Измерения выполнялись группой кварцевых астазированных гравиметров КВГ-1м (№ 43,44 и 45) с диапазоном 90-100 мГал, что приводило к необходимости наращивать систему связей между пунктами и уравнивать результаты измерений.

В результате анализа возможных источников вариаций силы тяжести, построения их гравитационных моделей, методических исследований и анализа результатов наблюдений [91,93,111] было установлено:

1) реальными источниками изменений силы тяжести, которые принципиально можно зарегистрировать посредством относительных

[✠] Байкальский геодинамический полигон.- Новосибирск, 1970, с.22, 40,47,98; Методические вопросы исследований современных движений земной коры. Новосибирск, 1975.- 60 с.

измерений на малых (20–100 км) базах, могут быть перемещения внутрикоровых масс или локальных масс в верхах мантии, но не изменения плотности отдельных глубинных аномальных объектов;

2) при реальных погрешностях измерений порядка 15–20 мкГал заметный эффект обусловленных процессами рифтогенеза перемещений глубинных масс может быть достигнут при интервалах повторных наблюдений не менее 5 лет;

3) обнаруженные ранее расхождения между результатами повторных наблюдений через 1–4 года, достигавшие 100–150 мкГал, можно объяснить случайными ошибками измерений с учетом их накопления при наращивании связей и их перераспределения при **уравнивании** сети;

4) единственным участком полигона, где выявленные значительные (до 60 мкГал/год) изменения силы тяжести могли иметь геологическую причину, явилась зона Обручевского глубинного разлома на западной границе рифта ("Крестовская аномалия");

В целях выяснения причин обнаруженных в пункте Крестовском изменений силы тяжести с 1978 г. выполнены следующие работы:

1) для определения возможной геологической природы источника вариаций, предположительно связывающегося с зоной Обручевского сброса [93,94], изучено строение верхней части коры зоны разлома по комплексу геологических, гравиметрических, магнитометрических и петрофизических данных; выполнены исследования скоростей современных вертикальных движений на участке – Куреть–Крестовский по данным многократного повторного нивелирования; измерены вариации элементов T , H и D геомагнитного поля по серии профилей, пересекающих зону Обручевского разлома и проходящих вдоль нее;

2) в целях выявления возможных систематических погрешностей аппаратного и методического плана выполнено тщательное исследование группы гравиметров КВГ-1 (№ 43,44 и 45) – определение с максимально возможной точностью масштабных коэффициентов гравиметров, их зависимости от температуры и изменений во времени, изучение нелинейности отсчетных шкал гравиметров, закономерностей температурного гистерезиса упругих систем. По методике, используемой на Байкальском полигоне, в 1980 г. выполнены измерения на Государственном Баксанском эталонном полигоне.

Как выяснилось в результате этих исследований, основным источником выявленных расхождений между результатами повторных гравиметрических наблюдений является нестабильность цены деления гравиметров. Поскольку этот вопрос имеет значение, выходящее за рамки проблемы вековых вариаций силы тяжести на Байкальском полигоне, ниже рассматриваются в основном указанные аппаратурные исследования. Вместе с тем, не было обнаружено значительных современных вертикальных движений земной поверхности и вариаций магнитного поля в зоне Обручевского сброса, которые, как следует из предполагававшихся геологических моделей источников вариаций [93, 94] и строения верхней части земной коры, должны иметь место, если бы эти модели соответствовали реальным процессам.

Исследования показали, что погрешности определения цены деления и непостоянство её во времени являются главными причинами расхождений измеренных в разные годы значений Δg . Отметим, что влияние нелинейности шкалы и температурного коэффициента цены деления существенно меньше эффекта изменения цены деления во времени и в среднем для 3 гравиметров практически не выходит за пределы случайных погрешностей измерений. Тем не менее, в приведенных ниже данных наблюдений на Байкальском полигоне полностью учтены все указанные эффекты.

Тщательное исследование масштабных коэффициентов гравиметров, выполненное в 1978–1980 гг., стало возможным благодаря помощи ИФЗ АН СССР, предоставившего нам термостатированную установку УЭП-1 (предыдущие калибровки осуществлялись, как правило, в установке с системой термоизоляции на основе встроеного сосуда Дьюара, что могло вносить систематические погрешности за счет недостаточной жесткости крепления гравиметра в установке эталонирования).

Температурные характеристики цены деления, определенные в диапазоне температур от 15 до 40°C, оказались линейными с погрешностью $\varepsilon_C/C_0 = (1 \pm 3) \cdot 10^{-4}$: $C(T) = C_0 + \alpha T \pm \varepsilon_C$.

В предположении постоянства α во времени пересчитаны данные всех прежних эталонирований для выявления изменения $C_0(t)$. Оказалось, что эта зависимость практически линейна для всех приборов, хотя у гравиметров № 44 и 45 отмечается существенный разброс значений $C_0(t_j)$ в основном из-за низкой точности эталонирований до 1978 г., когда использовалась установка с сосудом

Дьюара, число приемов в каждом эталонировании не превышало 6 и не выдерживались неизменными границы шкалы гравиметров, что, вследствие большой нелинейности на краях шкалы этих приборов, приводило к систематическим различиям в цене деления между эталонированиями. Сводка данных эталонирования наклоном приведена в табл. I.

Функции нелинейности шкал Гравиметров можно аппроксимировать следующими полиномами (в единицах 10^{-3} деления шкалы):

КВГ-Im № 43 $f(n) = -0,7 + 0,59n - 0,067n^2 + 0,00150n^3 \pm 0,7$

КВГ-Im № 44 $f(n) = 16,5 - 6,07n + 0,396n^2 + 0,00059n^3 \pm 1,7$

КВГ-Im № 45 $f(n) = 15,1 - 10,00n + 1,726n^2 - 0,0862n^3 \pm 0,8$

Учет членов с n^4 лишь немного (на 0,02-0,03) уменьшает погрешности аппроксимации.

Таблица I

Характеристики цены деления и методики	номера гравиметров КВГ-I		
	43	44	45
I	2	3	4
Число эталонирований (за время, лет)	9(5)	II(5)	II(9)
Число приемов: а) общее	III	99	75
б) в одном эталонировании	5-22	5-29	5-14
Co(0,01.1974 г.), мГал/дел.	7,693	-7,163	-7,592
Температурный коэффициент цены деления α , мГал/дел.град.	0,0013	-0,0014	-0,0012
Временной коэффициент цены деления β , мГал/дел. год	-0,0109	0,0083	0,0034
Погрешность равновесовой (p=I) линейной аппроксимации $C_0(t)$	0,0011	0,0075	0,0127
E_c , мГал/дел.			

Приведенные характеристики гравиметров использованы для пересчета результатов измерений 1974-1979 гг.

Поскольку в результате такой обработки выяснилось, что изменения силы тяжести в 1974-1979 гг. не превышают 0,1 мГал, Бай-

байкальский полигон использован в качестве эталонного для определения изменения цены деления во времени. В качестве эталонных значений приняты: а) значения Δg за 1979 г., когда все 17 пунктов полигона были остроботаны за один полевой сезон и б) средние значения Δg по результатам всех наблюдений 1967–1979 гг. Кроме того, использованы измерения 1980 г. на Баксанском эталонном полигоне. Таким образом, мы получили возможность сравнить параметры временного хода масштабных коэффициентов гравиметров по определениям разными способами: 1) только по данным эталонирования наклоном в УЭП–I, 2–а и 2–б) только по эталонированиям на полигонах (Байкальском и Баксанском с указанными двумя вариантами эталонных значений Байкальского полигона, 3–а и 3–б) по всей совокупности эталонирований наклоном и на полигонах, также в двух вариантах Δg Байкальского полигона, 4) по эталонированиям наклоном и на Баксанском полигоне, при аппроксимации $C_0(t)$ с весами $p \sim k^{1/2}$ (k – число приемов эталонирования наклоном или число связей Баксанского полигона); такой выбор весов имел целью уменьшить роль менее точных эталонирований до 1978 г. Сводка этих результатов приведена в табл.2.

Таблица 2

Номера гравиметров	Параметр	Номера способов определения параметров						Сред. знач.	Е.ед.
		1	2-а	2-б	3-а	3-б	4		
43	$C_0(0)$	7,696	7,683	7,687	7,690	7,692	7,699	7,691	0,006
	γ	-0,011	-0,010	-0,010	-0,010	-0,011	-0,012	-0,011	0,001
	ε_c	0,001	0,002	0,003	0,004	0,004	0,002	0,003	-
44	$C_0(0)$	-7,163	-7,145	-7,147	-7,154	-7,155	-7,160	-7,154	0,007
	γ	0,008	0,005	0,005	0,007	0,007	0,008	0,007	0,001
	ε_c	0,007	0,005	0,003	0,007	0,006	0,005	0,006	-
45	$C_0(0)$	-7,592	-7,588	-7,595	-7,591	-7,598	-7,593	-7,593	0,003
	γ	0,003	0,004	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,001
	ε_c	0,013	0,008	0,004	0,011	0,008	0,010	0,009	-

Здесь $C_0(0)$ – в мГал/дел., γ – в мГал/дел.год, ε_c – в мГал/дел.

Как видим, параметры временного хода цены деления определя-

ются довольно устойчиво; скорость относительного уменьшения модуля цены деления (δ/C_0) составляет у гравиметров КВП-1м № 43, 44 и 45, соответственно $14 \cdot 10^{-4}$; $9 \cdot 10^{-4}$ и $5 \cdot 10^{-2}$ год $^{-1}$. Это может быть связано с постепенной потерей вакуума в корпусе системы или с изменением жесткости кварца.

Из табл. 2 видно, что относительная погрешность определения $C_0(t_j)$ достигает $(5+10) \cdot 10^{-4}$. Эта величина ставит естественный предел точности определения вековых вариаций силы тяжести на Байкальском полигоне: на всем диапазоне полигона это составляет 0,1–0,2 мГал, на Ангинской линии – 0,06 мГал; при измерениях одновременно тремя гравиметрами реальный предел близок к нижнему из указанных.

В табл. 3 приведены результаты наблюдений на Байкальском полигоне с 1967 по 1979 гг. обработанные с $C(t, T)$ в варианте I. Обращает на себя внимание факт, что максимальная разность Δg (Крестовский–Гусиноозерск) изменяется от 197,47 мГал в 1976 г. до 197,35 мГал в 1979 г., что можно связывать с погрешностью $C(t, T)$. Однако распределение расхождений в разных пунктах от года к году показывает, что не меньшую роль играет перераспределение погрешностей связей в процессе уравнивания сети [9I, III].

Заметим, что сочетание указанных систематических погрешностей весьма неприятно для больших гравиметрических сетей, поскольку их выявление затрудняется тем, что погрешности за счет цены деления коррелируются с величинами Δg , а погрешности за счет перераспределения случайных ошибок при уравнивании оказываются коррелированными в близких пунктах сети независимо от приращений силы тяжести.

Таким образом, за 12 лет наблюдений на Байкальском полигоне не обнаружено изменений силы тяжести, которые выходили бы за пределы суммарной погрешности измерений (0,10–0,15 мГал). При уровне случайных погрешностей 0,02–0,03 мГал (табл. 3) систематические погрешности измерений кварцевыми астазированными гравиметрами могут достигать 0,1–0,2 мГал из-за погрешностей определения цены деления, её нестабильности во времени, нелинейности отсчетной шкалы, а также из-за малого диапазона шкалы, что приводит к необходимости наращивания связей и уравнивания сети и к дополнительным погрешностям. Эти систематические погрешнос-

Таблица 3

Пункты	ΔЕ мГал по годам наблюдений									
	1967	1971	1974	1975	1976	1977	1978	1979		
Тургенева	6,978	7,006	-	-	6,969	7,012	6,948	6,994		
Косая Степь	-11,532	-11,504	-	-	-11,487	-	-	-11,513		
Куреть	0	0	0	0	0	0	0	0		
Петрово	17,449	17,460	-	17,492	17,504	17,460	17,500	17,457		
Озера	26,342	26,319	-	26,374	26,365	-	26,371	26,311		
Крестовский	55,674	55,692	-	55,697	55,739	55,765	55,763	55,723		
Ая	-	-	-	-	-	-	31,699	31,634		
Нов.Крестовский	-	-	-	-	-	-	38,942	38,929		
Бугульдейка	-	-	-	-	-	-	35,044	35,020		
Корсаково	-43,492	-43,495	-43,538	-43,574	-43,526	-	-	43,542		
Быково	-13,031	-12,979	-13,034	-13,051	-13,012	-12,998	-	-13,074		
Кабанск	-	-	-	-35,774	-35,674	-	-	-35,737		
Тресково	-18,170	-18,179	-18,157	-18,247	-18,169	-	-	-18,221		
Ошурково	-35,160	-35,160	-35,160	-35,164	-35,152	-	-	-35,157		
Аэропорт	-	-	-73,936	-73,988	-73,903	-	-	-73,917		
Оронгой	-	-	-84,328	-84,413	-84,311	-	-	-84,362		
Тусиноозерск	-	-	-141,736	-141,877	-141,713	-	-	-141,728		
Σ _n (по результа-										
там уравнения)	+0,026	+0,022	+0,017	+0,021	+0,019	+0,018	+0,016	+0,016		

ти не всегда удается учесть, некоторые из них не уменьшаются при увеличении числа измерений используемой группой приборов, другие могут оставаться и при увеличении числа приборов. Гравиметры КВГ-1м № 43-45 далее не могут использоваться для вариационных наблюдений ввиду изношенности их систем. Гравиметры ГНУ-К2, которые участвовали в измерениях 1979 г. по многим своим характеристикам также не соответствуют необходимым требованиям: у них отмечается значительный и нелинейный дрейф нуля-пункта, обусловленный в основном температурным гистерезисом упругой системы, существенная (до 0,15 мГал) и часто "пилообразная" нелинейность микрометренной шкалы, мал диапазон измерений (без перестройки). Все это не позволяет надеяться на повышение точности измерений по сравнению с уже достигнутым уровнем, а этот уровень недостаточен для решения поставленных задач, когда скорость изменения силы тяжести (на Байкальском полигоне) не превышает 10 мГал/год. Без привлечения новых гравиметров, которые при погрешности единичного измерения не более 0,03 мГал были бы свободны от существенных систематических погрешностей, продолжение исследований вековых вариаций силы тяжести в Байкальской рифтовой зоне вряд ли можно считать целесообразным.

Ю.К.Сарычева, В.Ю.Тимофеев

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИЛИВНЫХ ВАРИАЦИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В СИБИРИ

С развитием в нашей стране высокоточных гравиметрических и геодезических измерений возросла потребность в знании приливных параметров для различных районов, и вследствие этого возникла необходимость в развитии профильных земноприливных измерений. Точное знание приливных констант требуется при проведении высокоточных абсолютных измерений силы тяжести, а также при изучении "вековых" и нерегулярных ее вариаций, отражающих геодинамические процессы. Определяемое из наблюдений фазовое запаздывание приливных деформаций Земли имеет большое значение для оценки приливного замедления вращения Земли, а также для характеристики

реологической модели Земли [III, I36]. Поправки за земные приливы вводятся в результаты высокоточного нивелирования и т. д. Опыт зарубежных профильных приливных наблюдений* свидетельствует о связи приливных параметров с региональными особенностями земной коры, а также с горизонтальными неоднородностями мантии.

При разработке проекта транссибирского профиля первоочередной задачей ставилось сравнительное изучение регистрирующей аппаратуры и выработка рекомендаций по ее комплектации, совершенствованию, а также по методике наблюдений. Как показал опыт предшествующих наблюдений гравиметром "Аскания", приборы типа GS могут иметь систематическую погрешность, в связи с чем необходимо установить оптимальную комплектность аппаратурного комплекса.

Учитывая, что на Новосибирской приливной станции в течение ряда лет (1966-1970 гг.) отмечалось систематическое занижение параметра δ (отношение наблюдаемой и теоретической амплитуд приливных волн) на 2% относительно других пунктов Европейской и Азиатской частей СССР, - в 1974-1975 гг. на приливной станции ИФЗ АН СССР в Талгаре Алма-Атинской области было выполнено сравнение новосибирского прибора GS-12 № 186 с прибором того же типа [I52]. При этом было установлено, что при одинаковой точности определения $\pm 0,03\%$ параметр δ по гравиметру № 186 занижен относительно данных гравиметра № 167 в среднем на 1,2%. Наиболее вероятная причина этого - в различии систем регистрации.

Анализ результатов наблюдений, выполненных гравиметром № 186 в Новосибирске (ст. Ключи, 1966-1970 гг.) и Талгаре (1974-1975 гг.), показал [I31, I93, I97, I99], что региональные различия в приливных параметрах для этих пунктов не превышают ошибки определения δ ; это видно из сопоставления средне-волновых значений параметра δ :

Гравиметр № 186	Талгар	δ ср. волновое	$1,139 \pm 0,003$
Гравиметр № 186	Новосибирск	"-"	$1,136 \pm 0,002$

Опыт совместных с ИФЗ наблюдений в Талгаре позволил заключить, что для целей выявления региональных особенностей приливных параметров (порядка 1-5% от δ) необходимо вести регистрацию минимум тремя гравиметрами; необходимо также унифицировать систему регистрации и методику калибровок (в части определения масштаба записи.)

* Kuo I.T. and ot.-Commun. Observ. roy. Belg., 1970, A9, N° 96, pp. 50-59.

На основе выработанных рекомендаций в 1976 г. были утверждены проект и программа транссибирского приливного профиля. Для участия в эксперименте были приглашены три института: Институт физики Земли АН СССР, Институт геологии и геофизики СО АН СССР и Полтавская гравиметрическая обсерватория ИГ АН УССР. Предварительно намечены следующие пункты профиля: Свердловск, Новосибирск, Иркутск. Исходным пунктом, где намечалось тщательное сравнение аппаратуры, был избран Новосибирск. Здесь в июле 1977 г. были установлены 4 комплекта приливорегистрирующей аппаратуры: три гравиметра "Аскания" - GS-11 № 159, GS-12 № 180, GS-12 № 186 - и один гравиметр СКГ системы Д.Г.Гриднева (ИФЗ АН СССР). Кроме высокоточных гравиметров, обеспечивающих точность считывания с регистрограмм в 1-3 мкГал, в аппаратный комплекс были включены наклономеры (точность 3-5 мс) и микробарограф (точность 0,05 мбар) системы Д.Г.Гриднева, термограф (точность 0,01 град) и прочая контрольно-измерительная аппаратура - в соответствии с "Методическим руководством по приливному наблюдению с гравиметрами" (Прага, 1976 г.).

В ходе эксперимента, продолжавшегося с июля 1977 г. по июль 1979 г., решались следующие задачи программы профиля:

1. Изучение вековых вариаций силы тяжести на основе комплекса абсолютных гравиметрических и относительных приливных наблюдений; создание в Новосибирске (на ст. Ключи) опорного абсолютного пункта профиля. Абсолютные определения выполнялись силами Института автоматики и электрометрии СО АН СССР с помощью лазерного гравиметра в той же камере, что и приливные. Начатые в 1976 г. и повторенные в 1979 г., они отметили, что изменение абсолютного значения ускорения силы тяжести не превышало (за год) величины, равной ошибке определения[§].

В 1977 г. была предпринята попытка комплексирования абсолютных и относительных гравиметрических наблюдений. Такое комплексирование дискретных во времени абсолютных измерений с непрерывными приливыми может быть полезным для изучения и учета дрейфа относительного гравиметра, что - в свою очередь - необходимо для выделения долгопериодических составляющих прилива,

[§] Г.П.Арнаутов, Е.Н.Калиш и др.-Квантовая электроника, 1979, т.6, № 3, с.47.

знание параметров которых существенно для расширения представления о спектральном распределении фактора δ [136]. Методическая сторона эксперимента разработана В.Ю.Тимофеевым. Совместно с сотрудниками ИГиЭ СО АН Г.П.Арнаутовым, Е.Н.Калишем, Ю.Ф.Стусем и др. была выполнена серия параллельных измерений, позволивших определить параметры кривой, описывающей дрейф прибора, и получить приближенные значения δ и $\Delta\varphi$ (запаздывание реального прилива относительно теоретического) для полумесячной волны M_2 [177].

2. И с с л е д о в а н и е используемого аппаратурного комплекса на и д е н т и ч н о с т ь. В соответствии с результатами поэтапно (раз в 3 месяца) выполнявшейся обработки наблюдений была увеличена чувствительность гравиметра № 186 путем замены фотоэлементов в системе датчика прибора, благодаря чему все четыре прибора в дальнейшем имели практически одинаковую чувствительность. Дрейф приборов "Аскания" оказался невелик (в пределах 70 мкГал/сутки); у гравиметра СКТ он был существенно больше - до 300 мкГал/сутки, но линеен. У этого же прибора отмечена относительно большая чувствительность к вариациям температуры и давления.

3. Выполнение д в у х л е т н е г о ряда непрерывных наблюдений приливных вариаций силы тяжести в Новосибирске и последующий перенос станции в Иркутск. Наблюдения должны были обеспечить достаточный объем информации для: а) выявления региональных особенностей и распределения по профилю приливных параметров; б) изучения фазовой дисперсии приливных волн; в) получения значений чисел Лява; г) изучения влияния на результаты наблюдений вариаций атмосферного давления, температуры и наклонов фундаментом; д) получения представительного для данного региона фактора δ , необходимого для вычисления приливных поправок в высокоточные гравиметрические измерения; е) изучения предвестников землетрясений в записях наклонов земной поверхности.

Наиболее сложным моментом непрерывных приливных наблюдений является определение масштаба записи, особенно в случае применения гравиметров "Аскания", для которых характерна низкая точность отсчета по микрометру. Внедрение в практику методики, использующей специальный делитель тока на входе в регистрирующий гальванометр, позволило на порядок повысить точность определения масштаба записи [35].

Результаты обработки наблюдений, выполненных принадлежащим ИГиГ СО АН СССР гравиметром № 186, представлены в таблице I. Материалы по трем другим приборам находятся в процессе завершения обработки и составят предмет отдельной публикации. В верхней строке таблицы приведены результаты гармонического анализа массива почасовых ординат, снятых с регистрограммы. Используемый для анализа метод Венедикова позволил набирать серии произвольной длины (кратной двум суткам), что облегчило выбраковку участков записи, отягощенных помехами. Ниже приводится ряд поправок к наблюдаемым значениям δ . Средневолновое значение δ , вычисленное с весами, пропорциональными амплитудам четырех главных волн прилива, равное $1,1382 \pm 0,0026$, в пределах ошибки совпадает с результатом предшествующего цикла наблюдений в Новосибирске (1966–1970 гг.): $1,1356 \pm 0,0027$. Фазовое запаздывание наблюдаемого прилива относительно теоретического после введения всех поправок не превысило ошибки определения (и потому здесь не приводится). Числа Лява по данным гравиметра № 186 (при $\kappa = 0,495h$) равны: $h = 0,536$; $\kappa = 0,265$.

Ввиду низкого уровня сейсмичности в районе Новосибирска имеющиеся по соответствующему периоду наблюдений наклонмерные данные не позволяют сделать какие-либо выводы о предвестниках землетрясений. В то же время была отмечена корреляция величины приливного фактора δ с ориентацией в пространстве датчика гравиметра, что может быть связано с общими наклонами постаментов. В настоящее время отрабатывается схема учета наклонов в гравиметрических данных.

В августе 1979 г. весь приборный комплекс был перевезен в Иркутск, где установлен в термостатированном помещении (Всесоюзный научно-исследовательский Институт физико-технических и радиотехнических измерений (ВНИИФТРИ), где с октября 1979 г. ведется непрерывная запись. Обработка первых шести месяцев наблюдений с гравиметром № 186 дала следующие результаты (без поправок):

	Волна M_2	Волна S_2	Волна O_1	Волна K_1
δ	1,1308	1,1516	1,1062	1,0688
\pm	0126	0273	0890	0502.

Поскольку в настоящее время для Иркутска не вычислена поправка за влияние океанов, средневолновое δ сопоставляется ниже с аналогично (без поправок) полученными результатами по Новосибирску и Талгару [137].

Гравиметрический фактор δ в Новосибирске (1977-1979 гг.)

	Волна M_2	Волна S_2	Волна O_1	Волна K_1
Значение δ без поправки	I. I34I	I. I408	I. I36I	I. II47
Средняя квадр. ошибка ϵ_0	\pm 65	I42	I44	93
1. Поправка Бенцеля	+0.005I	+0.005I	+0.00I2	+0.00I2
2. Поправка за вертикальную и смил Корiolиса	-0.0033	-0.0036	-0.00I2	-0.00I0
Гравим. фактор с поправк. I-2	I. I359	I. I423	I. I36I	I. II49
3. Попр. за влияние приливного "горба"	+0.0007	+0.0044	-0.0002	+0.00I3
4. Попр. за влияние ядра Земли				
Гравим. фактор с попр. I-4	I. I366	I. I467	I. I359	I. I382
\pm 65	I42	I44	I44	93
5. Попр. за влияние океанов ($\Delta\delta_{ок.}$)	-0.0036	+0.0050	+0.0005	+0.0009
Результатующее значение $\delta_{\epsilon'}$	I. I330	I. I5I7	I. I364	I. I39I
\pm 66	I43	I44	I44	93

Весы, пропорциональные амплитудам

I9 8 27

Среднее значение $\delta = I. I382 \pm 0.0026$

Числа L и v : $k = 0.265$, $h = 0.536$ (при $k = 0.495h$).

Примечания: 1) $\epsilon_0 = \sqrt{\epsilon_{\delta}^2 + \epsilon_{M_2}^2}$, где $\epsilon_{ок} \approx I/3 \Delta\delta_{ок}$ (т.е. $\epsilon_{ок}$ равны соответственно: 0.00I2, 0.00I6, 0.0002, 0.0003).

2) Поправка 3 вычисляется из соотношений: $\delta_{истин.} = \bar{\delta} + \frac{\delta' \cos \Delta\varphi' - 1}{\cos \varphi}$, где $\varphi = \arctg \frac{\delta' \sin \Delta\varphi'}{\delta' \cos \Delta\varphi' - 1}$; где $\varphi = \arctg \frac{\delta' \sin \Delta\varphi'}{\delta' \cos \Delta\varphi' - 1}$ и δ' с поправками I-2, $\Delta\varphi'$ - с поправкой за инструментальное запаздывание.

$\Delta\delta_3 = \delta_{истин.} - \delta'$.

пункт наблюдений	прибор	период наблюдений	δ средневолновое
Новосибирск	№ 186	1966-1970 гг.	I, 1252 \pm 0,0072
Новосибирск	"-"	1977-1979 гг.	I, 1258 \pm 0,0062
Талгар	"-"	1974-1975 гг.	I, 129 \pm 0,007
Иркутск	"-"	1979-1980 гг.	I, 104 \pm 0,017.

Из сопоставления результатов приливных наблюдений за весь период 1966-1980 гг. можно сделать следующие выводы: а) значение гравиметрического фактора δ , полученное по наблюдениям в Новосибирске за 1966-1970 гг., подтверждается наблюдениями за период 1977-1979 гг., что позволяет считать полученные данные достаточно уверенными; б) региональное различие в приливных параметрах Новосибирска и Талгара не отмечено; в) в Иркутске (по предварительным данным) получено пониженное значение δ . Последующие наблюдения и анализ записей всех четырех приборов дадут материал для окончательных выводов о величине регионального отличия приливного фактора в Иркутске.

В.А. Ларионов, П.Г. Дядьков

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕКТОНОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА В ЗОНЕ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Исследования тектономагнитного эффекта в зоне Байкальского рифта были начаты сотрудниками ИГиГ СО АН СССР в 1966 г. и продолжаются до настоящего времени. Ниже приводятся результаты теоретических и экспериментальных исследований в течение 1975-1980 гг.

Физическим обоснованием тектономагнитного эффекта является хорошо изученный для изверженных пород факт изменения магнитных свойств под действием механических напряжений. Принципиально новая физическая модель тектономагнитного эффекта была выдвинута нами на основании учета рыхлых отложений, слагающих приповерхностную часть земной коры, как источника локальных изменений геомагнитного поля [101]. Эти изменения будут непосредственно связаны с деформациями приповерхностных частей земной коры и, следовательно, с её современными движениями.

Математическая модель тектономагнитного эффекта связана с выбором модели возмущающего объекта в земной коре, создающего на поверхности Земли аномалии элементов геомагнитного поля. Эти аномалии и являются ресурсом тектономагнитного эффекта.

Магнитное поле возмущающего объекта произвольной формы, намагниченного однородно, имеет вид:

$$\vec{T} = \iint \iint \text{grad} \left(\frac{\vec{J}, d\vec{s}}{r} \right), \quad (1)$$

где \vec{T} - вектор аномального магнитного поля, \vec{J} - вектор намагниченности элемента поверхности $d\vec{s}$ возмущающего объекта, r - расстояние от элемента интегрирования до точки вычисления \vec{T} .

Под воздействием упругих напряжений, характеризующихся тензором ϵ_{mn} , изменится интенсивность намагниченности на величину $\delta\vec{J}(\epsilon_{mn})$ и часть аномального магнитного поля, вызванная действием упругих напряжений, будет иметь вид:

$$\delta\vec{T}(\epsilon_{mn}) = \iint \iint \frac{[\vec{J} + \delta\vec{J}(\epsilon_{mn}), d\vec{s}]}{r} - \iint \iint \frac{(\vec{J}, d\vec{s})}{r}. \quad (2)$$

Вектор намагниченности \vec{J} , как известно, представляет сумму индуктивной и остаточной намагниченности:

$$\vec{J} = \vec{J}^{(i)} + \vec{J}^{(o)}$$

Компоненты вектора пьезомагнитной индуктивной намагниченности могут быть представлены в виде:

$$\delta\vec{J}_k^{(i)}(\epsilon_{mn}) = \delta \epsilon_{kLz} H_L, \quad (3)$$

где $\delta \epsilon_{kLz}$ - тензор магнитной восприимчивости, возникшей под действием напряжений, характеризующихся

Выполняя синхронные наблюдения геомагнитных вариаций в аномальном и нормальном полях, можно разделить исследуемое аномальное поле на индуктивную и остаточную части и определить главные оси тензора магнитной восприимчивости $\delta \epsilon_{kLz}$ [101, 105].

Одной из главных задач изучения пространственной структуры геомагнитных вариаций было определение параметров так называемого "геомагнитного шума", ограничивающего возможность выделения магнитных предвестников сильных землетрясений.

Исследование проводилось с помощью синхронных наблюдений всех элементов геомагнитного поля по юго-восточному побережью Байкала от дельты р. Селенги до пос. Бодон в Баргузинской впадине [102, 107]. Использовались также данные Иркутской обсерватории. Расстояние между точками синхронных наблюдений составляло для станций, расположенных на одном участке 5-10 км; между участками - 100-150 км, а от начальной до конечной точки наблюдений -

400 км. Наблюдение вариаций элементов геомагнитного поля выполнялось с помощью магнитовариационных станций типа "ИЗМИРАН-4" в специально оборудованных подземных павильонах. Определение базисных значений вариометров производилось протонными и кварцевыми магнитометрами. Осуществлялся контроль за температурным режимом в павильонах.

В результате этих исследований был установлен важный в методическом отношении факт минимального (в пределах погрешности использовавшейся аппаратуры) влияния вариаций от внешних источников геомагнитного поля на результаты синхронных наблюдений в интервале местного времени с 20 до 4 ч.

Для детального изучения пространственной структуры солнечно-суточных (S_q) вариаций была применена методика синхронных наблюдений модуля геомагнитного вектора поочередно на нескольких точках профиля и на базовой точке в нормальном поле в интервалы времени, когда величины разностей держатся на уровне экстремальных значений. Эта методика сводилась к следующему. В промежутке времени Δt (min), с 6 до 10 ч. местного времени, когда разность синхронных измерений держалась на минимальном уровне, проводились синхронные измерения модуля геомагнитного вектора T в нескольких точках (~ 10) исследуемого профиля и в точке нормального поля, которая располагалась в середине Селенгинского профиля, в селе Шергино. Для каждой точки профиля вычислялась разность

$$\Delta_1 T = T'_{1n} - T'_{1ш}, \quad (4)$$

где T'_{1n} - значения модуля геомагнитного вектора, измеренные в интервале времени Δt (min); $T'_{1ш}$ - то же, в точке нормального поля, в Шергино. Затем в тот же день, в промежутке времени Δt (max), с 14 до 16 ч., когда разность держалась на максимальном уровне, измерения в тех же самых точках повторялись и вычислялась разность

$$\Delta_2 T = T'_{2n} - T'_{2ш}, \quad (5)$$

где T'_{2n} - повторные измерения модуля геомагнитного вектора в промежутке времени Δt (max); $T'_{2ш}$ - то же в нормальное поле, в Шергино.

Вычитая (5) из (4), получаем данные о пространственной структуре S_q вариаций на исследуемом отрезке профиля:

$$\Delta_i T = \Delta_1 T - \Delta_2 T. \quad (6)$$

Описанная выше методика изучения пространственной структуры S_q вариаций была применена на Селенгинском профиле, в дельте

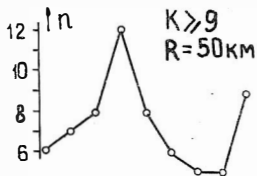
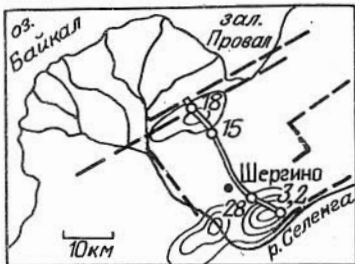
р. Селенги (рис. I, врезка). Район работ почти полностью перекрыт толщей неоген-четвертичных отложений. В восточной и южной частях преобладают интрузии разного возраста и петрографического состава. Исследуемая территория разбита на блоки дизъюнктивными нарушениями северо-восточного и юго-западного простираний, что свидетельствует о чрезвычайно активном тектоническом режиме этого района. Профиль геомагнитных измерений пересекает две магнитные аномалии ΔT_a различной интенсивности (рис. Iа, б). В южной части профиля, от точки № I до точки № 28, отмечается наличие интрузий и выклинивание толщ рыхлых отложений. Здесь профиль пересекает аномалию ΔT_a высокой интенсивности ($\Delta T_a \approx 2000 \gamma$), захватывая её краевую часть и зону разлома субширотного простирания. В северной части профиля, от точки № II до точки № 20, мощность осадочных толщ существенно возрастает. В этом месте профиль пересекает аномалию ΔT_a слабой интенсивности ($\Delta T_a \approx 500 \gamma$) и систему разломов, ограничивающих впадину оз. Байкал.

На рис. I в, г для интенсивной и слабой аномалий приведены результаты исследований пространственно-временной структуры S_q вариаций. В пределах первой, интенсивной, аномалии величина $\delta_i T_2$ изменяется от -5γ в точке № 3 до $+2 \gamma$ в точке № 28, т.е. общая амплитуда изменения $\delta_i T_2$ составляет 7γ при расстоянии между этими точками ~ 5 км.

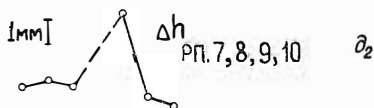
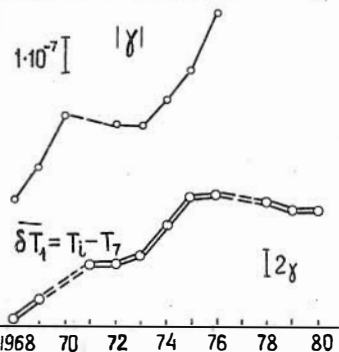
На пересечении слабой аномалии ΔT_a величина $\delta_i T_1$ изменяется от $-0,5 \gamma$ в точке № 15 до $+0,5 \gamma$ в точке № 18. Общая амплитуда изменения $\delta_i T_1$ составляет здесь 1γ при расстоянии между точками экстремальных значений ~ 7 км. Точки № 15 и 18 располагаются по разные стороны отмеченного выше разлома.

На рис. Iг приведены данные об изменении во времени величин $\delta_i T(t)$ между точками максимального пространственного изменения T . Величина $\delta_i T_2(t)$ между точкой № 28 и точкой № 3.2, расположенной в 1 км на юго-запад от точки № 3, изменяется с 1 до 8 ч. 30 мин. мирового времени на 9γ и имеет квазисинусоидальный вид. Аналогичная картина наблюдалась и на слабой магнитной аномалии ΔT_a . Разностное поле $\delta_i T_1(t)$ между точками № 15 и № 18 выражается также знакопеременной квазисинусоидальной кривой с амплитудой размаха примерно на порядок меньше, чем между точками № 3.2 и № 28.

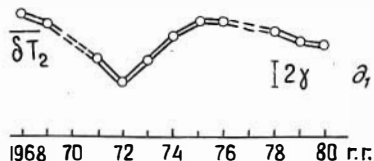
Описанное явление представляет большой научный и практический



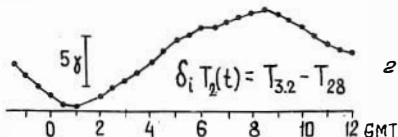
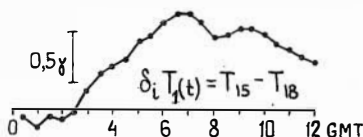
∂_3



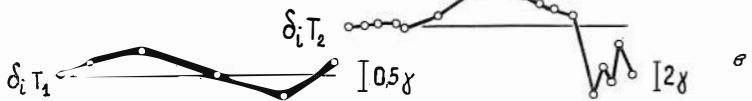
∂_2



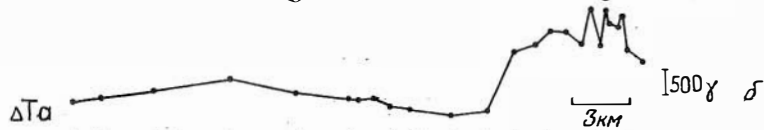
∂_1



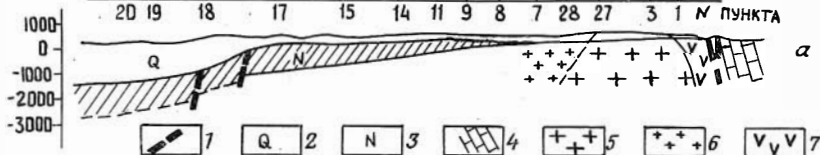
∂



∂



∂



кий интерес для изучения "живых" разломов и тектоноактивных зон в сейсмических районах и поэтому заслуживает дальнейших комплексных исследований.

С целью изучения медленных, вековых изменений геомагнитного поля на Селенгинском профиле производятся с 1966 г. повторные измерения на закрепленных точках. С помощью протонных и кварцевых магнитометров измеряются модуль и горизонтальная составляющая геомагнитного вектора. Для исключения влияния вариаций геомагнитного вектора результаты измерений проводились к точке № 7, расположенной в средней части профиля, между интенсивной и слабой аномалиями.

Характер медленных временных изменений указанных аномалий в течение 1968–1976 гг. был различен. Суммарное разностное поле δT_T для участка слабой аномалии ΔT_a с 1968 по 1976 гг. все время возрастало, однако темп возрастания в различные промежутки был неодинаков (рис. I ∂_1). Особенно важно отметить, что изменение разностного поля δT_T коррелирует с изменением сдвиговой деформации $|\gamma|$ земной поверхности (рис. I ∂_2) [48]. Это дает основание выдвинуть предположение, чрезвычайно важное в теорети-

Рис. I. Временные изменения аномальных магнитных полей на Селенгинском участке

α – геологический разрез по линии профиля магнитных наблюдений; 1 – разломы; 2 – четвертичные отложения; 3 – неогеновые отложения; 4 – архейские отложения; 5 – нижнепалеозойские интрузии; 6 – верхнепротерозойские интрузии (баргузинский комплекс); 7 – верхнепротерозойские интрузии (икатский комплекс); δ – аномальное магнитное поле ΔT_a вдоль профиля наблюдений; σ – пространственная структура изменений S_q вариаций для северного и южного участков профиля; σ – пространственно-временные изменения S_q вариаций в экстремальных точках; ∂_1 – временные изменения разностных значений модуля геомагнитного вектора δT для двух участков профиля; ∂_2 – сдвиговая компонента деформаций $|\gamma|$ для реперов в зоне слабой аномалии и осредненные значения изменений высот Δh для реперов № 7, 8, 9, 10; ∂_3 – схема расположения профиля магнитных наблюдений на Селенгинском участке и график сейсмического режима (n – число землетрясений с $K \geq 9$ за год)

ческом и практическом отношениях, о том, что медленные временные изменения геомагнитного поля в пределах слабой аномалии вызываются деформациями приповерхностных толщ рыхлых отложений, отражая динамику развития "живых" разломов.

На участке интенсивной аномалии ΔT_a суммарное разностное поле δT_2 за время с 1968–1972 гг. уменьшилось на 4γ , а затем возвратилось к исходному значению в 1976 г., и начался новый цикл временных изменений δT_2 , характерные черты которого еще не проявились в полной мере (рис. 1 ∂_1). Изменение же высот реперов Δh , полученных при высокоточной нивелировке, имели обратный характер (рис. 1 ∂_2) [48]. На рис. 1 ∂_3 приведены данные временных изменений количества землетрясений n с $K \geq 9$ в радиусе 50 км. Максимум этой кривой приходится на 1971 г., т.е. на нисходящую ветвь кривой δT_2 .

На рис. 2а приведены результаты многолетних измерений горизонтальной составляющей геомагнитного поля по юго-восточному побережью Байкала. Измерения выполнялись с помощью специально подготовленных кварцевых магнитометров М-15. Инструментальная погрешность единичного измерения составляла $\pm 1,5\gamma$. Взаимное расположение участков измерений показано на рис. 2б. Из приведенных данных видно, что временные изменения разностных значений ΔH на участках "Селенга" и "Тремячinsk" имеют обратную корреляцию с временным изменением количества землетрясений n , а на участке "Макарино" — прямую корреляцию. Интересно отметить, что на участке с прямой корреляцией временных изменений ΔH и n в радиусе 50 км не произошло ни одного крупного ($K \geq 13$) землетрясения. Это дает основание сделать предварительное предположение о том, что подготовка крупных землетрясений может вызывать в окрестности эпицентра смену корреляционной зависимости между сейсмическим режимом исследуемого района и временным ходом разностных значений горизонтальной составляющей геомагнитного вектора. Это предположение приобретает особое значение при решении задачи выделения зон "сейсмического затишья" как мест готовящихся крупных землетрясений.

На рис. 2в приведены данные о времени возникновения магнитных предвестников землетрясений в зависимости от их энергетического класса по результатам мировых исследований[‡] и наших. Хорошо

[‡] Зубков С.И., Мигунов Н.И.— Геомагнетизм и аэрономия, 1975, т. XV, № 6, с. 1070–1074.

видно, что результаты исследований, полученные на Байкале (черные кружки), хорошо согласуются с данными, полученными другими исследователями в Советском Союзе и за рубежом.

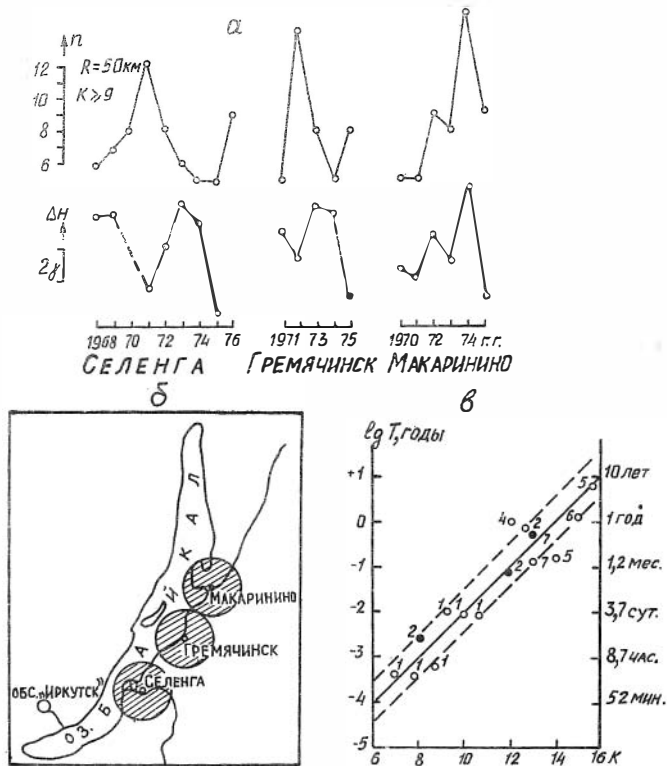


Рис.2 а - временные изменения Н-составляющей геомагнитного поля (относительно обс."Иркутск") и сейсмического режима в зоне Байкальского рифта б - схема расположения участков, для которых сопоставлялись изменения Н-составляющей геомагнитного поля с сейсмическим режимом. в - зависимость времени возникновения магнитных предвестников от энергии землетрясений: 1 - Таджикистан, 2 - Байкал, 3 - Китай, 4 - Узбекистан, 5 - Япония, 6 - Казахстан, 7 - США

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Г.А.Поспелова, В.Н.Гнибиденко, Л.С.Куликова,
А.Ю.Казанский

ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ СТРАТИГРАФИИ
ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КАЙНОЗОЯ И ТОНКАЯ СТРУКТУРА
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

I

Исследования палеомагнетизма приобрели весьма важное значение как при решении глобальных проблем физики Земли ([194,196] и другие), так и для практических целей геологии, в частности для стратиграфии и геохронологии. Наибольшие успехи получены для стратиграфии позднего кайнозоя ([124] и другие). Использование палеомагнитных методов позволило реально подойти к расчленению и корреляции толщ этого возраста, а также впервые к оценке синхронности стратиграфических границ в разрезах различных регионов ([123] и другие). Наименее изученным временным интервалом в кайнозойе все еще остается миоцен, что связано как с проблемами чисто стратиграфического характера — отсутствие единого мнения о верхней и нижней границе отдела и существования нескольких региональных схем, точного соответствия между которыми не установлено —, так и свойствами древнего геомагнитного поля — частого чередования прямой (N) и обратной (R) полярности и, по-видимому, пониженным значением палеонапряженности геомагнитного поля.

Миоценовые отложения Сибири и прилегающих регионов остаются практически неизученными, в то время как применение палеомагнитного метода открывает возможности не только установления синхронности неогеновых отложений в различных регионах Сибири, но и привязки региональных магнитостратиграфических разрезов Сибири к стратотипическим палеомагнитным разрезам Европейской части СССР и к Средиземноморской и Тихоокеанской шкалам.

Первым шагом в этом направлении являются рекогносцировочные палеомагнитные исследования миоценовых отложений Зайсанской впадины на примере опорного обнажения [128,134] на правом берегу

р. Калмакпай. Миоценовые отложения, возраст которых установлен здесь на основании фауны пресноводных моллюсков, представлены аральской серией, включающей три свиты: акжарскую (N_1^{1-2}), зайсанскую (N_1^2) и сарыбулакскую (N_1^{2-3}). Общая мощность отложений составляет ~ 88 м.

Лабораторные исследования показали, что магнитные свойства изученных пород низки: магнитная восприимчивость (χ) их составляет в среднем 15×10^{-6} СГС, величина естественной остаточной намагниченности (I_n) в среднем $- 1,5 \times 10^{-6}$ СГС, фактор Q ср. $- 0,4 \pm 0,6$. Основным ферромагнитным минералом — носителем намагниченности пород установлен магнетит, в некоторых образцах обнаружен гематит и гидроокислы железа.

С целью выяснения доли первичной (I_n^0) и вторичной намагниченностей в I_n пород, образцы пород с каждого уровня были подвергнуты испытаниям стабильности I_n по отношению ко времени ($\tau = 0,8 \times 10 \times 10^6$ мин), к температурным воздействиям ($T = 200 + 300^\circ\text{C}$) и к действию переменного магнитного поля (H до 700 Э). Некоторые образцы оказались магнитно нестабильными, но большая часть коллекции характеризуется относительно высокой магнитной стабильностью, хотя и имеет значительный вклад вторичного компонента I_n .

В результате лабораторных чисток всех образцов коллекции был составлен рекогносцировочный палеомагнитный разрез. Отложения акжарской свиты намагничены в основном прямо, в верхней части свиты имеется маломощная обратная зона. Нижняя часть зайсанской свиты имеет прямую полярность, верхняя образует обратную зону с переходными зонами до и после нее. Отложения верхней под-свиты сарыбулакской свиты полностью намагничены обратно.

По данным I_n^0 пород всех свит были вычислены координаты палеомагнитных полюсов (ПМП), достаточно хорошо согласующиеся с ПМП по Узбекистану и Таджикистану (рис. I). Полученная палеомагнитная характеристика миоценовых отложений Зайсанской впадины является некоторыми фрагментами истории поля в миоцене. Для построения опорного магнитостратиграфического разреза начаты палеомагнитные исследования хорошо палеонтологически датированных миоценовых разрезов в соседних регионах.

В Западной Сибири и в Казахстане отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена представлены павлодарской свитой. Большинство

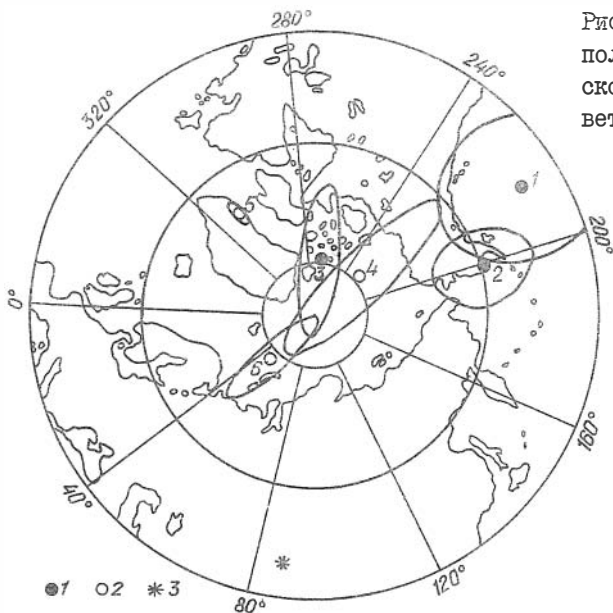


Рис. I. Палеомагнитные полюсы миоцена Зайсанской впадины и соответствующие им овалы

доверия:

1, 2 - N_1^{1-2}

3, 4 - N_1^2

5, 6 - N_1^{2-5}

1 - северный палеомагнитный полюс,

2 - южный палеомагнитный полюс,

3 - точка отбора образцов

исследователей определяют возраст павлодарской свиты в широких пределах от позднего миоцена до раннего плиоцена в виду отсутствия твердого мнения о принадлежности комплекса гиппарионовой фауны миоцену или плиоцену. Для уточнения этого вопроса и наращивания опорного магнитостратиграфического разреза Сибири был изучен стратотипический разрез павлодарской свиты "Гусиный перелет" у г. Павлодара [34, Г34], где отложения свиты имеют двухрусное строение: сверху залегают алеврито-глинистые слои (костеносные), ниже - алеврито-песчаные слои. Нижняя толща не опробовалась из-за сугубо песчаного состава. Наличие терригенных ферромагнитных зерен и аутигенной гидроксида железа говорит об ориентационно-химической природе I_n пород, синхронной времени образования последних.

Установлено, что породы разреза различны по магнитной и палеомагнитной стабильности. Палеомагнитостабильными оказались отложения нижней полутораметровой пачки серых глин. Для выделения I_n^0 пород использовались магнитные чистки пород: $\tau = \text{до } 1,7 \times 10^6$

мин; \tilde{H} до 300 Э, T в интервале 150+300°C. Оставшаяся после чисток часть I_H принята за I_H^0 . В полученном палеомагнитном разрезе, где преобладает обратная полярность, выделяются три палеомагнитные зоны: маломощная обратная, прямая и обратная с тремя палеомагнитными аномалиями. Распределение намагниченности в разрезе и наличие в качестве критерия идентификации магнитной зоны гипарионового комплекса млекопитающих позволяют отнести изученные отложения к зоне Гильберт (5,20–3,32 млн.лет). Прямая зона, по-видимому, может быть сопоставлена с эпизодом Кочити (3,92–3,70 млн.лет) (рис.2). Подобные региональные палеомагнитные разрезы, сопоставляемые с эпохой Гильберт, были получены нами ранее для отложений павлодарской свиты юга Западной Сибири (рис.2) [124]. Таким образом, на основании привлечения палеомагнитных данных можно сделать вывод, что исследованные отложения павлодарской свиты имеют раннеплиоценовый возраст.

В Пришимье, на юге Западной Сибири и в Тургае широко представлена битекейская свита, в определениях возраста и стратиграфического положения которой имеются разногласия: по остаткам крупных млекопитающих возраст свиты определялся от среднего миоцена до среднего плиоцена, а на основании фауны мелких млекопитающих и раковин пресноводных моллюсков – как позднеплиоценовый. С целью уточнения этого вопроса было выполнено палеомагнитное изучение двух разрезов Северного Казахстана – стратотипический разрез на р.Битеке в 10 км от с.Пески и разрез на правом берегу р.Муккур [33,134]. В разрезе на р.Битеке свита имеет мощность 3,5 м и представлена прослоями мелкогалечных песков, чередующихся с мелкозернистыми плотными песками и глиняными песками; в разрезе на р.Муккур мощностью 5 м свита сложена чередованием суглинков и глиняных песков с прослоями гравия.

Образцы пород битекейской свиты относятся к разряду весьма слабомагнитных пород. Оценка величины I_H показала, что значение ее достигает у некоторых образцов 30+35% от I_H за время $1,7 \times 10^6$ мин. Ввиду весьма низких значений I_H пород единственным возможным методом чистки I_H пород оказалась временная магнитная чистка. Обломочный характер зерен свидетельствует об ориентационной природе намагниченности исследуемых пород, обусловленных минералами групп магнетита и гематита. Поэтому можно считать, что полученные после временной чистки направления I_H пород в первом

приближении отражают направление намагниченности, соответствующей направлению поля времени формирования осадка.

В полученной палеомагнитной записи обнажений Битеке и Муккур выделены две палеомагнитные зоны – прямой и обратной полярности, которые в разрезах занимают вполне определенное стратиграфическое положение (рис.2). Критерием идентификации палеомагнитных зон, при отсутствии радиометрических датировок, можно принять последние палеонтологические данные (битекейская фауна близка к фауне молдавского комплекса), не противоречащие магнитостратиграфическим построениям. Возможны два варианта интерпретации полученных данных. Первый предполагает, что обратная зона разреза соответствует концу эпизода обратной полярности Каена, а прямая зона – эпохе прямой полярности Гаусс (2,85–2,50 млн. лет). Второй вариант удревняет битекейские отложения – прямая зона разреза составляет более ранний период эпохи Гаусс, а обратная соответствует верхам зоны Гильберт (3,4–3,1 млн.лет) (рис.2). Первый вариант интерпретации, полученный по отложениям битекейской свиты хорошо согласуется с данными по Румынии – отложения слоев плешкой с фауной подобных унионид соответствуют эпизоду Каена палеомагнитной эпохи Гаусс [I22].

Палеомагнитный метод исследований стал широко внедряться в практику производственных геологических работ. Совместно с Региональной гидрогеологической партией объединения Новосибирск-геология выполнено палеомагнитное изучение неоген-четвертичных отложений по керну скважин Новосибирской области с целью расчленения и корреляции отложений и выделения условной границы неогена-квартера по границе зон Матуяма-Брюнес (0,7 млн.лет) [I34]. Изучен материал четырех скважин, пробуренных в Верх-Ирменском и в Каргатском районах. Скважинами вскрыты толщи кочковской – краснодубровской и кочковской – фёдоровской свит.

Скалярные магнитные параметры керна скважин изменяются в большом диапазоне. В целом α_e и $|I_n|$ пород Верх-Ирменского района выше, чем у пород Каргатского района, что свидетельствует о том, что снос материала шел с востока на запад. В разрезах фиксируются горизонты с резко повышенным содержанием ферромагнитных минералов, прослеженные в скважинах обоих районов. Эти горизонты могут использоваться при сопоставлении разрезов скважин как реперные.

I_{r1} в преобладающей части изученных пород содержит значительную часть вторичной I_{r0} , Наибольшая I_{r0} присуща отложениям верхней и средней толщам кочковской свиты, нижние же пачки пород свиты во всех скважинах обладают большой палеомагнитной стабильностью. Вся коллекция пород была подвергнута временной магнитной чистке - $\tau = (4+6,5) \times 10^5$ мин., 20% образцов чистке \dot{H} и T .

В разрезах скважин выделяются две палеомагнитные зоны. Прямая охватывает отложения краснодубровской или фьедосовской свит и вышележащие субаквальные отложения; обратная зона - отложения кочковской свиты. Нижняя граница обратной палеомагнитной зоны ни в одной из скважин не подсечена. Граница между прямой и обратной палеомагнитными зонами близка к границе кочковской-фьедосовской или кочковской-краснодубровской свит. Между обратной и прямой зонами прослежена переходная зона, наличие которой указывает на отсутствие крупных перерывов в осадкообразовании свит в этот возрастной интервал. В обратной и прямой зонах зафиксировано несколько палеомагнитных аномалий.

На основании сопоставления палеомагнитных данных скважин с опорным разрезом юга Западной Сибири [I24] следует, что прямая палеомагнитная зона в разрезах скважин отвечает зоне Брюнес, обратная - зоне Магуяма. Отсюда можно заключить, что опробованные в скважинах породы кочковской свиты моложе 2,45 млн. лет, а возраст пород подошвы краснодубровской и фьедосовской свит близок к 0,7 млн. лет.

Для проведения дальних корреляций и привязки региональных плиоцен-четвертичных магнитостратиграфических разрезов Западной и Восточной Сибири [32, II9, I24] к разрезам Европейской части СССР проводились палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных отложений Закарпатья [26, II8, I20, I26, I34] совместно с микроморфологическими, палеопедологическими, литолого-минералогическими, палинологическими, палеонтологическими и археологическими исследованиями. Были выбраны обнажения: Онок, Сосновый Гай, Нижний Коропец, Королево, Берегово. Обнажения Онок и Сосновый Гай представляют аллювий Копаньской террасы р.Тиссы. По ископаемой фауне мелких млекопитающих одесско-таманского и хяпровского комплексов эти отложения датируются второй половиной позднего плиоцена. Обнажения Нижний Коропец, Королево и Берегово представлены субаэральными толщами покрова на аллювии. Они сложены

сутлинками и глинами, в которых прослеживаются горизонты ископаемых почв. В обнажении Королево вскрыто семь культурных слоев, в обнажении Берегово – два. В этих трех разрезах, расчлененных на ряд стратиграфических уровней и скоррелированных между собой и с горизонтами антропогена Европейской части СССР, запечатлена вся длительная история формирования антропогенных почв и разделяющих их суглинков.

В целом для изученных пород диапазон изменения магнитных параметров очень большой: $\alpha = (2+780) \times 10^{-6}$ ГГС, $|I_n| = (0,1+960) \times 10^{-6}$ ГГС, $Q = 0,1+6,5$, подобный диапазон у пород того же возрастного интервала в Западной Сибири. Слабomagнитными являются породы аллювия, наиболее магнитны – хорошо выраженные ископаемые почвы от IX по IY включительно. Молодые ископаемые почвы, развитые слабо, по магнитным свойствам практически не отличаются от покровных суглинков.

Основными носителями I_n пород обнажений Онок и Сосновый Гай являются минералы гематито-ильменитовой серии и в незначительном количестве – минералы титаномagnetитовой серии. В почвах обнажения Королево основным носителем I_n является гематит, подчиненным – магнетит. Опыты лабораторного переосаждения показали, что глины аллювия и суглинки имеют ориентационную природу I_n , а ископаемые почвы – ориентационно-химическую. В результате использования магнитных чисток ($\tau = (0,6+16) \times 10^5$ мин, $T = 200+300^\circ\text{C}$; $\tilde{H} = 200+600$ Э) был выделен стабильный компонент I_n , идентифицируемый с I_n^0 времени образования пород.

Для каждого обсуждаемого обнажения составлен палеомагнитный разрез и с учетом комплексных данных построен сводный магнито-стратиграфический разрез плиоцен-четвертичных отложений Закарпатья [I18], который состоит из двух палеомагнитных зон: обратной, сопоставляемой с зоной Матуяма, и прямой – зоной Брюнес. К последней зоне относятся отложения обнажений Берегово, Королево и верхне-средней части обнажения Нижний Коропец. К зоне Матуяма – отложения нижней части обнажения Нижний Коропец и аллювиальные отложения обнажений Онок и Сосновый Гай. Граница зон Матуяма – Брюнес в виде переходной зоны проходит в слое суглинка, разделяющего IX и VIII ископаемые почвы, коррелируемого с сульским горизонтом равнинной территории Украины.

Полученный результат хорошо укладывается в рамки сводных

магнитобиостратиграфических разрезов неоген-четвертичного времени для Приднестровья и юга Западной и Восточной Сибири [32, III, II9, I23, I24], где отложения с фауной таманского времени и второй половины ханпровского времени имеют аналогично обратную полярность и относятся к эпохе Матуяма.

II

В последние годы в палеомагнетизме стало быстро развиваться новое направление – изучение тонкой пространственно-временной структуры геомагнитного палеополя: вековых вариаций, процесса инверсий и кратковременных инверсий – экскурсов. Новые палеомагнитные данные являются эффективным источником информации о процессах, происходивших во внешней части ядра Земли и дают сведения, необходимые для разработки теории гидромагнитного динамо [I94]. Не менее важны они и для практических целей стратиграфии и геохронологии, особенно для расчленения и корреляции четвертичных отложений [86, II9, I2I, I34, I96].

С целью изучения экскурсов и вековых вариаций геомагнитного поля были выполнены палеомагнитные исследования континентальных плейстоцен-голоценовых отложений в двух районах страны: в Западной Сибири (три обнажения) и на территории Украины (пять обнажений) [85, 86, 88, 89, II8, II9, I27, I29, I34, I38, I94, I96]. В Западной Сибири опробованы разрезы Верхнего Приобья, имеющие по два горизонта, датированные методом C^{14} . Разрезы представлены в основном суглинистыми отложениями, охватывающими в разрезе близ с.Мамоново временной интервал от ~ 400 до 3600 лет, в разрезе близ с.Малышево от 25500 до 29000 лет, в разрезе у с.Каргаполово от 33000 до 42000 лет. В Среднем Приднестровье изучались опорные разрезы палеолитических стоянок Молодова У и Кормань IV [85, 86]. Разрезы представлены отложениями лессовидных образований, вмещающих серии уровней с культурными находками от мустье до мезолита (Молодова У) и энеолита (Кормань IV). Отложения этих разрезов охватывают последние ~ 50 000 лет и имеют радиоуглеродные даты (шесть в разрезе Молодова У и три в разрезе Кормань IV). В Закарпатье изучались три обнажения – Берегово, Королево, Нижний Коропец. Возраст отложений по археологическим, палинологическим, термолюминесцентным и другим данным оценивается для обнажения Берегово от рисс-вюрма (~ 100 000 лет) до эпохи бронзы (~ 5000 лет), для обнажения Королево – от ~ 400 000 до ~ 30 000 лет, и обнажения Нижний Коропец – от 700 000 лет до голоцена [II8, I96].

Для детального палеомагнитного изучения проводился во всех обнажениях непрерывный отбор по разрезу ориентированных образцов-кубиков с гранью 2,4 см по 2-10 образцов с уровня за исключением обнажения Нижний Коропец, где отбор образцов выполнен с шагом I2+I5 см. Отобрано и изучено около 4,5 тысяч ориентированных образцов.

Магнитный анализ пород показал, что у всех исследованных образцов носителями намагниченности являются магнетит и гематит, в образцах гумусированных суглинков отмечается присутствие гидроксидов железа. Результаты лабораторного переосаждения образцов разреза Каргаполово, Молодова У, Кормань IУ и Королево подтвердили ориентационную природу I_n этих пород. Ископаемые же почвы разреза Королево при $P > 2$ имеют ориентационно-химическую природу I_n . Испытание стабильности I_n по отношению к постоянному и переменному магнитным полям и нагревам в скомпенсированном магнитном поле показали различную магнитную стабильность исследованных пород. Все образцы коллекций были подвергнуты временной магнитной чистке, 70% образцов - чистке переменным магнитным полем и температурой. В качестве параметров чистки брались значения T и H , при которых минимизировались расстояния между направлениями I_n для образцов-дублей с одного уровня. Математическая обработка результатов осуществлялась на ЭВМ [85,87].

Как по первичным измерениям I_n , так и после проведения магнитных чисток характер изменения направления I_n пород в целом сохранялся. По данным разрезов Мамоново и Малышево наблюдаются колебания значений склонения (D) и наклона (J) относительно направления геомагнитного поля, близкого к современному. По данным разреза Каргаполово и всех разрезов Украины отмечается два режима поведения направления I_n - на фоне спокойных осилляющих значений D и J фиксируются маломощные горизонты, представляющие палеомагнитные аномалии. За палеомагнитные аномалии приняты горизонты пород, у которых по I_n^0 виртуальный геомагнитный полюс (ВПГ) располагается южнее 45° параллели. В разрезе Каргаполово отмечена одна палеомагнитная аномалия, в разрезах Молодова У и Кормань IУ - по две аномалии, в сводном разрезе Берегово - четыре, в Королево - пять, в разрезе Нижний Коропец - шесть палеомагнитных аномалий.

Для выяснения природы палеомагнитных аномалий были проведе-

ны специальные полевые и лабораторные исследования, в результате которых было выяснено, что механические и физико-химические причины образования палеомагнитных аномалий отсутствуют. Не установлено зависимости аномально намагниченных горизонтов и от литологии пород. Такие горизонты прослежены как в ископаемых почвах, так и в слоях суглинка и глины. С другой стороны, наблюдается согласованность временного и стратиграфического положения палеомагнитных аномалий как в близкорасположенных, так и удаленных разрезах. Вышеперечисленное позволяет интерпретировать открытые палеомагнитные аномалии как реальное геофизическое явление. Время проявления двух экскурсов оценено надежно: 26500+23500 лет и 44000+43300 лет, для остальных можно дать пока приближенные временные интервалы.

Выполнен анализ вышеперечисленных и обнаруженных нами ранее экскурсов геомагнитного поля [III, II9, I2I, I27, I38], в результате чего составлен сводный палеомагнитный разрез эпохи Брунес, в котором выделяется до двенадцати экскурсов. Наиболее надежно установленными можно считать последние четыре: ~12000 лет, ~25000 лет, ~43000 лет, ~100 000 лет. Выявлены некоторые общие и характерные черты экскурсов, на основании чего сделано предположение, что изученные экскурсы и процесс инверсий имеют одну природу, заложенную в механизме динамо. Роль спускового механизма выполняют вековые вариации, обусловленные процессами на границе ядро-мантия [I96].

Для временных интервалов 400+3600 лет, 26000+29000 лет, 33000+40 000 лет по данным западно-сибирских разрезов и в интервалы времени 9000+49000 лет, 6000+46000 лет и ~16500+67000 лет по данным разрезов Приднестровья и разреза Берегово I получены вариации D и J . Изменения $D(t)$ и $J(t)$ носят колебательный характер. На разрезах Молодова У и Кормань IV отмечается визуальная сопоставимость кривых $D(t)$ и $J(t)$ на отрезке времени 11000+25000 лет (рис.3).

Для выявления периодичности вариаций склонения и наклонения проводился анализ Фурье, который указывает на широкий спектр составляющих $D(t)$ и $J(t)$. По данным западносибирских разрезов, доминирующими являются колебания $D(t)$ с периодами 500 лет (разрез Мамоново), 680 лет (разрез Малышево), 1300 лет (разрез Каргаполово), кроме того, отмечается присутствие гармоник с пе-

периодами 120, 300+400, 900, 3000 лет. Спектр $\mathcal{J}(t)$ выражен слабее. Анализом Фурье значений $D(t)$ и $\mathcal{J}(t)$, по данным украинских разрезов, выделены гармоники с периодами 1000, 2000, 2600,

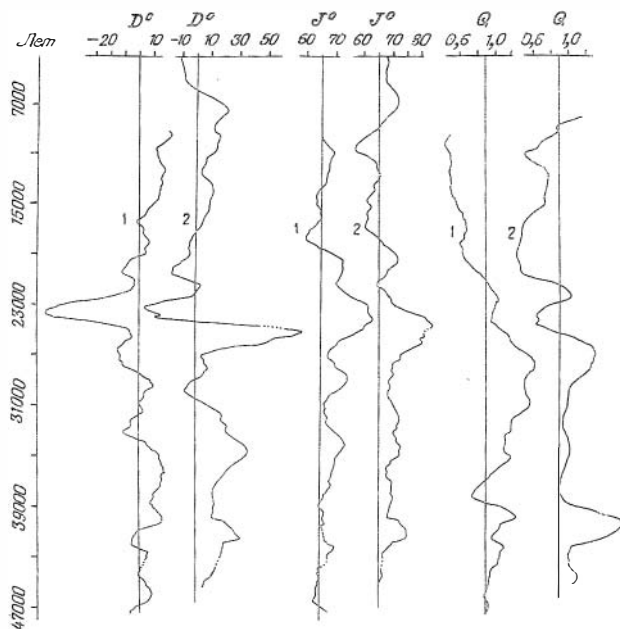


Рис.3. Вариации склонения $D(t)$, наклонения $\mathcal{J}(t)$ и фактора $Q(t) \sim 5000+47000$ лет по данным разрезов: 1 - Молодова V, 2 - Кормань IV; радиус сглаживания $r_m = 1750$ лет

3200-3600, 4800-5200, 8600-10 000 лет. Вычисления энергетических спектров D и \mathcal{J} разрезов Молодова V и Кормань IV, выполненные П.К.Рябушкиным, подтвердили дискретный характер спектров и значения периодов, близких вышеперечисленным. Определенные значения периодов близки к периодам вариаций по данным археомангнитных исследований и детальным палеомангнитным данным озерных отложений последних 50000 лет. Это подтверждает, что основной причиной изученных плавных изменений D и \mathcal{J} являются вековые вариации геомагнитного поля.

По данным значений D и \mathcal{J} изученных разрезов рассчитывались координаты ВПП. Движение ВПП происходит, как правило, по сложной петлеобразной траектории как по часовой стрелке, так и против нее, что указывает на равновероятность западного и восточного дрейфа. По I_n ср. разрезов Западной Сибири [90] и Укразины для разных временных интервалов вычислены координаты ПМП. ПМП центрируются вокруг географического полюса, не выходя за параллель 80° . Овалы доверия полюсов малы ($Q_1 = 1,2^0 + 3,9^0$; $Q_2 = 1^0 + 3,1^0$).

Кроме вариаций направления геомагнитного поля была изучена напряженность поля по фактору Q пород. Изменение фактора Q в интервале 400+3600 лет (разрез Мамоново) показывает его сопоставимость с изменением напряженности поля по мировым археомагнитным данным. Анализом Фурье выделены гармоники $Q(t)$ с периодами 350, 700 и условно 1800 лет, близкими к значениям периодов 300, 600 и 1900 лет по обобщенным археомагнитным данным напряженности геомагнитного поля [129]. По данным разрезов Молодова У и Кормань IV отмечается визуальная сопоставимость $Q(t)$ во временном интервале 17000+ ~ 40000 лет (рис.3). Периоды изменения $Q(t)$ составили 1800-2000; 2500-2600; 3500-3750; 5000-6000 и 8333-12500 (неуверенно) лет [85,86,134]. Эти периоды близки к периодам изменения напряженности геомагнитного поля для длинных рядов обобщенных археомагнитных данных.

Таким образом, показано, что с помощью детальных палеомагнитных исследований континентальных осадочных пород возможно изучение как экскурсов, так и вековых вариаций геомагнитного поля.

А. Д. Лучков, Л. С. Соколова, С. А. Казанцев, А. М. Сидоров

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЮЖНОЙ СИБИРИ

Геотермические исследования, проводимые в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, ~~включают~~ ^{включают} круг проблем, связанных с определением величины теплового потока (ТП) в отдельных пунктах, его

¹² В работах принимали участие, помимо авторов, З. А. Соловьева, Л. А. Гринишин, аспирант В. В. Тимофеев.

районированием, выявлением аномальных зон и общих закономерностей. Весьма ответственной задачей геотермических исследований является и оценка температур земной коры и верхней мантии, для чего необходимо иметь информацию о тепловых свойствах горных пород (прежде всего теплопроводности) и изменении их в широком интервале температур, включая температуру плавления. Поскольку серийной аппаратуры для геотермических исследований до сих пор нет, их проведение требует солидных аппаратурных и методических разработок, обеспечивающих измерение тепловых свойств горных пород и температуры в скважинах разной глубины и в водоемах.

В течение X пятилетки нами выполнялись работы практически во всех указанных направлениях. Результаты, полученные по каждому из них, обсуждаются ниже.

I. Геотермические исследования в озерах

Определение ТП в пределах водоемов не требует дорогостоящего бурения. Слой воды, как правило, в значительной степени задерживает годовые колебания температуры, и сравнительно небольшого заглубления датчика в донные илы оказывается достаточным при измерении параметров внутриземного теплового потока. Для технического обеспечения геотермических работ через дно водоемов были существенно усовершенствованы существующие конструкции автономных термографов [61, 63]. В настоящее время нами эксплуатируются две модификации двухканального автономного термографа, использующие самобалансирующие мосты постоянного (ТГ-1) и переменного тока (ТГ-2).

К преимуществам этих зондов перед существующими можно отнести: 1) двухканальность, 2) повышенную надежность при меньших габаритах, 3) экономичность (энергопотребление не превышает 10 мВт), 4) большую длительность автономной работы, что принципиально позволяет проводить измерения в нескольких близко расположенных точках дна без подъема зонда, 5) применение быстродействующего самописца позволяет увеличить число каналов до трех, используя принцип временного разделения каналов. Термографы ТГ-1 и ТГ-2 имеют точность по температуре $\pm 0,02^{\circ}\text{C}$, а по градиенту $\pm 5 \text{ м}^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Эти термографы использовались нами для измерения температуры и геотермического градиента на озерах Байкал, Телецкое, Ладожское [28, 29, 31, 40, III, I73, I75].

Обсуждение измеренных параметров будет выполнено ниже. Прежде уместно рассмотреть результаты некоторых режимных наблюдений, необходимых для правильной интерпретации выполненных измерений.

Изучение теплового режима поверхностного слоя донных илов

Общепринятый способ определения внутриземного теплового потока требует измерений температуры в сравнительно глубоких скважинах (100–200 м в равнинных районах и 300–400 м – в горных), что существенно ограничивает возможности геотермических исследований, снижает их мобильность. Очевидна необходимость разработки методов оценки величины ТП по измерениям параметров теплового поля в приповерхностном слое горных пород или донных илов, которые подвержены сезонным колебаниям температуры. Развитие подобных методов требует детального изучения температурного режима приповерхностного слоя горных пород в конкретных физико-географических условиях. Для получения такой информации были организованы режимные измерения температуры в скважинах (глубиной 50–100 м) ряда пунктов Новосибирской области и в донных илах Телецкого озера, где в придонном слое воды обнаружены значительные сезонные колебания температуры. Работа выполняется совместно с Гидрорежимной партией ПГО "Новосибирскгеология" и Телецкой озерной станцией.

Наблюдения в скважинах начались только в 1980 г., скважины оборудованы термодатчиками с термисторными датчиками. В Телецком озере эксперимент уже выполнен. Вкратце остановимся на его результатах [62].

Для режимных измерений температуры донных илов Телецкого озера у пос. Яйлю (глубина озера здесь 220 м) внедрена в донные отложения металлическая штанга с укрепленными на ней датчиками температуры, которые предварительно тщательно подбирались и градуировались. Два датчика планировалось заглубить в ил на 0,5 и 1,5 м, третий – свободно уложить на грунт и фиксировать температуру поверхности дна. Все устройство соединялось проводами с измерительной аппаратурой на берегу (длина линии около 900 м). Измерения температуры проводились практически ежедневно в течение двух лет, с мая 1977 по июнь 1979 гг. Результаты измерений приведены на рис. I.

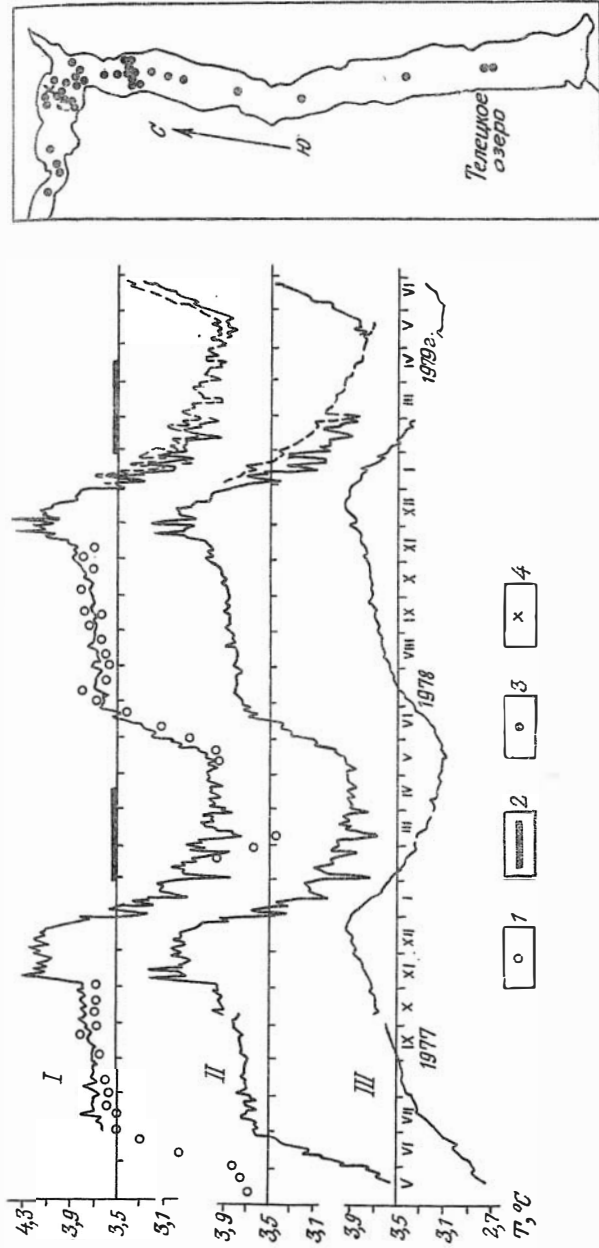


Рис. 1. Графики изменения температуры придонного слоя Телецкого озера во времени (у пос. Яйло, мощность слоя воды 250 м); I, II - у поверхности дна, III - в илах на глубине 1 м
 Условные обозначения: I - результаты измерений температуры придонной воды ртутными термометрами (Селегей В.В., Селегей Т.С., 1978), 2 - ледостав, 3 - пункт режимных наблюдений, 4 - пункты измерений термотграфом

Судя по записи, датчик II не погрузился на заданную глубину 0,5 м и дублировал показания поверхностного датчика. Соответственно датчик III находился на глубине около 1 м. Практически все записанные вариации температуры закономерны и связаны с особенностями теплового режима водной толщи озера. Лишь в октябре 1977 г. датчиками II и III зафиксировано непонятно резкое увеличение температуры илов на 0,1°C. По-видимому, это изменение вызвано техническими причинами.

Выполненный эксперимент показал, что в Телецком озере под 250-метровую толщу воды проникают значительные сезонные колебания температуры, имеющие в целом синусоидальный характер и амплитуду порядка 1,5°C на поверхности дна и 0,8°C - в осадках, на глубине 1 м. Наблюденные кривые являются суперпозицией вариаций температуры с периодами от 1 года до нескольких дней. Наиболее яркими особенностями изменения температуры в придонной части Телецкого озера являются: заметная растянутость теплого полупериода с заметным ростом температуры в конце года, наличие короткопериодных вариаций T воды в ноябре-апреле. В илах короткопериодные вариации исчезают или сглаживаются, более четко проявляется влияние годовой составляющей и кривая изменения T приближается к правильной синусоиде (III, рис.1).

По результатам наблюдений вариаций температуры придонных вод и илов можно сделать важный методический вывод: изучение теплового потока через дно озер, похожих по термическому режиму вод на Телецкое, предпочтительнее производить в июле-октябре, когда температура поверхности дна сохраняется примерно постоянной. В остальное время она либо резко изменяется, либо испытывает короткопериодные вариации. Установленные закономерности использованы при интерпретации геотермических работ на Телецком и Ладожском озерах.

Результаты геотермических исследований на Телецком и Ладожском озерах

В пределах Телецкого озера оценка величины геотермического градиента выполнена примерно в 60 пунктах (рис.1). Измеренные величины температуры осадков ($T_{\text{ИЗМ}}$) и геотермического градиента ($\Gamma_{\text{ИЗМ}}$) можно представить в виде двух слагаемых:

$$\Gamma_{\text{ИЗМ}} = \Gamma_{\text{ГЛ}} + \Gamma_{\text{КЛ}} \quad \text{и} \quad \Gamma_{\text{ИЗМ}} = \Gamma_{\text{КЛ}} + \Gamma_{\text{КЛ}},$$

где $\Gamma_{\text{ГЛ}}$ и $\Gamma_{\text{ГЛ}}$ обусловлены внутриземным тепловым потоком, а $\Gamma_{\text{КЛ}}$ и $\Gamma_{\text{КЛ}}$ - климатическими колебаниями.

По измерениям 1974-77 гг. средние значения $\Gamma_{\text{ИЗМ}}$ для июля и сентября составляют соответственно - 110 и -60 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$, для марта единичное определение $\Gamma_{\text{ИЗМ}} = 280$ $^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Величину $\Gamma_{\text{КЛ}}$ можно оценить, воспользовавшись решением одномерной задачи теплопроводности для полупространства, на поверхности которого задано распределение температуры, изменяющееся во времени согласно графику I рис.1. Такая оценка (коэффициент температуропроводности принят равным $3 \cdot 10^{-7}$ $\text{м}^2/\text{с}$) дает следующие значения $\Gamma_{\text{КЛ}}$: март - +250, июль - -200, сентябрь - -130 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Соответственно $\Gamma_{\text{ГЛ}}$ составляет в марте 30, в июле - 90, в сентябре - 70 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Последние две оценки представляются более достоверными и среднее $\Gamma_{\text{ГЛ}}$ составляет 80 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Теплопроводность донных отложений Телецкого озера незначительно меняется от точки к точке, составляя в среднем 1,0 Вт/(м.К) [29]. Тепловой поток через дно озера оценивается в 80 мВт/ м^2 , что существенно превышает уровень среднего ТП в окружающих районах Горного Алтая. Надо иметь в виду, однако, что точность оценки величины ТП для озера невелика, не лучше 30%. Сам Горный Алтай в геотермическом отношении тоже изучен плохо. Дальнейшие исследования могут несколько изменить приведенную здесь оценку величины ТП для Телецкого озера.

На Ладожском озере геотермические исследования проведены нами в сентябре 1976 года совместно с Институтом озероведения АН СССР. Измерения выполнены в 12 точках по двум параллельным профилям в северной наиболее глубокой части озера (100-180 м). Температура придонного слоя воды варьирует от 3,6 до 4,2 $^{\circ}\text{C}$, а температура илов на глубине 0,7-1,0 м - от 3,37 до 3,75 $^{\circ}\text{C}$. Очевидно, что колебания T и в придонном слое воды, и в илах весьма существенны. Поскольку по имеющимся (сравнительно малочисленным) данным о временных изменениях температуры придонного слоя воды Ладожского озера характер этих изменений можно считать примерно таким же, как для Телецкого, при оценке $\Gamma_{\text{ГЛ}}$ использованы изложенные выше методические выводы. В результате получен $\Gamma_{\text{ГЛ}} = 115$ $^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Теплопроводность донных осадков Ладожского озера по 13 образцам составляет в среднем 0,7 Вт/(м.К), мало изменяясь по

площади. Тепловой поток соответственно оценивается в 75 мВт/м^2 . Это сравнительно высокое значение ТП неплохо согласуется с данными Г.А.Череменинского, по которым тепловой поток в Ленинградской области изменяется от 54 до 83 мВт/м^2 .

Результаты геотермических работ на озере Байкал

В 1976–1980 гг. определение величины теплового потока было выполнено нашим институтом в 50 пунктах озера Байкал. Измерения производились с корабля Лимнологического института СО АН СССР. За этот же период более 127 определений ТП было сделано Институтом земной коры СО АН СССР (Голубев, Лысак и др., 1976–1979 гг.).

Всего к настоящему времени через дно озера Байкал выполнено более 225 измерений ТП. Распределение этого параметра в пределах Байкальской впадины, как и во всей рифтовой зоне, представляет весьма сложную картину чередования высоких (до 330 мВт/м^2), средних и низких (до $17\text{--}20 \text{ мВт/м}^2$) его значений. Однако на фоне такой мозаики можно отметить общую тенденцию возрастания ТП в направлении от западного берега к восточному [28, 31, 40, III, 173]. Наиболее четко эта тенденция прослеживается в Южно-Байкальской впадине и ослабевает к северу. Самые большие вариации ТП зарегистрированы вблизи восточного берега. По мнению некоторых исследователей, высокие значения ТП являются результатом придонной гидротермальной деятельности, а очень низкие ТП – результатом оползней и подвижек, происходящих во время землетрясений довольно частых в рифтовой зоне (Голубев, 1979).

Для Байкальской впадины среднее значение ТП составляет $70\text{--}75 \text{ мВт/м}^2$. Самой прогретой ее частью (в среднем до $80\text{--}85 \text{ мВт/м}^2$) является Южно-Байкальская котловина, наиболее глубокая и древняя. На остальной территории ТП около 70 мВт/м^2 . Единой аномалии ТП в пределах озера Байкал не существует.

На карте ТП озера по изолинии 80 мВт/м^2 намечается 3–4 района высокого ТП, разделенных более холодными блоками. Наибольшая аномалия ТП по величине и площади располагается в восточной части Южно- и Средне-Байкальской котловины. По изолинии 80 мВт/м^2 она вытянута почти на 400 км при ширине около 25–30 км, что позволяет рассматривать эту аномалию двухмерной. Именно эта аномалия ТП до настоящего времени является основным объектом коли-

чественной интерпретации. Вследствие сложности распределения ТП в пределах самой аномалии не представляется возможным охарактеризовать ее параметры, используя лишь одно какое-либо пересечение. Поэтому при интерпретации обычно используют обобщенные графики ТП, составленные по измерениям в центральной части аномалии. В первом приближении она считается симметричной и по разным оценкам характеризуется максимальным значением $85-100 \text{ мВт/м}^2$ и полушириной $15-25 \text{ км}$. Фоновое значение ТП принято порядка $40-45 \text{ мВт/м}^2$. Предполагается, что аномалия создается дополнительным источником тепла в земной коре. Для количественной интерпретации нами рассмотрено две модели такого источника [150].

Нестационарная модель предполагает источник в виде бесконечной вертикальной разогретой дайки, появившейся мгновенно и далее остывающей. Оценки параметров источника по этой модели дают следующие значения: ширина источника - 20 км , глубина залегания его верхней кромки - 12 км , время действия источника - 2 млн. лет при полуширине аномалии 15 км и 5 млн. лет при полуширине 25 км . В стационарной модели источник предполагается бесконечно тонким, а глубина его залегания оценивается величиной порядка 14 км . Стационарная модель позволяет оценить и температуру источника, она составляет $600-800^\circ\text{C}$.

Параметры гипотетических источников тепла в Байкальской рифтовой зоне оценивались и другими исследователями. Форма источника предполагалась различной. Помимо дайки рассмотрены источники в виде горизонтальной нити и горизонтального цилиндра в разных режимах. В целом стационарные источники представляются узкими, не более 4 км , а их температура не более 800°C . Мгновенные источники шире, однако не превышают ширины аномалии. Глубина до верхней границы источников во всех случаях колеблется от 10 до 28 км , время действия нестационарных источников не более 10 млн. лет .

Наличие в Байкальской впадине очень высоких значений ТП свидетельствует о существовании в земной коре рифтовой зоны конвективной составляющей ТП, которая, по-видимому, связана с выносом тепла летучими компонентами и флюидами по трещинам.

По данным ГСЗ аномальная мантия прослеживается не только под рифтовой зоной (в ее геологических границах), но и в 200-километровой полосе к востоку от нее. По одним представлениям это

— выход к подошве земной коры разогретого астеносферного слоя, по другим — аномальные свойства присущи изолированному от астеносферы слою верхней мантии мощностью около 20 км, непосредственно примыкающему к подошве земной коры и предположительно связанному с астеносферой каналами в рифтовой зоне (Крылов, 1979). Геотермические данные не противоречат указанным гипотезам. В то же время они могут дать дополнительный материал для уточнения существующих представлений.

1. Во всей полосе аномальной мантии предполагается температура у подошвы коры 1100–1200°C. Расчеты показывают, что от плоскости с такой температурой, расположенной на глубине 40 км в случае стационарного теплового режима (примерно через 40 млн. лет после разогревания мантии) ТП на поверхности Земли должен составить 90–100 мВт/м² (с учетом радиогенного тепловыделения в коре). Такие высокие ТП, как сейчас известно, наблюдаются лишь в рифтовых впадинах, а средний ТП Забайкалья значительно ниже — 50–60 мВт/м². Чтобы объяснить это несоответствие, необходимо, допустив температуру у подошвы коры в аномальной области 1100–1200°C, предположить тепловой режим в земной коре региона неустановившимся. Указанный выше средний ТП для Забайкалья соответствует в рассмотренной модели времени существования аномальной мантии менее 10 млн. лет [150].

2. На основе имеющихся данных о ТП и теплопроводности горных пород при высоких температурах, считая основным способом передачи тепла — кондуктивным, можно показать реальность образования слоя частичного плавления в верхней мантии непосредственно под корой. Для этого достаточно предположить некоторое обогащение этой части верхней мантии основными породами (базальтоидами). В этом случае формирование температурного режима в регионе начинается с зарождения аномалии Т в астеносфере (по каким-либо причинам здесь достигается температура начала плавления ультраосновных пород — 1600°C). Перенос тепла к поверхности Земли, которая поддерживается при температуре 0°C, в дальнейшем происходит кондуктивным путем. Расчеты становления поля температуры проведены для разных значений температуропроводности — $10 \cdot 10^{-7}$ и $5 \cdot 10^{-7}$ м²/с. Они показали, что в возникшей ситуации, через 25–40 млн. лет после начала процесса распространения тепла от астеносферы, температура на глубине около 60 км поднимется до темпера-

туры плавления базальтов, что создает благоприятные условия для образования слоя с аномальными упругими и электрическими свойствами. В последующие 20–30 млн. лет слой постепенно будет наращиваться за счет перемещения его верхней границы к подошве земной коры. Таким образом, образование слоя аномальной мантии в том виде, как он сейчас выявляется по сейсмическим наблюдениям, может произойти за 40–70 млн. лет после появления температурной аномалии в астеносфере, что грубо соответствует времени существования Байкальского рифта. Дальнейшее наращивание мощности слоя (свыше 20 км) сверху ограничено уменьшением T до значений, меньших температуры плавления основных пород. Снизу аномальный слой отделяется от астеносферы слоем твердой мантии, в пределах которого частичное плавление невозможно вследствие отсутствия базальтовой компоненты и общего снижения T по сравнению с астеносферой.

П. Распределение теплового потока в Западной Сибири

В 1976–1980 гг. оценка ТП была выполнена для 108 участков в пределах Западно-Сибирской плиты, Алтае-Саянской области, Енисейского кряжа (1 участок) и Прикаспийской низменности (2 участка) [38, 39, 41, 42, III, I74]. Методика таких работ неоднократно описывалась ранее. С накоплением данных о ТП несколько раз выполнялось и их обобщение для разных территорий [31, 41, 42, I33, I98]. В последнее время совместно с сотрудниками Института земной коры (Лысак и др.) и Института мерзлотоведения (Балобаев и др.) СО АН СССР составлена "Карта теплового потока Сибири", на которой учтены соответствующие данные до 1979 г. включительно. Фрагмент этой карты для территории Западной Сибири приведен на рис. 2. Ниже рассматриваются основные черты распределения ТП по этой территории.

В геологическом отношении Западная Сибирь подразделяется на две крупные области, характеризующиеся различным строением и историей развития – Западно-Сибирскую эпигерцинскую плиту и Алтае-Саянскую складчатую область.

В пределах Западно-Сибирской плиты ТП изменяется от 29 до 96 мВт/м², составляя в среднем (54 ± 10) мВт/м². Эта величина соответствует среднеконтинентальному значению ТП для герцинских

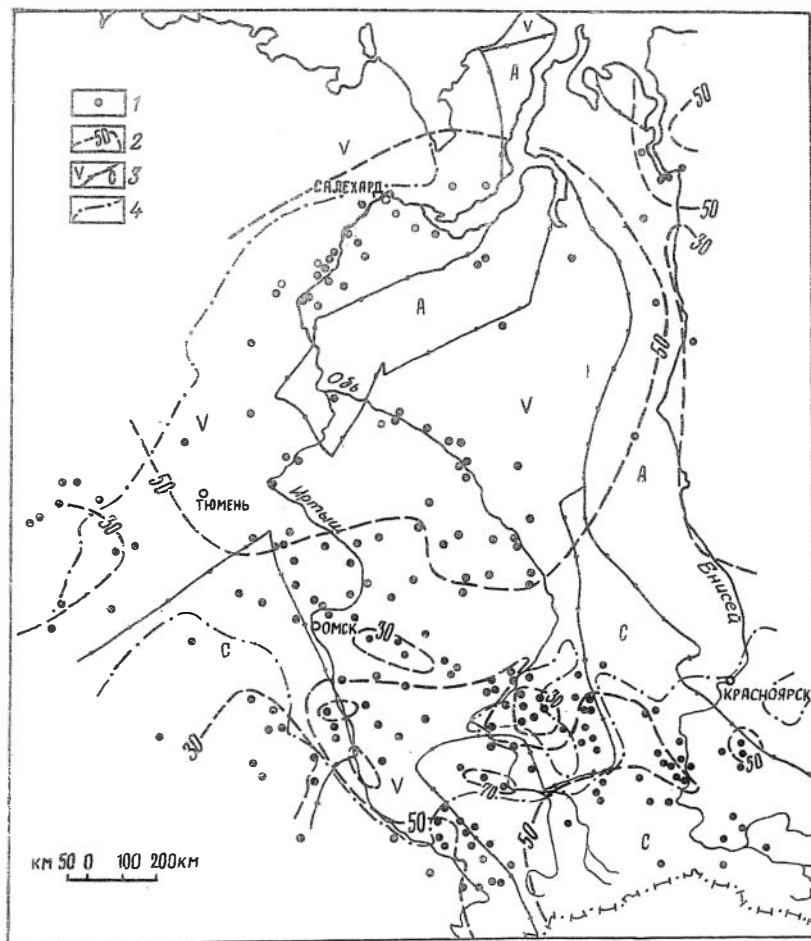


Рис.2. Карта теплового потока Западной Сибири

Условные обозначения: 1 - пункт определения величины ТП, 2 - изолинии ТП, оцифровка в мВт/м², 3 - границы разновозрастных складчатых областей фундамента (по Тектонической карте фундамента территории СССР, 1974): А - докембрийские складчатые системы, С - каледонские, У - варисийские (герцинские), 4 - граница выхода складчатого основания на дневную поверхность

структур, которые образуют в основном фундамент плиты. Большая часть плиты характеризуется сравнительно однородным ТП. Низкими его значениями (менее 40 мВт/м^2) выделяется широтная полоса между Омском и Новосибирском. Эта полоса пересекает без существенного изменения ТП ряд крупных структур фундамента, в частности Иртышский и Муромцевский прогибы, Старосолдатско-Михайловский, Межовский антиклинории и др. Более повышенные значения ТП ($60-90 \text{ мВт/м}^2$) отмечаются в низовье р. Оби, в Павлодарском Прииртышье и Бийско-Барнаульской впадине.

В пределах Алтае-Саянской области ТП изменяется от I7 до 70 мВт/м^2 , составляя в среднем (46 ± 11) мВт/м^2 . Этот средний уровень ТП характерен для каледонских складчатых сооружений, к которым в большей части принадлежит Алтае-Саянская область, причем тектоническая активизация этого региона в неоген-четвертичное время, видимо, не привела к заметной перестройке распределения ТП в его пределах. Каледонские и герцинские структуры Алтае-Саянской области не различаются в целом по ТП.

Наиболее заметной аномалией ТП в Алтае-Саянской области является обширная зона низких значений этого параметра в ее западной части - Салаире и Горловском прогибе. Возможно это свидетельствует о глубоком охлаждении здесь земной коры; не исключено также, что аномалия связана с длительным опусканием территории. Тепловой поток, превышающий среднюю величину (до $60-70 \text{ мВт/м}^2$) характеризует некоторые участки Кузнецкого и Южно-Минусинского прогибов, Восточного Саяна и Томь-Кольванской зоны. Выявлена слабая обратная зависимость между величиной ТП и мощностью земной коры вида:

$$\text{ТП} = 92 - 0,94 \text{ Н},$$

где ТП в мВт/м^2 , мощность коры Н в км (коэффициент корреляции - $-0,4$).

Роль процессов диффузии в поведении теплопроводности горных пород при высоких температурах

Известно, что поведение коэффициента теплопроводности горных пород с возрастанием температуры (Т) в значительной степени определяется их структурой. У аморфных пород коэффициент теплопроводности (КТ) с ростом температуры от комнатных значений увеличивается, у кристаллических - сначала уменьшается, при темпера-

турах 1100–1600 °К проходит через минимум и далее возрастает. Природа минимума пока не находит удовлетворительного объяснения. Нами в ряде работ показано, что возрастание теплопроводности кристаллических горных пород после минимума не обеспечивается её радиационной и тем более фонной составляющими, и сделано предположение о большом вкладе в общую теплопроводность процессов диффузии, особенно активизирующихся при T порядка 1200–1500°К [139–143]. Рассмотрим эти процессы подробнее.

Диффузионные процессы в горных породах могут носить различный характер в зависимости от структуры, аморфной (расплавы, стёкла) или кристаллической). Целесообразно поэтому рассмотреть вклад диффузии в общую теплопроводность для каждой из структур отдельно.

Стекло – неравновесное состояние расплава, в которое он переходит при быстром охлаждении. Принципиальных структурных различий между расплавом и стеклом того же состава нет и диффузия в обоих случаях осуществляется только по жидкофазному механизму в отличие от механизмов в кристаллах, которые обуславливаются диффузией разного рода дефектов (вакансии, дислокации, межузельные атомы и т.д.). Поэтому применительно к аморфным породам и расплавам рассмотрим только диффузионный тепломассоперенос в расплаве, исходя из общих представлений о теплопроводности в простейших реагирующих системах, где протекают элементарные реакции перегруппировки, активации, диссоциации или ассоциации. Для жидкой системы с градиентом концентрации и температуры, состоящей из двух видов частиц (незаряженных), между которыми протекает только одна из указанных реакций, коэффициент теплопроводности при устойчивом химическом равновесии, согласно термодинамике необратимых процессов будет включать в себя диффузионную компоненту теплопроводности λ_{diff} вида (Хаазе, 1967):

$$\lambda_{diff} = \frac{\alpha(1-\alpha)}{\nu} \mathcal{D} N \frac{Q^2}{kT^2}. \quad (I)$$

Здесь \mathcal{D} – коэффициент диффузии, N – число частиц в см³, Q – теплота переноса на одну частицу, k – постоянная Больцмана, ν – коэффициент реакции; $\alpha = x_2 / (\nu x_1 + x_2)$, где x_1 и x_2 – доля частиц вида 1 и 2 соответственно. В простейшем случае реакций только перемещения и активации примесей ($x_2 \ll x_1$), $\nu=1$

$$\lambda_{\text{диф}} = C \mathcal{D} \cdot \frac{Q^2}{K T^2} \quad (2)$$

где C - концентрации наиболее подвижных атомов примеси. Так, при температуре около 1000°K , $C = 10^{21}-10^{22} \text{ см}^{-3}$, $Q = 1 \text{ эВ}$ и $\mathcal{D} = 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$ получаем из (2) $\lambda_{\text{диф}}$ порядка $10^{-2} \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, что для расплавов и стекол горных пород составляет порядка 1% от общей теплопроводности.

При наличии же реакций перегруппировки, диссоциации и ассоциации в том же диапазоне температур теплота переноса возрастает до 3-10 эВ и из (1) при $T = 1000^\circ\text{K}$, $\mathcal{N} = 10^{23} \text{ см}^{-3}$

$$\lambda_{\text{диф}} \approx f(\alpha, \nu)(1-10) \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К}) \quad , \quad \text{где } 0 \leq f(\alpha, \nu) = \frac{\alpha(1-\alpha)}{\nu} < 1.$$

Ясно, что в этом случае $\lambda_{\text{диф}}$ может вполне составить величину порядка 1 Вт/(м·К) и оказаться не только сравнимой с радиационной составляющей, но и превзойти её. Это, видимо, и может служить объяснением наблюдаемой при высоких температурах в стеклах пород и особенно в их расплавах зависимости $KT \approx T^n$, где показатель n значительно больше единицы, которая предсказывается фононной теорией, а также наблюдаемому увеличению общей теплопроводности при повышении в расплаве концентрации легко диссоциирующих и диффундирующих окислов Na_2O и K_2O .

В кристаллических породах и минералах рассмотренный механизм не столь значителен, так как в кристалле \mathcal{D} на 2-3 и более порядков ниже, чем в аморфной фазе, и может проявиться разве что в межзерновой (стекловидной) фазе и составить лишь несколько процентов от общей теплопроводности. Малой в кристаллах оказывается и вакансионная теплопроводность (Зиновьев, Маширов, 1973; Литовский, Климович, 1978), что следует прямо из формулы (2), где для вакансий при T порядка 1000°K следует положить $Q = 1 \text{ эВ}$, $\mathcal{D} = 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$, $C = 10^{19}-10^{21} \text{ см}^{-3}$. Тогда получаем $\lambda_{\text{диф}}$ порядка $10^{-2}-10^{-4} \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$.

Нами получено также выражение для переноса тепла перемещающимися в кристалле дислокациями с плотностью ρ_L :

$$\lambda_{\text{диск}} = \rho_L^{\frac{1}{2}}(G) \cdot \bar{v}(G) \cdot \frac{E \cdot \omega}{K T^2} \quad , \quad (3)$$

где \bar{v} - средняя скорость движения дислокаций, σ - сдвиговое напряжение, E - энергия активации вязкого течения (около 5эВ), W - упругая энергия на единицу длины дислокации (около $5 \cdot 10^{-4}$ эрг/см). При известных из опыта $\rho_L \approx 10^8 - 10^{10}$ см $^{-2}$ и $\bar{v} \approx 10^{-3} - 10^{-6}$ см/с $\lambda_{\text{дислок}}$ оценивается величиной порядка $10^{-7} - 10^{-11}$ Вт/(м·К).

Даже при σ около 10 кбар (например, при землетрясениях) и свободном скольжении дислокаций с $\bar{v} = 10^4 - 10^5$ см/с теплопроводность за счет диффузии дислокаций не превосходит $10^{-4} - 10$ Вт/(м·К). В образцах же монокристаллов, свободных от сдвиговых напряжений, эта величина ничтожно мала.

Наибольший интерес с точки зрения теплопереноса представляют перегибы на дислокациях, которые можно рассматривать как термически активируемые точечные дефекты, всегда зарождающиеся и аннигилирующие парами. Свободная энергия их образования весьма низка - около 0,1 эВ. Поэтому при температуре 1000°К концентрация перегибов оказывается высокой, порядка $10^{18} - 10^{19}$ см $^{-3}$. Коэффициент же диффузионного скольжения перегибов по ядру дислокации очень высок ($10^{-1} - 10^{-2}$ см 2 /с, а энергия, переносимая ими (теплота переноса), эквивалентна упругой энергии дислокации, проходящей на одну атомную плоскость, которая составляет величину порядка 8 эВ (Киттель, 1978).

Полученное нами выражение для теплопроводности термически активируемыми перегибами (λ_K) при учете реакции их рождения и аннигиляции аналогично (1) и (2):

$$\lambda_K = N_K D_K \cdot \frac{Q_K^2}{KT^2}, \quad (4)$$

где N_K , D_K , Q_K - те же параметры, что и в формуле (2), только для перегибов на дислокациях.

При $T = 1000^\circ\text{К}$, $Q_K = 8$ эВ, $D_K = 10^{-1} - 10^{-2}$ см 2 /с и $N_K = 10^{18} - 10^{19}$ см $^{-3}$ получаем λ_K порядка $10^{-1} - 10$ Вт/(м·К), т.е. эта величина может составить более 100% от общей теплопроводности. Этот механизм теплопереноса, на наш взгляд, вполне может объяснить образование минимумов теплопроводности в кристаллических породах, минералах, огнеупорах и даже чистых ионных кристаллах, а также дальнейший рост теплопроводности после минимума.

Для экспериментального изучения изменения теплопроводности горных пород при высоких температурах, включая и температуру плавления, а также процессов теплопереноса, в 1977–1980 гг. нами сконструирована и изготовлена специальная установка [43, 176].

На этой установке выполнена серия проверочных экспериментов с образцами базальтов, диабазы и минеральных смесей. Сопоставимость и надежность результатов проверена, во-первых, проведением некоторого объема измерений на установке одновременно двумя разными методами, во-вторых, проведением в Институте геофизики АН СССР контрольных измерений теплопроводности тех же образцов базальтов методом плоской температурной волны (до температур 700–800°C). Оба метода проверки показали, что величины теплопроводности, полученные в разных экспериментах, совпадают с точностью $\pm 5\%$. Именно такова по оценкам инструментальная погрешность установки.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Л.А. Табаровский, В.П. Соколов, В.С. Кривошукский

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ
В ГОРИЗОНТАЛЬНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ

В ИГиГ тема математического моделирования электромагнитных полей разрабатывалась в 1976–1980 гг. в трех направлениях:

I. Создание конечно-разностных алгоритмов для расчета процессов становления в сложнопостроенных средах [2, 3, 109, 157–159, 165].

II. Исследование проблем метода интегральных уравнений применительно к моделированию стационарных полей [153, 154, 159, 160, 168, 169, 192].

III. Разработка математической и физической теории фокусирующих систем в методах скважинной электротометрии [2, 3, 110, 155, 161–164, 170–172, 192].

Конечно-разностные алгоритмы

Нестационарные электромагнитные поля в большинстве геоэлектрических моделей и на временах, доступных регистрации, подчиняются уравнению теплопроводности. Исключение составляет верхнее полупространство, расположенное над дневной поверхностью, где в каждый момент времени нестационарное поле удовлетворяет уравнению Лапласа.

В основу математического моделирования нестационарных процессов была положена схема переменных направлений Писмена-Рэкфорда. Однако специфика источников и пространственного распределения электромагнитных параметров порождала ряд трудностей при непосредственном использовании этого алгоритма. Центральными среди таких трудностей были следующие:

I. Наличие сопредельных областей (например, верхнее и нижнее полупространства), в которых поле подчиняется уравнениям различного типа – эллиптического и параболического. Несмотря на

то, что способы численного решения краевых задач для уравнения каждого типа разработаны достаточно хорошо, их совместное решение известными методами в смежных областях при наличии условий сопряжения представлялось невозможным.

2. Сингулярный характер начальных данных. В ранней стадии переходного процесса поле в окрестности источника характеризуется высокими пространственными градиентами и сколь угодно большими значениями. При таких обстоятельствах решать задачу на статической пространственной сетке невозможно. Необходимо на ранних временах сгущать ее в окрестности источника и изменять по мере проникновения токов в среду. Такие динамические сетки в значительной мере усложняют алгоритмизацию.

3. Диффузия индуцированных токов в радиальном и вертикальном направлениях и противоречащая этому обстоятельству необходимость ограничивать пространственную область в процессе алгоритмизации.

Первую из отмеченных трудностей удалось преодолеть путем исключения непроводящей области из разностной схемы [157, 158, 165]. При этом на границе проводник-изолятор формулируется интегро-дифференциальное уравнение, играющее роль краевого условия в краевой задаче для проводящей области. Вторая трудность устраняется, если краевую задачу сформулировать как задачу с неоднородными граничными условиями [157, 165]. Реальный точечный источник заменяется распределенными по условной границе фиктивными источниками, плотность которых связана с характеристиками нормального поля, т.е. поля исходного источника в полупространстве. Такая формулировка краевой задачи потребовала разработки эффективных алгоритмов расчета нормальных полей точечных источников [166]. Третья трудность практически заключается в необходимости выяснить, до каких предельных времен справедлив конечно-разностный результат при тех или иных размерах пространственной сетки. Ответ на этот вопрос был получен в результате расчетов на тестовых моделях [157]. При этом были подобраны такие характеристики пространственных сеток, при которых удавалось получить практически полные временные кривые (имеется в виду, что продление кривых в область более поздних времен не приводило бы к повышению разрешающей способности поля по отношению к параметрам неоднородностей).

По разработанным алгоритмам были выполнены расчеты нестационарного электромагнитного поля применительно к различным задачам электроразведки. Было промоделировано влияние поверхностных, промежуточных и глубинных неоднородностей на результаты ЗСБ [3]. Исследовано влияние бортов впадин при глубинных зондированиях [157]. Проводились расчеты рудных моделей [2], в частности, подробно исследованы возможности метода переходных процессов при исследовании кимберлитовых трубок [109], рекомендованы установки, обладающие повышенной чувствительностью к параметрам трубок.

Метод интегральных уравнений

При математическом моделировании стационарных полей (постоянных и гармонических) применялся метод интегральных уравнений [153, 154, 159, 160, 168, 169, 192]. Особенности моделей требовали в большинстве случаев решения ряда проблем как на этапе построения уравнений, так и при редукции этих уравнений к вычислительным схемам. Можно выделить три основных вопроса, вокруг которых группировались исследования по методу интегральных уравнений: 1) теория интегральных уравнений в анизотропных средах; 2) численная реализация сингулярных интегро-дифференциальных уравнений; 3) учет влияния ребер в трехмерных задачах.

Задача разработки теории интегральных уравнений в анизотропных средах была поставлена в связи с резко возросшим в последние годы интересом к изучению электрической анизотропии горных пород. По величине коэффициента анизотропии можно судить о сланцеватости изучаемых образований, содержании в среде ориентированных проводящих включений, коллекторских свойствах и т.д. Возможности построения аналитических решений исчерпываются в случае анизотропии значительно более простой геометрией грани, чем в изотропных моделях, а применение метода интегральных уравнений сдерживалось из-за отсутствия теории потенциала в анизотропных средах. Такая теория была предложена и опубликована в работах [153-154]. Оказалось, что физическая и математическая корректность понятия простого слоя и его производных в анизотропной среде определяется корректностью предельных переходов под знаком сингулярных интегралов. Предельные переходы регуляризуются с помощью специально введенных главных значений интегра-

лов. Для этого рассматривается последовательность поверхностей S_n , образуемых путем удаления из исходной заряженной поверхности S_0 эллиптических по форме элементов. Центры таких элементов расположены в предельной точке M_0 , соотношение осей эллипсов и их ориентация зависят от взаимного расположения осей анизотропии и нормали к поверхности S_0 в точке M_0 . В качестве главного значения сингулярного интеграла принимается предел последовательности регулярных интегралов Σ_n . Областями интегрирования в интегралах Σ_n являются элементы последовательности S_n . На основе теории потенциала были сформулированы интегральные уравнения для задач постоянного тока в трехосно-анизотропных средах. В общем случае — это система двух уравнений Фредгольма первого и второго рода.

Необходимость изучения и численного решения сингулярных интегро-дифференциальных уравнений возникла в связи с исследованием дифракции на идеальных проводниках. Конкретной моделью служил зонд импедансного диэлектрического каротажа, аналогичный по своему устройству целевой антенне [168]. Основная трудность при численной реализации сформулированных уравнений заключалась в том, что сингулярность ядра и наличие производной искомой функции предъявляли повышенные требования к качеству интерполяции. В частности, параболическая интерполяция с разрывными производными оказалась неприемлемой. Была разработана методика построения квадратурных формул с применением сплайн-интерполяции решения на контуре, позволившая получить с высокой точностью дифрагированные поля даже на таких высоких частотах, которые применяются в диэлектрическом каротаже. В результате проведенных расчетов были выяснены возможности диэлектрического импедансного каротажа и рекомендованы условия наиболее целесообразного применения его (в скважинах, бурящихся на нефтяной основе при неглубоком проникновении фильтра бурового раствора в пласт) [169].

В связи с задачей бокового каротажного зондирования в наклонных скважинах, пересекающих горизонтально залегающие пласты, возникла проблема численного учета влияния ребер (линий пересечения скважины с плоскими границами). Для двухмерного случая было выполнено аналитическое исследование электрического поля в окрестности ребра [160]. Применить эти результаты в трехмерном случае не представляется возможным. Попытка выявить по аналогии

с двумерной задачей аналитическую форму сингулярной части поля наталкивается на значительные математические трудности. Поэтому при написании программы было решено подойти к учету влияния ребер наиболее простым путем – пренебречь влиянием зарядов, лежащих в окрестности ребер [159,192]. Если выбрать достаточно малый участок поверхности вокруг ребра и предположить, что плотность заряда интегрируема, то поле зарядов, расположенных на этом участке, очевидно, будет пренебрежимо мало по сравнению с полем остальных зарядов. Пренебрежение полем зарядов, расположенных в окрестности ребра, выражалось при алгоритмизации в том, что интегрирование по узкой полосе, прилегающей к ребру, не выполнялось. Результаты расчетов подтвердили правомерность такого подхода.

Фокусировка в методах скважинной электротомии

При исследовании электромагнитными методами разрезов, пройденных скважинами, существенное влияние на измеряемый сигнал оказывают скважина и зона проникновения. Задача устранения этого влияния получила в электромагнитном каротаже название фокусировки. В 1976–1980 гг. исследования по методам фокусировки велись по трем основным направлениям [109,110,155,161–164, 170–192]:

1. Геометрическая фокусировка (методы постоянного тока и низкочастотные методы индукционного каротажа).
2. Частотная фокусировка (индукционный каротаж поперечными датчиками).
3. Частотно-геометрическая фокусировка (методы диэлектрического каротажа).

Теория геометрической фокусировки в низкочастотных методах индукционного каротажа основывается на асимптотических разложениях полей в области низких частот. В основе построения систем с геометрической фокусировкой лежит приближение первого порядка по частоте. Более общая теория, учитывающая скин-эффект в пласте, позволяет обосновать способ частотной фокусировки. Область применимости приближения порядка $3/2$ значительно шире, чем теории первого порядка. Практически с помощью этого приближения удается обосновать возможность использования геометрических фокусирующих систем на частотах 1–2 мГц. Для индукционного каротажа верти-

кальными датчиками было разработано низкочастотное приближение порядка $5/2$. В работе [192] приведены таблицы геометрических факторов, соответствующих коэффициентам при высоких степенях частотного разложения активной и реактивной компонент поля.

Для систем индукционного каротажа с поперечными датчиками построено приближение порядка $3/2$ и на этой основе предложен метод построения многоэлементных фокусирующих систем [155, 164, 170-172, 192]. Параметры двухэлементных пар фокусирующей системы (моменты и длины) подбираются в процессе минимизации целевой функции. При этом одновременно обеспечивается приемлемая величина полезного сигнала и компенсация старших членов разложения геометрического фактора в области больших длин зондов (второе условие приводит к резкому уменьшению влияния скважины и зоны проникновения на измеряемые характеристики). Для измерения вертикальной проводимости анизотропных пластов предложены 4-х и 7-элементные системы, позволяющие исключать влияние на результаты измерений достаточно широких зон проникновения. Исследованы радиальные и вертикальные характеристики этих зондов.

Подобная же методика оптимизации применена при построении зондов нового метода каротажа на постоянном токе — магнитоэлектрического каротажа, основанного на совместной регистрации электрического и магнитного поля перпендикулярного оси скважины электрического диполя [155, 161, 162]. Исследование физических основ этого метода выявило принципиальное различие между осесимметричными полями, применяемыми в традиционных методах постоянного тока, и методами, основанными на использовании неосесимметричных полей. Последние, в частности, допускают эффективное применение геометрической фокусировки. Фокусирующие системы магнитоэлектрического каротажа значительно компактнее зондов других методов постоянного тока и обладают повышенной глубиной исследования [192]. Существенным достоинством магнитоэлектрического каротажа является также чувствительность метода к вертикальной проводимости пластов [161]. С помощью установок магнитоэлектрического каротажа удастся преодолеть известный парадокс анизотропии. Кажущееся удельное сопротивление в методе связано с коэффициентом анизотропии простой функциональной связью, из которой по известному значению продольного сопротивления пласта можно вычислить коэффициент анизотропии.

Для индукционного каротажа поперечными датчиками предложен метод частотной фокусировки, позволяющий исключить зависимость результатов измерения от геометрических и электромагнитных параметров ближней зоны в широком диапазоне геоэлектрических условий [192]. Двухчастотные зонды конструктивно проще зондов с геометрической фокусировкой и обладают лучшими радиальными характеристиками. Вместе с тем результаты измерений в двухчастотном методе подвержены более сильному влиянию вмещающих пород.

Для изучения диэлектрической проницаемости пластов методами диэлектрического индукционного каротажа был предложен способ частотно-геометрической фокусировки [110]. Особенностью диэлектрического каротажа является применение высоких частот. При этом наряду с геологическими помехами в виде скважины и зоны проникновения, которые определенными приемами фокусировки удается устранить, во всех известных способах диэлектрического каротажа присутствует помеха физического характера — токи проводимости. Применение высоких частот связано со стремлением преодолеть эту помеху путем увеличения вклада токов смещения в суммарное измеряемое поле. Однако возможности повышения частоты ограничены скин-эффектом и трудностями в технической реализации измерений магнитного поля на частотах выше 100 МГц. Метод частотно-геометрической фокусировки основан на использовании двух установок, электродинамически подобных по токам проводимости. Это подобие обеспечивается конструктивными параметрами — длинами, частотами, моментами, причем по токам смещения подобия нет. В разностном сигнале вклад токов проводимости исключается, и измеряемая величина оказывается практически пропорциональной диэлектрической проницаемости. Были исследованы радиальные и вертикальные характеристики зондов с частотно-геометрической фокусировкой, показана высокая разрешающая способность измеряемых величин по отношению к диэлектрической проницаемости пластов и рекомендовано применять метод для изучения диэлектрической проницаемости пластов с пониженным удельным сопротивлением.

ГЛУБИННЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ СТАНОВЛЕНИЕМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ

Успехи в решении практических задач активными методами геoeлектроразведки, основанными на применении искусственных источников электромагнитного поля, побуждали многих исследователей использовать эти методы в варианте глубинных зондирований земной коры. Это дипольные электрические зондирования с большими разностями, индукционные частотные зондирования и др.

Изучение глубинного строения земной коры с разностями установки сравнимыми или меньшими, чем глубина исследования, имеет принципиальное значение, поскольку сведения о геоэлектрическом состоянии вещества на глубоких горизонтах получают на больших временах процесса становления поля и, вследствие особенностей пространственно-временного распределения плотности тока, в формировании полезного сигнала могут участвовать не только глубокозалегающие под установкой слои, но и неоднородности среды в радиальном направлении.

Глубинность метода ЗСБ определяется рядом факторов, из которых главными являются: 1) способ регистрации сигналов; 2) мощность источников; 3) форма импульсов тока возбуждения; 4) геоэлектрическая характеристика разреза.

При довольно полно разработанной теории метода ЗСБ первоочередная задача в применении метода для глубинных зондирований становлением электромагнитного поля в ближней зоне (ГЗСБ) заключалась в создании источника электромагнитной энергии повышенной мощности. Источник должен обеспечивать с одновитковой петлей размером $1 \text{ км} \times 1 \text{ км}$ импульсные магнитные моменты не менее 10^8 Ам^2 .

Импульс тока в генераторной петле должен быть по форме близок к прямоугольному с регулируемой длительностью. Число импульсов тока возбуждения должно обеспечивать реализацию программы накопления сигнала с целью улучшения отношения u_c / u_n . Максимальное количество импульсов тока в одной серии - 1000.

В генераторном комплексе, разработанном и изготовленном в ИИТ СО АН СССР, реализован принцип накопления энергии на кислотных аккумуляторах с режимом подзаряда батареи в паузах между им-

пульсами тока. Этим достигнуты хорошие экономические и весовые параметры установки. Режим подзаряда аккумуляторов в паузах между импульсами возбуждения позволил уменьшить средний разрядный ток батареи, что обеспечило постоянство амплитуды возбуждающих импульсов в одной серии зондирования. Например, при количестве импульсов 1000, амплитуде тока 120 А, скважности следования импульсов 4 уменьшение амплитуды тока в конце серии составляет менее 3%.

Остановимся на особенностях применения метода ЗСБ в глубинном варианте и результатах работ.

Как отмечалось, при глубинных зондированиях наиболее информативна поздняя стадия процесса становления, поэтому в отличие от методики ЗСБ, принятой в структурных исследованиях, значительно увеличивалось число накоплений на поздних временах. Процесс становления электромагнитного поля наблюдался во временном интервале $\Delta t = 1-100$ мс, за это время э.д.с. в приемном контуре уменьшалась от долей вольта до единиц микровольт. Поскольку величина Δt невелика, то минимальное время, необходимое для регистрации 5000 импульсов, составляет не более 15 мин.

Малые времена регистрации процесса становления определяют более жесткие требования к крутизне фронта выключения тока, что, имея в виду техническую реализацию, находится в противоречии с требованием значительного увеличения магнитного момента генераторного контура и амплитуд коммутируемых токов. Поэтому задача глубинных зондирований должна решаться поэтапно. Для изучения верхней части геоэлектрического разреза необходимо применять установки с малыми магнитными моментами генераторного контура - 10^5-10^6 Ам² и крутым до 1-10 мкс задним фронтом импульса тока, а для нижней части разреза использовать установки с максимальным магнитным моментом и менее жесткими требованиями к фронту.

Оценим для разреза типа - К - типичной глубинной геоэлектрической модели - влияние конечной длительности выключения тока на кривые ρ_z / ρ_1 . Пусть форма тока в генераторной петле меняется по закону:

$$I = \begin{cases} I_0 & t < 0 \\ I_0 e^{-\alpha t} \cos \beta t & 0 < t < T_0 \\ 0 & t > T_0 \end{cases} \quad (I)$$

Анализ экспериментальных данных показывает, что момент T_0 равный 1 мс соответствует $\tau_1/h_1 = 4$ теоретических кривых. Расчет

производился при $\beta T_0 = \frac{3\pi}{2}$, отношения амплитуды минимума $A_m = \min(\mathcal{U}_0 e^{-\alpha t} \cos \beta t)$ к \mathcal{U}_0 были равны 0,1 и 0,05. Для точек внешних по отношению к T_0 нестационарное поле в зависимости от приведенных значений меняется в третьем знаке. Расчеты, приведенные для ступенеобразной формы импульса тока и изменения его по закону (1) показали, что наибольшее влияние формы импульса на поле имеется на малых временах и разносах. В нашем случае, при $\tau_1/h_1 > 5,6$ влияние оценивается в доли процента.

Расчет влияния на кривые ρ_c/ρ_1 , конечных размеров установки для типичного геоэлектрического разреза показал, что при $r/h_1 > 2$ эффект в интерпретируемой части кривой составляет доли процента.

Эксперимент 1978 г. [12]

Зондирования выполнялись в районе пос. Исинга Бурятской АССР с разносом 4,5 и 2,5 км. Из графиков ρ_c , введенных по формуле $\rho_c = \frac{M_0}{4\pi t} \left(\frac{2M M_T}{5t B_z} \right)^{\frac{2}{3}}$ и приведенных на рис. I, следует прежде все-

го, что процесс становления протекал в высокоомных средах; об этом свидетельствует как высокий уровень значений ρ_c , так и малые времена регистрации процесса становления (10+100).

Поскольку в рамках имеющихся альбомов интерпретация кривых оказалась невозможной, то были проведены специальные расчеты с большими значениями параметров r/h_1 , h_2/h_1 и более полным набором отношений ρ_2/ρ_1 и ρ_3/ρ_1 , чем в имеющихся изданиях. Интерпретация проводилась методом подбора теоретической кривой ρ_c/ρ_1 , наилучшим образом совпадающей с практической. Пунктирной линией на рис. I нанесена экспериментальная кривая в зависимости от временного параметра $\sqrt{2\pi t}$, сплошной — теоретическая кривая с параметрами $r/h_1 = 4$, $\rho_2/\rho_1 = 100$, $\rho_3/\rho_1 = 1/32$, $h_2/h_1 = 5$; по координатным осям отложены ρ_c/ρ_1 и τ_1/h_1 , где $\tau_1 = \sqrt{2\pi t \rho_1} / \sqrt{\mu}$.

Практически полное совпадение экспериментальной и теоретической кривой позволяет вынести суждение о преимущественно вертикальном изменении удельного сопротивления пород; структура среды удовлетворительно описывается горизонтально-слоистой моделью. В результате интерпретации параметры разреза оказались равными.

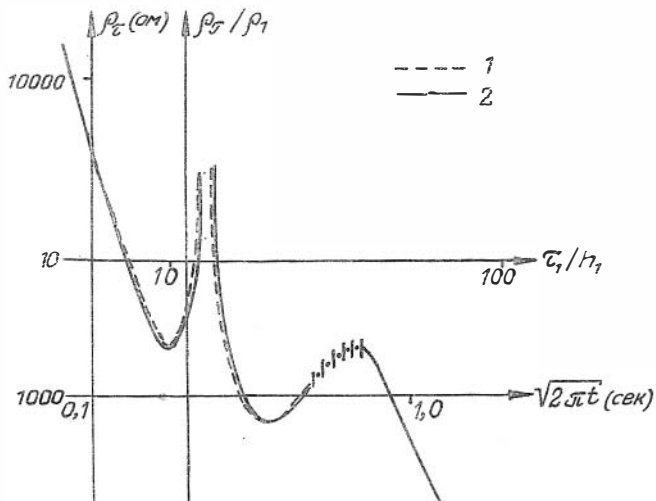


Рис. I. Практическая и теоретическая кривые кажущегося сопротивления
 1 - практическая, 2 - теоретическая кривые

$\rho_1 = 360 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $h_1 = 1000 \text{ м}$, $h_2 = 5600 \text{ м}$, ρ_2 - свыше $36\,000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$
 $\rho_3 \approx 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Найденные параметры среды для рассматриваемого разреза предполагаются в наиболее узкой области эквивалентности кривых ρ_z/ρ_1 , что повышает однозначность данных о разрезе. Если глубина залегания слоя согласуется по методам МТЗ и ЗСБ, то удельное сопротивление высокоомных коренных пород, определяемое по данным ЗСБ, на порядок выше.

Эксперимент 1979-1980 гг.

Проведен совместно с ШГО Иркутскгеофизика в долине реки Муякан.

В геологическом отношении район работ характеризуется как эмбриональная рифтовая впадина, заложенная в пределах Ангаро-Витимского гранитного батолита. Общая мощность рыхлых отложений невелика и составляет, по-видимому, не более 200-250 м. Из осо-

бенностей геологического строения следует отметить наличие зоны дробления в верхней части гранитного фундамента впадины. Мощность зоны дробления по данным ВЭЗ может составлять 1000–1500 м.

Измерения э.д.с. осуществлялись в приемном контуре с эффективной площадью от 10^4 до $2,6 \cdot 10^5$ м², расположенным в центре генераторного контура и на расстояниях от центра генераторного контура, равных 1 км и 3 км. Как показал анализ кривых и расчетов, учитывающих воздействие на нестационарное поле недипольности установки и конечной длительности заднего фронта импульса тока, проинтерпретировать возможно лишь измерения, выполненные на разnose равном, 3 км.

В результате интерпретации ρ_{τ} получаем следующие параметры разреза: $\rho_1 = 300$ Ом.м, $h_1 = 1,1$ км, $\rho_2 \geq 30\ 000$ Ом.м, $8 \leq h_2 \leq 15$ км $\rho_3 = 5 \pm 20$ Ом.м, т.е. по данным ЗСБ высокоомная земная кора содержит проводящий слой, наиболее вероятное положение его верхней кромки – 11 км, электропроводность этого слоя в тысячи раз превосходит электропроводность верхней консолидированной части земной коры.

По данным МТЗ, расположенных в пределах рассматриваемой площади, проводящий гидротермальный слой выделяется на глубине 10–13 км.

Рассмотрим вопрос о применении для целей глубинных зондирований становления магнитного поля, если измерения выполняются в среде и на поверхности [II4]. При измерении э.д.с. в горизонтальном контуре, расположенном на поверхности среды, глубинность зондирований, вследствие скин-эффекта, в значительной мере определяется мощностью верхних проводящих пластов. Магнитное поле испытывает меньшее экранирующее действие верхней части среды; в первый момент после выключения тока в генераторном контуре магнитное поле определяется лишь местоположением источника и измерителя поля и не зависит от удельного сопротивления пород, в то время как амплитуда вектора B_z пропорциональна ρ_1 ; т.е. магнитное поле менее чувствительно к производимости и мощности верхней части разреза, а зависимость от проводимости основания в поздней стадии становления одинакова как у магнитных компонент, так и у производных магнитного поля. Если точка исследования расположена внутри среды, а источник на поверхности, то зависимости компонент магнитного поля вертикального магнитного диполя

от времени для проводящего полупространства имеют вид:

$$B_z = \frac{MM}{4\pi} \left\{ \frac{1}{R^3} \left[2 \left(-\sqrt{\frac{2}{\pi}} u_R \exp\left(-\frac{u_R^2}{2}\right) + \Phi(u_R) + \frac{r^2}{R^2} \mathcal{J} \left(-\sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{u_R^3}{3} \cdot \exp\left(-\frac{u_R^2}{2}\right) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} u_R \exp\left(-\frac{u_R^2}{2}\right) - \Phi(u_R) + 8 \frac{1}{r^3} \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{u_R} f_1(\xi) \left(\frac{1}{u_r^2} - \frac{1}{\xi^2} \right) d\xi \right] \right\}, \quad (2)$$

где

$$f_1(\xi) = \xi^4 \exp(-2\xi^2 - \frac{R^2}{r^2}) \left\{ \mathcal{J} - 14\xi^2 + 8\xi^4 + 4\xi^2 \frac{H^2}{r^2} - 8\xi^4 \frac{H^2}{r^2} - 2\sqrt{2\pi} \frac{H}{r} \xi e^{\xi^2} \left[(1,5 - 6\xi^2 + 4\xi^4) I_0(\xi^2) + 4\xi^2(1 + \xi^2) I_1(\xi^2) \right] \right\},$$

$$B_r = \frac{MM}{4\pi} \left\{ -\frac{1}{R^3} \frac{2r}{R^2} \mathcal{J} \left[u_R \sqrt{\frac{2}{\pi}} \exp\left(-\frac{u_R^2}{2}\right) \cdot \left(\frac{u_R^2}{2} + 1 \right) + \Phi(u_R) \right] + \frac{16}{r^3} \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{u_R} f(\xi) \left(\frac{1}{\xi^2} - \frac{1}{u_r^2} \right) d\xi \right\}, \quad (3)$$

где

$$f(\xi) = \xi^5 e^{-2\xi^2 - \frac{R^2}{r^2}} \left\{ \xi \frac{H}{r} \left(1 - 4\xi^2 - 4\xi^2 \frac{H^2}{r^2} \right) - (1 - 4\xi^2 \frac{H^2}{r^2}) \frac{\sqrt{2\pi}}{4} e^{\xi^2} \left[(\mathcal{J} - 4\xi^2) I_0(\xi^2) + (4\xi^2 - 1) I_1(\xi^2) \right] \right\}.$$

Здесь

$$u_R^2 = \frac{R^2}{8\alpha^2 t}, \quad u_r^2 = \frac{r^2}{8\alpha^2 t}, \quad \alpha^2 = \frac{1}{\mu\delta}, \quad H = z + z_0,$$

$$\Phi(u) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^u e^{-t^2/2} dt.$$

В первый момент после выключения тока компоненты поля равны:

$$H_z = \frac{M}{R^3} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \left(1 - 1,5 \frac{r^2}{R^2} \right), \quad (4)$$

$$H_r = \frac{M}{R^3} \frac{1}{4\pi} \frac{3zr}{R^2}.$$

Если $r \neq 0$, то H_r имеет максимум на глубине $z = r/2$, вертикальная компонента максимальна при $z = 0$. В поздней стадии процесса становления ($\tau/r > 16$, $\tau/z > 16$) имеем асимптотические разложения:

$$B_z = \frac{MM}{4\pi} \left\{ \frac{2}{15} \frac{(M\sigma)^{3/2}}{\sqrt{\pi} t^{3/2}} + \frac{(z+z_0)(M\sigma)^2}{16 t^2} - \frac{(M\sigma)^{5/2}}{t^{5/2} 40\sqrt{\pi}} \left(\frac{4}{7} H^2 + \frac{8}{7} R^2 \right) \right\},$$

$$B_r = \frac{MM}{4\pi} \left\{ \frac{r}{32} \left(\frac{M\sigma}{t} \right)^2 - \frac{r^2}{\sqrt{\pi} 20} \left(\frac{M\sigma}{t} \right)^{5/2} \left(\frac{z}{r} - \frac{H}{7r} \right) - \frac{r^3 (M\sigma)^5}{192 \cdot 8 t^3} \left[1,5 + \right. \quad (5)$$

$$\left. + 12 \frac{H^2}{r^2} + 6 \frac{R^2}{r^2} \right] + \dots \left. \right\}.$$

В отличие от поля на поверхности среды, при погруженной точке измерения в разложениях (5) присутствуют слагаемые пропорциональные координате z и проводимости среды в степени 2 для B_z и 5/2 для B_r . Эти слагаемые увеличивают в поздней стадии вертикальную компоненту и уменьшают радиальную.

В многослойной среде с проводящим основанием при погруженной точке измерения и $t \rightarrow \infty$, магнитное поле ведет себя как в полупространстве с удельным сопротивлением равным удельному сопротивлению основания, т.е. первое слагаемое асимптотического разложения для многослойной среды сохранит тот же вид, что и в (5).

На рис. 2 приведены графики отношения вертикальной компоненты $H_z(r)$ к полю на поверхности трехслойной среды $H_z(0)$ в зависимости от переменной τ_1/h_1 и координаты z/h_1 . Здесь же даны графики $\rho_2/\rho_1(Hz)$.

Как и для проводящего полупространства погружение точки измерения приводит к увеличению полезного сигнала в интерпретационной области значений τ_1/h_1 . Величина вертикальной компоненты магнитного поля при магнитном моменте M равном $2 \cdot 10^3 \text{ Ам}^2$ во временном интервале $\tau_1/h_1 = 8+64$ убывает от десятков до сотых долей Гамм. В наиболее информативном диапазоне времени магнитное поле слабо меняется в зависимости от мощности осадочной толщи. Анализ выполненных расчетов показывает, что наилучшая разрешающая способность кривых ρ_2/ρ_1 наблюдается при нулевом разnose.

Поскольку с глубиной происходит не только увеличение полезного сигнала, но и экспоненциальное затухание коротко-периодных вариаций естественного поля (основные помехи), то при погружении точки измерения создаются наиболее благоприятные условия для зондирования становлением магнитного поля.

В заключение отметим следующее: поскольку современные пред-

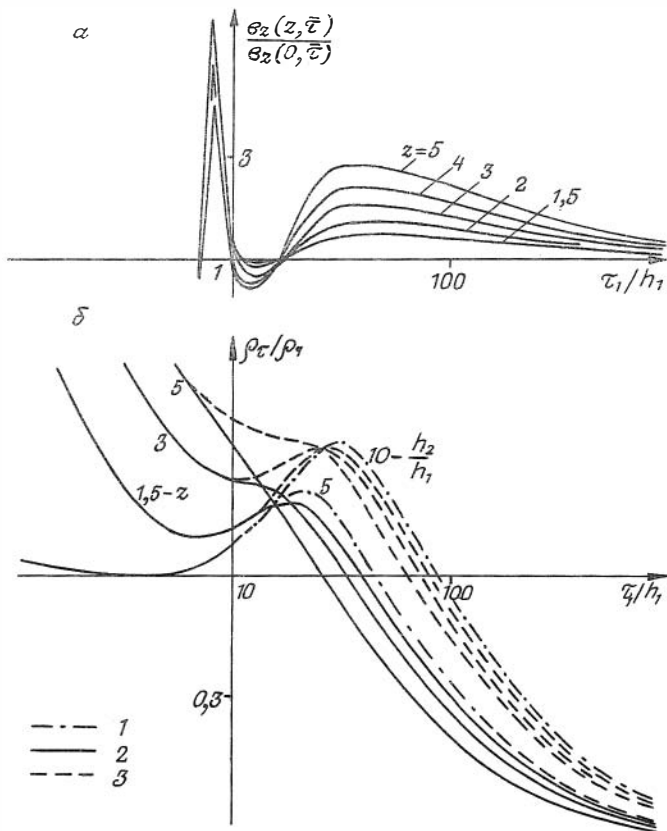


Рис.2. Кривые ρ_τ/ρ_1 при погруженной точке измерения
 а. $r/h_1 = 4$, $\rho_2/\rho_1 = 100$; $\rho_3/\rho_1 = 1/16$; $h_2/h_1 = 5$
 б. $r/h_1 = 0$, $\rho_2/\rho_1 = 100$; $\rho_3/\rho_1 = 1/16$.
 1. $z/h_1 = 0$; $h_2/h_1 = 5$; $h_2/h_1 = 10$
 2. $h_2/h_1 = 5$
 3. $h_2/h_1 = 10$ } $z/h_1 = 1,5; 3; 5$

ставления о физических предпосылках метода ГСЗСБ не содержат принципиальных ограничений на глубину исследования, то основной задачей остается создание и использование мощных генераторных устройств. Разрабатывается генераторная установка мощ-

ностью 2–3 МВт, позволяющая возбуждать поле многократно и использовать большое число накоплений на поздних временах.

Опыт проведенных полевых работ совместно с ИГО "Иркутскгеофизика" показал возможность создания комплекса методов естественного и искусственного электромагнитных полей и применять этот комплекс для изучения строения земной коры и верхней мантии.

В глубинных исследованиях, как для наземных, так и для погруженных установок, актуально измерение магнитных компонент нестационарного электромагнитного поля, поскольку увеличение глубинности зондирований с увеличением силы тока в источнике происходит в большей мере, чем при измерениях э.д.с.

Говоря о перспективах исследований, связанных с погруженными источниками и измерителями, следует отметить их применение для решения геологических задач, стоящих перед морской электроразведкой, в частности изучение строения донных отложений шельфовых зон.

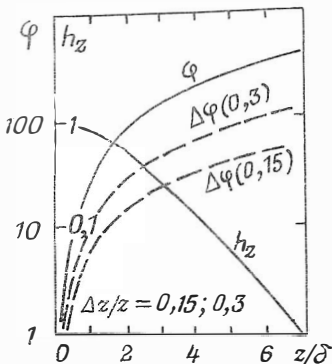
Ю. Н. Антонов, С. С. Ямаев

КАРТАЖНОЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ (КЭМЗ)

Обсуждаются исследования по разработке нового метода зондирования электропроводности горных пород, пересеченных скважинами [4–9, 25, 110].

Основы изопараметричности КЭМЗ

Графики на рисунке показывают зависимость амплитуды, фазы и разности фаз квазистационарного поля магнитного диполя от безразмерного параметра (ρ), численно равного отношению длины зонда (Z) к толщине скин-слоя, численно равного глубине проникновения (δ). Из графиков следует, что варьирование, с целью осуществления зондирования, любого из параметров установки – или длины зонды, или частоты (f), или измерительной базы (Δz), – влечет изменение величин измеряемых характеристик поля в среде с



однородным распределением электропроводности (\mathcal{J}). Из приведенных данных очевидна неоптимальность электромагнитного зондирования, выполняемого либо изменением геометрии (длин) зондов, либо изменением частоты при фиксированных разностях между элементами зонда.

Комплексирование изопараметрических зондов способно устранить отмеченные недостатки однопараметрового зондирования. Исследовать принципы изопараметричности удобно на примере выражения для магнитной компоненты

электромагнитного поля на оси магнитного диполя в проводящей однородной среде. В общем случае для проводящей среды магнитная составляющая электромагнитного поля:

$$h_z = \frac{H_z^0}{H_z^0} = e^{-\kappa z} (1 - \kappa z). \quad (1)$$

Здесь $H_z^0 = M / 2\pi z^3$ - поле на оси диполя в воздухе без учета токов смещения; M - момент генераторного диполя; κ - волновое число; z - расстояние до генераторного диполя.

В гармоническом режиме возбуждения электромагнитного поля

$$\kappa^2 = \omega^2 \varepsilon \mu - i\omega \mu \mathcal{J} \quad (2)$$

\mathcal{J} - удельная проводимость среды;

$\varepsilon = \varepsilon^* \cdot \varepsilon^0$ - диэлектрическая проницаемость среды;

$$\varepsilon^0 = 10^{-9} / 36 \pi \text{ [Ф/М]}$$

M - магнитная проницаемость, проницаемая равной $4\pi \cdot 10^{-7}$ [Гн/М]

ω - круговая частота поля.

Поскольку в основу КЭМЗ заложены принципы квазистационарного электромагнитного поля, то действительная и мнимая части волнового числа равны друг другу и не зависят от диэлектрической проницаемости среды, т.е.

$$\kappa = (i-1) \sqrt{\frac{\omega M \mathcal{J}}{2}} = (i-1) / \delta \quad (3)$$

Следовательно, для магнитного поля (1) с учетом (3), имеем:

$$h_z = e^{-\rho} [(1+\rho) - i\rho] e^{i\rho} \quad (4)$$

Здесь

$$\rho = z / \delta = z \sqrt{\frac{\omega M \mathcal{J}}{2}}. \quad (5)$$

Из (4) относительная амплитуда

$$|h_z| = e^{-P} \sqrt{(1+P)^2 + P^2} \quad (6)$$

фаза

$$\varphi = p - \operatorname{arctg} \frac{P}{1+P} \quad (7)$$

Для разности фаз, измеряемых в двух разноудаленных точках от генераторного диполя, имеем следующее выражение:

$$\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2 = P_1 - P_2 - \operatorname{arctg} \frac{P_1 - P_2}{1 + P_1 + P_2 + 2P_1P_2} \quad (8)$$

Здесь $P_1 > P_2$.

Принимая во внимание связь относительного параметра P с конструктивными параметрами зондов Z и ω , можно установить неизменность той или иной характеристики поля, описываемой выражениями (6), (7) или (8), если изменения зондирующего параметра (длины зонда - Z) сопровождать соответствующим изменением частоты.

Такому условию возбуждения и измерения характеристик поля соответствует режим электродинамического подобия зондов. Этот режим осуществляют геометрически подобным расположением одноименных элементов зондов с коэффициентом геометрического подобия

$$\alpha = z_{i+1} / z_i, \quad (9)$$

где z_i и z_{i+1} - расстояния между любыми одноименными катушками зондов $[M]$; $i = 1, 2, \dots, n$ - порядковый номер зонда и $z_i < z_{i+1}$ фиксированным отношением частот, в полном соответствии с принципом электродинамического подобия, когда

$$f_i / f_{i+1} = \alpha^2 \quad (10)$$

и отношениями магнитных моментов катушек

$$M_{i+1} / M_i = \alpha^3, \quad (11)$$

где f_i и f_{i+1} - циклические частоты возбуждения полей короткими и длинными зондами, соответственно.

Таким образом, принципы изопараметричности КЭМЗ обеспечиваются единством следующих признаков:

1. Одноименные элементы зондов имеют геометрически подобное расположение, определяемое коэффициентом геометрического подобия.

2. Отношение возбуждающих частот любой пары многоэлементных зондов обратно пропорционально квадрату их коэффициента подобия.

3. Отношение произведений магнитных моментов генераторной и

измерительной катушек любой пары зондов равно кубу их коэффициента подобия.

В зависимости от измеряемых характеристик поля в ряде случаев бывает достаточно обеспечить лишь некоторые из перечисленных условий. Например, при регистрации разности фаз достаточными являются первые два признака.

Вероятность сложного распределения электропроводности в зоне проникновения и ее переходной области накладывает соответствующие условия на пространственные характеристики зондов, которые реально обеспечиваются обоснованным выбором максимальной частоты для минимальной длины зонда. При этом, одним из главных критериев эффективности зондирования является минимальное влияние параметров скважины и эксцентриситета зондов в скважине.

Анализ строгих расчетов математического моделирования зондов в скважине показал, что минимальные размеры зондов КМЗ укладываются в следующие относительные размеры в долях радиуса скважины: 5,7,10 и более.

Исследование зависимости характеристик поля от смещения зондов к стенке скважины показало, что в большей степени эксцентриситет влияет на короткие зонды. Предварительные измерения в скважинах с сильной минерализацией бурового раствора позволяют заключить, что возможности КМЗ могут быть успешно реализованы и в этих экстремальных условиях, если обеспечить дополнительные "комфортные" условия в скважине для коротких зондов с помощью специальных устройств, вытесняющих раствор.

Выбор максимальной частоты для короткого зонда ограничен возможным влиянием диэлектрической проницаемости среды на измеряемые характеристики поля. Было установлено [192], что разность фаз более чувствительна к диэлектрической проницаемости среды, чем отношения амплитуд. Кроме того, соотношение между токами смещения и токами проводимости ($\omega \epsilon / \gamma$) не отражает пропорционального вклада диэлектрической проницаемости в соответствующие характеристики поля. В частности, для разности фаз и отношения модуля разностной амплитуды к амплитуде длинного зонда условие квазистационарности поля может сохраняться вплоть до значений отношения токов смещения к токам проводимости, равных, соответственно, 0,38 и 0,52. Таким образом, этими величинами, в частности, можно руководствоваться при выборе максимальной частоты.

Лабораторные и полевые эксперименты позволили уточнить общую закономерность соотношения ϵ^* и ρ в породах терригенного типа. Так, высокоомным нефтеносным пластам сопутствуют относительно малые значения диэлектрической проницаемости и, наоборот, наличие пластовой воды и заглинизированности коллекторов, снижая удельное электрическое сопротивление (УЭС) пластов, увеличивает диэлектрическую проницаемость. При этом, естественно, что основное влияние на выбор максимальной частоты оказывает реально существующее в пластах-коллекторах сочетание ρ и ϵ^* .

Анализ показал, что максимальная частота может быть 10–15 МГц, если произведение $\rho \epsilon^* \leq 600$.

Второе ограничение в выборе максимальной частоты вызвано затуханием поля в низкоомных породах и требованиями заданной точности измерения малых величин сигналов. Если принять величину 0,02 от прямого поля в воздухе за минимально допустимый уровень при измерениях, то обобщенный параметр $P = z/\delta = 6$. Таким образом, в породах с УЭС порядка 0,4 Ом.м и более рабочая частота для самого короткого зонда может быть так же не более 14–15 МГц.

В связи с выше изложенным изопараметр ряда зондов КЭМЗ можно ограничить следующим соотношением: $z\sqrt{f} \leq 2,8 \cdot 10^3$.

Зонды КЭМЗ в моделях с радиальными неоднородностями УЭС

Исследования локальности и разрешающей способности зондов КЭМЗ в радиальном от скважины направлении выполнены на основе математического моделирования трехслойных цилиндрически-слоистых моделей пластов неограниченной мощности. При этом имитировались зоны проникновения с повышающим и понижающим значениями УЭС относительно пласта и "кольцевая" окаймляющая зона принималась более низкоомной, чем пласт и его промытая часть. Предварительно была обоснована эквивалентность моделей со ступенчатой функцией УЭС в зоне проникновения с моделями, близкими к реальным, т.е. с плавным переходом УЭС от промытой зоны к пласту [10,192]. При сопоставлении результатов математического моделирования сохранялась постоянная интегральная проводимость на участке перехода. В случае модели трехслойной цилиндрически-слоистой среды график распределения удельной электропроводности (УЭП) зоны проникновения

имеет ступень на границе с пластом. Схема плавного перехода УЭП аналогичной модели описывалась кубической параболой с соблюдением принципа эквивалентности.

Сопоставление данных моделирования было выполнено для всех характеристик электромагнитного поля и различных длин зондов с изопараметрическим сочетанием частот. Анализ показал, что значения изучавшихся характеристик поля в широком диапазоне изменений параметров скважины, зоны проникновения, окаймляющей зоны и пласта совпадают для обеих моделей с высокой точностью. Таким образом, для геометрически и электродинамически подобных зондов расчет моделей пласта-коллектора со сложным радиальным распределением электропроводности можно выполнять на основе цилиндрически-слоистых сред с минимально необходимым количеством границ раздела между слоями.

Математическое моделирование зондов ВИКИЗ в трехслойных средах выполнено для широкого класса параметров моделей.

Анализ поведения разности фаз в указанных моделях сред как функции относительной длины зонда z/a_c позволил отметить следующее. В области малых значений z/a_c показания имеют значения, соответствующие величине УЭС зоны проникновения. Асимптотика кривых здесь проявляется тем четче, чем меньше УЭС зоны проникновения и больше ее диаметр. С увеличением длины зонда кривые стремятся к асимптотическим показаниям, соответствующим УЭС пласта. При этом даже глубокое повышающее проникновение (при $\rho_{zn}/\rho_c = 2$) не является помехой для совпадения показаний длинного зонда ($z/a = 20$) с истинным сопротивлением пласта.

Анализ поведения разности фаз в зависимости от длины зонда ($z^2 f_c = 3,5 \cdot 10^6$) для различных размеров зоны проникновения и УЭС скважины, зоны проникновения и пласта показал, что кривые, соответствующие повышающему и понижающему проникновениям, имеют различный характер относительно прямой $\Delta\varphi = F(z_c)$ в двухслойной среде. Так, кривая зондирования, полученная на модели с понижающим проникновением, ближе к действительному распределению геометрии УЭП, чем на модели с повышающим. При этом понижающее проникновение приподнимает кривую относительно УЭП пласта, а повышающее — образует минимум, соответствующий зоне проникновения. При увеличении УЭС зоны проникновения и пласта, а также большой контрастности между УЭС зоны проникновения и скважины ($\rho_c = 0,1$

Ом.м) кривые в области малых длин зондов имеют "провисания", минимумы которых соответствуют заниженным показаниям измеряемой характеристики поля относительно показаний в однородной среде с УЭП зоны проникновения.

Существенное ослабление влияния параметров скважины на результаты измерений дает возможность представить все результаты расчета трехслойных моделей в виде, эквивалентном двухслойной среде. При этом измеряемая характеристика (ось ординат) функционально связана с размером зоны проникновения z_i/a_{31} (ось абсцисс) через серию кривых, левые асимптоты которых соответствуют УЭС зоны проникновения, а правые – УЭС пласта. Анализ материалов моделирования позволил определить минимальное количество зондов установки ВИКИЗ, по данным которых можно было бы восстанавливать действительные значения параметров зоны проникновения и пласта. Так, например, по результатам измерений пяти зондов ($z_{i0} = 0,5, 0,7, 1,0, 1,4, 2,0$ м) интерпретацию можно выполнить аналогично существующим методикам. При этом определяются УЭС зоны проникновения и пласта, а также размер зоны проникновения.

В целом анализ показывает, что зондами КЭМЗ задача об определении истинного УЭС пласта низкоомных разрезов решается значительно меньшими длинами зондов, при прочих равных условиях, чем зондами ИБКЗ.

Радиальная разрешающая способность зондов КЭМЗ исследовалась моделированием "кольцевой" зоны повышенной электропроводности. Моделирование осуществлялось на основе четырехслойной модели с цилиндрическими границами с существенно различными характеристиками "кольцевой" зоны. В целом, по классу данных моделей можно сделать следующие заключения. Мало контрастный перепад электропроводностей между $\gamma_{кз}$ и γ_n (радиальный размер кольцевой зоны не превышает 10–15% от размера зоны проникновения) создает предпосылки к эквивалентности кривых зондирования четырехслойного разреза с трехслойными, но с менее глубоким повышающим проникновением фильтра. При заметной контрастности ($\gamma_{кз} = 4\gamma_n$) на кривых зондирования наблюдается характерный только для данной модели максимум, правая ветвь которого переходит к асимптоте показаний соответствующим УЭП пласта.

Сопоставление данных моделирования с различными относительными размерами измерительной базы, при прочих равных условиях,

позволяет отметить лучшую радиальную разрешающую способность для зондов с меньшим относительным размером базы. Этот эффект наиболее четко проявляется в случае "неглубокого" образования кольцевой зоны ($4a_c$) и имеет физически объяснимую трактовку. При расстоянии до кольцевой зоны, близкой к длинам коротких зондов (0,5 м, 0,7 м), питаемых более высокими частотами, индуцируемые токи концентрируются в "кольцевой" области, поскольку толщина скин-слоя велика. Поэтому кривые зондирования имеют ярко выраженный максимум соответствующий "кольцевой" зоне. В другом случае, для моделей с "глубоким" расположением кольцевого слоя относительно скважин ($8a_c$) максимум на кривых менее выразителен и, естественно, смещен в область более длинных зондов. В этом случае, в силу требования изопараметричности, более длинные зонды имеют относительно низкие частоты возбуждаемого поля и, следовательно, более широкую область концентрации индуцируемых токов в среде. Это приводит к участию больших объемов среды в формировании регистрируемых характеристик поля и снижению радиальной разрешающей способности. Вместе с тем, анализ показывает, что лучшими радиальными разрешающими свойствами обладает разность фаз, затем отношение $\Delta h / \Delta h_1$ и т.д.

Таким образом, КЭМЗ открывает новые возможности в исследовании латерального распределения УЭС в разрезе необсаженных скважин. Кривые радиального зондирования отражают численное значение и геометрию распределения УЭС в пластах-коллекторах с повышенной электропроводностью.

Зонды КЭМЗ в моделях с горизонтальными границами раздела

Исследование характеристик электромагнитного поля в присутствии горизонтальных границ между пластами различной толщины представляется необходимым прежде всего для определения условий, при которых результаты измерений можно было бы считать зависимыми только от параметров изучаемого пласта. Поскольку зонды различной длины комплекса КЭМЗ возбуждаются токами различных частот, то представляет интерес исследовать влияние этих конструктивных параметров (z и f) на вертикальные характеристики, определить, что является основным в формировании каротажной кри-

вой при переходе через границы между пластами с различными электропроводностями – длина зонда или частота? Как известно из опыта, короткие зонды, питаемые более высокими частотами, чем длинные, обладают лучшей локальностью в пластах одной и той же толщины. Это объясняется тем, что с уменьшением частоты токи проникают на значительные расстояния от генераторного диполя. Следовательно, измеряемые характеристики обусловлены полем токов, индуцированных в удаленных участках среды, в том числе и во вмещающих пласт породах. Эти эффекты были исследованы на кривых профилирования через границы раздела двух различных по электропроводности сред.

Анализ профилирующих кривых показал, чем ниже частота поля, тем при больших удалениях возбуждающей катушки от границы раздела достигается асимптотика. При наличии одной генераторной катушки в составе каждого из зондов КМЗ можно представить следующее распределение токов, индуцируемых в однородной среде:

$$J = i \frac{J_m \omega M}{4\pi R^2} \exp(-R/\delta) (1 + R/\delta - iR/\delta) \cdot \exp(iR/\delta) \sin \theta ,$$

где R – расстояние от точки наблюдения в пространстве до диполя с моментом M , ориентированным по оси $\theta = 0$.

Согласно этому выражению, плотность токов зависит от частоты поля, УЭП среды и расстояния до диполя. При увеличении какого-либо из этих параметров усиливается скин-эффект. В результате область распределения токов в среде сужается, заметно возрастает фазовый сдвиг между векторными величинами электромагнитного поля на различных удалениях от генераторного диполя. При изопараметрическом возбуждении и измерении, амплитудные и фазовые характеристики на различных частотах выравниваются в силу геометрического подобия зондов. Действительно, с ростом длины зонда и уменьшением частоты возбуждаемого поля влияние "нижней" среды при выходе зонда в "верхнее" полупространство проявляется на большем расстоянии, чем для короткого зонда. Однако важным выводом является то, что влияние вмещающих пород пренебрежимо мало в том случае, если границы раздела удалены от общей точки записи-центр между измерительными элементами – на длину зонда.

Анализ кривых профилирования тонких пластов ($H < 2i$) позволил сделать следующие выводы:

1. Экстремальные значения относительных характеристик поля,

получаемые зондом, длина которого больше толщины пласта, занижены относительно показаний этого же зонда в однородной среде с электропроводностью пласта. Различие этих величин тем больше, чем длиннее зонд относительно толщины пласта.

2. На диаграммах профилирования отмечаются как высокоомные, так и низкоомные пропластки малой толщины, размер которых соизмерим с длиной измерительной базы зонда ($H \approx 0,5 \lambda z$).

На основании анализа вертикальных и радиальных характеристик, по-видимому, можно составить общее представление о возможностях зондирования. Правомерность такого представления не претендует на строгую завершенность. Вместе с тем, можно трансформировать обе эти модели в одну – пласт ограниченной мощности с проникновением. В такой модели среды показания "коротких" и "средних" зондов в пласте, мощность которого превышает, по меньшей мере, в два раза длину наибольшего зонда КЭМЗ, будут тождественны УЭС зоны проникновения. При этом показания будут связаны с закономерностями радиального градиента УЭС. Если показания длинного зонда с предыдущим с ним по длине зондом не выходят на асимптотические значения из-за параметров зоны проникновения, то суждения о количественных характеристиках пласта (УЭС) могут быть, с какой-то точностью, получены по данным палеточной интерпретации.

Анализ кривых профилирования пачки пластов различной мощности и электропроводности показал, что экстремальные значения кривых против пластов являются основными данными измерений, по которым ведется оценка радиальной неоднородности УЭС.

Действующий макет аппаратуры ВИКИЗ был опробован в скважинах, находящихся в районах с различным геологическим строением. Исследован песчано-глинистый разрез, содержащий проницаемый пласт с пресной водой. Кроме этого, проведен каротаж карбонатных разрезов с терригенными прослоями в скважинах с низкоомным буровым раствором. Результатами опробований аппаратуры были подтверждены основные преимущества метода: высокая вертикальная разрешающая способность; возможность одновременной записи кривых, соответствующих различной глубине исследования в радиальном направлении при высокой производительности работ в скважине. Показано, что наиболее благоприятными условиями для применения аппаратуры являются разрезы, составленные породами с УЭС $0,3 \div 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$,

при сопротивлении бурового раствора в скважине не менее 0,3 Ом.м.

Применение центрирующих устройств позволяет выполнять зондирование более высокоомного разреза (вплоть до 200 Ом.м), а в случае сильно минерализованных буровых растворов (0,1+0,2 Ом.м) существенно ослабить их влияние на результаты измерений. Отметим, что погрешность измерения разности фаз среды с УЭС 200 Ом.м зондом 0,5 м не превышает 20%. Для остальных зондов ВИКИЗ точность измерений значительно выше.

Испытания аппаратуры позволили наметить пути усовершенствования ряда узлов электронной части, что позволит повысить стабильность измерения малых величин разности фаз и термостабильность измерительных трактов, упростить конструкцию зондовой части и измерительно-преобразовательного тракта скважинного прибора.

Ю.А.Дашевский, М.И.Эпов

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТРОПНЫХ И АНИЗОТРОПНЫХ ПЛАСТОВ НА ПОСТОЯННОМ И ПЕРЕМЕННОМ ТОКЕ

Основные задачи исследования нефтяных и газовых скважин состоят в литологическом расчленении разреза, выделении пластов-коллекторов и оценке их коллекторских свойств и характера насыщения. Решение этих задач в значительной мере основывается на полученных в процессе каротажа данных о физических свойствах горных пород и, в частности об электромагнитных параметрах различных участков околоскважинного пространства (удельном сопротивлении, коэффициенте анизотропии). Существует большое количество методов электромагнитного каротажа, предназначенных для определения удельного сопротивления пород, при этом основной объем исследований в скважинах выполняется методами постоянного тока. При исследовании анизотропных разрезов с помощью применяемых в настоящее время методов постоянного тока в силу известного парадокса анизотропии не удается получать информацию о вертикальной проводимости пластов. Практически единственным методом, позволяющим измерить вертикальную проводимость и оценить коэффициент

анизотропии пластов, является предложенный в 1966 г. И.Е.Эйдманом индукционный каротаж с поперечными датчиками (ИКП).

В лаборатории электромагнитных полей ИГиГ СО АН СССР проводилось изучение ряда нерешенных вопросов теории и методики ИКП и был предложен и теоретически разработан новый метод постоянного тока – магнитоэлектрический каротаж (МЭК), который позволяет исключать искажающее влияние скважины и зоны проникновения и определять параметры как изотропных, так и анизотропных пластов.

Рассмотрим основные результаты этих исследований.

Магнитоэлектрический каротаж

Пусть на оси скважины радиусом a расположен горизонтальный электрический диполь с моментом $M = Idl$. На расстоянии z измеряется параллельная диполю компонента электрического поля E_x , а также ортогональная ей радиальная компонента магнитного поля H_y . В целом такая система (генераторный диполь – датчик для измерения напряженности электрического поля – магнитометр) представляет собой трехэлементный зонд магнитоэлектрического каротажа, состоящий из двухэлементных электрического и магнитного зондов. Интерпретационный параметр в методе вводится на основе главных членов асимптотических разложений компонент E_x и H_y при больших длинах зондов $z (\alpha = z/a \gg 1)$. Эти разложения имеют следующий вид:

$$E_x = \frac{M \rho_c}{4\pi z^3} \left\{ -\frac{4s}{(1+s)^2} \left[1 - \frac{1-s}{1+s} \frac{1}{\alpha^2} (12 \ln 2\alpha - 2s) \right] \right\}, \quad (1)$$

$$H_y = \frac{M}{4\pi z^3} \left\{ -\frac{2s}{1+s} \left[1 + \frac{1-s}{1+s} \frac{1}{\alpha^2} (11 - 6 \ln 2\alpha) \right] + \frac{3}{4} \frac{1-s}{1+s} \frac{1}{\alpha^2} \right\}. \quad (2)$$

Здесь $s = \rho_c / \rho_n$; ρ_c , ρ_n – сопротивления скважины и пласта. Кажущееся удельное сопротивление ρ_k (интерпретационный параметр) по измеряемым компонентам E_x , H_y определяется следующим соотношением

$$\rho_k = -\frac{M}{4\pi z} \frac{E_x}{H_y^2}. \quad (3)$$

Если в (3) подставить главные члены разложений (1) и (2), то легко видеть, что в главном приближении ρ_k не зависит от пара-

метров скважины и совпадает с истинным удельным сопротивлением пласта. Геоэлектрические параметры, при которых ρ_k с достаточной точностью равно ρ_n , определяется, очевидно, условиями, когда в разложениях (1), (2) преобладают главные члены. В таблице, в качестве примера, приведены минимальные относительные длины α_m^m зондов МЭК, при которых ρ_k совпадает с ρ_{nc} погрешностью, не превышающей 10%. Для сравнения здесь же содержатся аналогичные величины α_m^b для градиент-зондов БКЗ.

ρ_n / ρ_c	2	5	10	25	50	100	250
α_m^m	4	5	6	8	9	11	13
α_m^b	10	15	22	36	55	85	155

Данные таблицы позволяют сделать вывод, что в случае двухслойной модели среды зонды магнитоэлектрического каротажа имеют гораздо меньшую длину, чем установки БКЗ.

Перейдем теперь к более сложной ситуации, когда в среде есть зона проникновения. Анализ показал, что величина ρ_k при достаточно длинных зондах не зависит от параметров скважины и зоны проникновения и совпадает с истинным удельным сопротивлением пласта. Для того, чтобы сократить длины зондов МЭК была предложена геометрическая фокусировка электрического и магнитного полей, которая может основываться на асимптотических разложениях компонент поля при больших длинах зондов и должна сводиться к такому подбору параметров многоэлементного зонда, чтобы в суммарном сигнале исключить члены разложений высокого порядка. В целом фокусировку по обоим компонентам можно осуществлять с помощью пятиэлементного зонда. В результате исследований был предложен ряд пятиэлементных фокусирующих зондов магнитоэлектрического каротажа 5Ф1.4; 5Ф2.0; 5Ф2.3 м и исследованы их радиальные характеристики [192]. Этот анализ удобно проводить с помощью параметра $\rho_{кп}$, равного отношению кажущегося удельного сопротивления пласта. Считается, что если $|\rho_{кп} - 1| \leq 0,1$, то влиянием скважины и зоны проникновения радиусом σ можно пренебречь. В таблице для примера приведены значения $\rho_{кп}$ для зонда 5Ф2.3 при $\rho_n / \rho_c = 25$, позволяющие судить о качестве фокусировки в разрезах с повышающим и понижающим проникновением.

ρ_{κ}/ρ_n h/a	8	4	2	1	1/2	1/4	1/8
2	1,014	1,008	1,003	1,001	1,001	1,003	1,009
4	1,025	1,025	1,020	1,001	0,968	0,931	0,878
6	0,986	0,989	1,007	1,001	0,866	0,418	0,567
8	0,918	0,907	0,939	1,001	1,033	0,585	31,69
12	0,336	0,543	0,721	1,001	1,804	8,421	14,02
16	0,083	0,351	0,651	1,001	1,688	3,831	19,33

Один из центральных вопросов при изучении вертикальных характеристик заключается в нахождении условий, при которых возможно определение удельного сопротивления пластов по кривым профилирования. Анализ результатов расчетов для зондов 5Ф1.4; 5Ф2.0; 5Ф2.3 позволил установить, что в широком диапазоне геоэлектрических параметров сопротивление пласта можно определить непосредственно по значению ρ_{κ} в экстремальной точке каротажной кривой соответствующей интервалу глубин, занятому пластом. При этом, если мощность пласта H значительно больше длины зонда L ($H/L \geq 2,5$), то ошибка определения величины ρ_n составляет 10–12%. Для повышения точности определения сопротивления пласта при $H/L < 2,5$ целесообразно вносить в измеряемую величину поправку, учитывающую влияние вмещающей среды.

Анализ возможностей метода при изучении анизотропных разрезов показал, что в магнитоэлектрическом каротаже полностью устраняется парадокс анизотропии, поскольку, даже в однородной среде, измеряемый сигнал зависит от коэффициента анизотропии [163]. Установлено, что как в двухслойной, так и в трехслойной модели среды с анизотропной зоной проникновения кажущееся удельное сопротивление в широком диапазоне геоэлектрических условий не зависит от параметров скважины и зоны проникновения и связано с коэффициентом анизотропии пласта λ_n простым соотношением:

$$\rho_{\kappa} = \rho_{nt} + \frac{4\lambda_n^2}{(1+\lambda_n)^2} = \tilde{\rho} \quad (4)$$

Таким образом, если известно продольное сопротивление пласта ρ_{nt} , то по измеренным значениям ρ_{κ} можно из (4) определить λ_n .

На основании расчетов были проанализированы радиальные характеристики зондов 5Ф1.4, 5Ф2.0, 5Ф2.3 в анизотропных средах. О фокусирующих возможностях зондов можно судить по степени близости к единице значений параметра $\rho_1 = \rho_k / \tilde{\rho}$. В таблице для некоторых значений параметров модели приведены величины ρ_1 (зонд 5Ф2.3; $\rho_{nt} / \rho_c = 8$; $\Lambda_\Delta = 1,41$. $\Lambda_\eta = 2$).

σ/α \ ρ_{nt}/ρ_c	4	2	1	1/2	1/4
2	1,002	1,002	1,002	1,002	1,004
4	1,004	1,002	1,009	1,037	1,116
6	1,022	1,005	0,975	0,926	0,838
8	1,064	1,003	0,867	0,517	0,285
12	0,950	0,901	0,837	0,471	3,821
16	0,565	0,803	1,162	2,277	16,39

Для определения коэффициента анизотропии, как и в случае изотропных разрезов, можно использовать экстремальные точки кривых профилирования, соответствующих интервалу глубин, занятому пластом. Так, например, при $H/L \geq 4$ и любых значениях Λ_η и Λ_{BM} из диапазонов $1 \leq \Lambda_\eta \leq 8$, $1 \leq \Lambda_{BM} \leq 8$ величина ρ_1 отличается от единицы не более чем на 10–13%, если $1/16 \leq \rho_{nt} / \rho_{BM} \leq 16$. (ρ_{BM} , Λ_{BM} – удельное сопротивление и коэффициент анизотропии вмещающей среды). При изучении более тонких пластов ($H/L < 4$) точность определения Λ_η можно повысить, если учесть влияние вмещающей среды на результаты измерений.

Помимо изучения теоретико-методических вопросов были исследованы отдельные вопросы технической реализации метода. В результате проведенных исследований показана возможность аппаратной реализации магнитоэлектрического каротажа современными метрологическими средствами.

Индукционный каротаж с поперечными датчиками (ИКП)

Анализ расчетов магнитного поля горизонтального магнитного диполя в цилиндрически-слоистой среде показывает, что во всем практически важном диапазоне параметров среды и установок активная составляющая горизонтальной компоненты магнитного поля

(h_x^a) может быть описана с помощью геометрического фактора Q :

$$h_x^a \approx - \left(\frac{z}{\delta_{nn}} \right)^2 Q + \left(\frac{1}{3} + \frac{1}{\lambda_n^2} \right) \left(\frac{z}{\delta_{nt}} \right)^3, \quad \frac{z}{\delta} = \sqrt{\frac{\omega \mu}{2 \rho}}, \quad (5)$$

здесь μ - магнитная проницаемость среды. Приближение (5) справедливо при условиях:

$$a/\delta_c < 0,3, \quad z/\delta_{nt} < 1,5. \quad (6)$$

На основании численных расчетов установлено, что двухэлементные зонды неприемлемы для каротажных исследований в проводящих скважинах и в пластах с достаточно выраженной анизотропией вследствие сильного влияния близлежащих участков среды (скважины и зоны проникновения). Следовательно, актуальной становится задача выбора фокусирующих систем. Исходным соотношением при построении фокусирующих установок является асимптотическое представление низкочастотного поля на больших расстояниях от источника [192]:

$$h_x^a \approx - \left(\frac{z}{\delta_{nn}} \right)^2 + \left(\frac{a}{\delta_{nn}} \right)^2 [f_1 \lambda_n^\alpha + f_2] + \left(\frac{1}{3} + \frac{1}{\lambda_n^2} \right) \left(\frac{z}{\delta_{nt}} \right)^3. \quad (7)$$

Здесь f_j - функции параметров среды.

Простейшей фокусирующей системой является четырехкатушечный зонд, суммарная измеряемая э.д.с. которого с точностью до членов $\sim \lambda_n^2 z_{ij} / z_{ij}^5$ пропорциональна вертикальной проводимости пласта $\tilde{\gamma}_{nn}$. Фокусировка может быть усилена путем компенсации членов более высокого порядка в разложении геометрического фактора (7). В этом случае наиболее простой фокусирующей системой является семикатушечный зонд [192].

Были исследованы радиальные характеристики четырехкатушечных зондов 4ФЛ2 и 4ФН2 [192]. Анализ расчетов кажущейся проводимости $\tilde{\gamma}_k$ в двухслойной анизотропной среде показывает, что в широком диапазоне параметров, определяемом условиями (6), влиянием скважины на измеряемый сигнал можно пренебречь.

Условия, при которых справедливы приближенные формулы вида (5), в случае трехслойной анизотропной среды записываются следующим образом:

$$\max(a/\delta_c, \vartheta/\delta_\Delta) < 0,3, \quad z/\delta_{nt} < 1,5. \quad (8)$$

Анализ радиальных характеристик четырехкатушечных систем в трехслойной анизотропной среде показывает, что при выполнении ограничений (8) применение фокусирующих систем позволяет исключить влияние скважины и зоны проникновения при условии $\vartheta/\alpha \leq 4$.

Из расчетов $\tilde{\gamma}_k$ для семикатушечных фокусирующих систем

[192] следует, что измеряемый сигнал с погрешностью $\approx 10\%$ совпадает с сигналом в однородной среде с параметрами пласта при

$$1/128 \leq \gamma^{\Delta t} / \gamma_c \leq 2, \quad \sigma/a \leq 6, \quad \Lambda_{\Delta} \leq 2, \quad \Lambda_{\pi} \leq 4,$$

где γ_{Δ} , Λ_{Δ} – горизонтальная проводимость и коэффициент анизотропии зоны проникновения.

При исследовании вертикальной проводимости анизотропных пластов возможно применение зондов с частотной фокусировкой [192]. Анализ величин сигналов двухчастотного зонда в однородной среде показывает, что в рабочем диапазоне параметров измеряемая э.д.с. максимальна, если соотношение частот $\omega_2 / \omega_1 \approx 2$. Частотная фокусировка позволяет эффективно исключать влияние скважины и зоны проникновения ($\sigma \leq 8a$) в широком частотном диапазоне ($\omega_2 \leq 600$ кГц) при сравнительно небольших длинах зонда ($z \sim 1$ м), если выполняются условия (8). Следует отметить также слабую зависимость фокусирующих свойств двухчастотных зондов от их длины.

Характерным свойством кривых профилирования ИКП как в одночастотном, так и в двухчастотном вариантах, является наличие точек излома, соответствующих таким положениям многокатушечной системы, когда ее датчики касаются границы. Перепад значений γ_k в этих точках возрастает по мере увеличения частот и коэффициента анизотропии [192].

Фокусирующие зонды, обладая лучшей по сравнению с главным двухкатушечным зондом радиальной характеристикой, в то же время более чувствительны к влиянию вмещающей среды. Выполненные расчеты показывают, что улучшения вертикальных характеристик зондов с геометрической фокусировкой можно добиться путем увеличения частоты [192].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алгоритмы и программы для решения задач региональной геофизики. Метод. рекомендации. Составитель Захарова Т. Л. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977. - 162 с.
2. Альбом теоретических кривых зондирования становлением поля над неоднородным пластом. Метод. рекомендации. Составитель Табаровский Л. А. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. - 154 с.
3. Альбом теоретических кривых глубинных зондирования становлением поля в горизонтально-неоднородных средах. Метод. руководство. Составитель Табаровский Л. А. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. - 150 с.
4. Антонов Ю. Н. Авторское свидетельство 439216 (СССР). Способ индукционного каротажа скважин. - Вкл. изобретений, 1977, № 34.
5. Антонов Ю. Н. Высокочастотные индукционные методы электрометрии нефтяных и газовых скважин. - Геол. и геофиз., 1978, № 4, с. 86-95.
6. Антонов Ю. Н. Каротажное изопараметрическое зондирование. - Геол. и геофиз., 1980, № 6, с. 81-91.
7. Антонов Ю. Н. Вертикальные характеристики изопараметрического каротажного зондирования. - Геол. и геофиз., 1981, № 1, с. 80-91.
8. Антонов Ю. Н., Имаев С. С. Изучение теоретико-методических и аппаратных возможностей метода бокового индукционного зондирования. - М., 1977. - 107 с. (Фонды ЦГЭ МНП СССР, № 22-78-12/5).
9. Антонов Ю. Н., Имаев С. С. и др. Усовершенствование методики и техники высокочастотного индукционного каротажного изопараметрического зондирования. М., 1980. - 70 с. (Фонды ЦГЭ МНП СССР, № 22-80-10/10).
10. Антонов Ю. Н., Кривоуцкий В. С. Моделирование радиального градиента электропроводности в задачах каротажа. - Геол. и геофиз., 1980, № 8, с. 96-101.
11. Антонов Ю. Н., Манштейн А. К. Разработка аппаратного комплекса для глубинных зондирований становлением поля в ближней зоне. - В кн.: Теория и опыт применения электромагнитных полей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 18-26.
12. Антонов Ю. Н., Морозова Г. М., Манштейн А. К. Глубинные

зондирования становлением электромагнитного поля в ближней зоне в Забайкалье.— Геол. и геофиз., 1981, № 7. (В печати).

13. Василевский А.Н. Применение метода подбора при моделировании региональных геологических структур (по гравитационным и магнитным аномалиям).— Геол. и геофиз., 1980, № 3, с.31-39.

14. Василевский А.Н., Витте Л.В., Шарловская Л.А. Дейтероорогенная перестройка коры и магнитное поле юга Восточной Сибири.— В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев, Наукова Думка, 1981. (В печати).

15. Витте Л.В. Некоторые вопросы строения и эволюции земной коры древних платформ.— В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977, с.116-127.

16. Витте Л.В. Типы континентальной земной коры и история их развития.— Новосибирск: Наука, 1981.— 209 с.

17. Витте Л.В. Особенности эволюции континентальной земной коры и структура мантии.— В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск, Наука, 1981, с.84-104.

18. Витте Л.В., Василевский А.Н., Шарловская Л.А. Перестройка коры и магнитное поле юга Восточной Сибири.— Геол. и геофиз., 1979, № 12, с.13-27.

19. Витте Л.В., Мосиенко Б.А. О природе магнитных аномалий Алданского щита.— Геол. и геофиз., 1977, № 3, с.125-129.

20. Витте Л.В., Ремпель Г.Г. О методике геологического моделирования магнитных аномалий (на примере западной части Алданского щита).— Геол. и геофиз., 1976, № 6, с.99-103.

21. Витте Л.В., Ремпель Г.Г. Строение земной коры Алданского щита.— Геол. и геофиз., 1977, № 6, с.116-126.

22. Витте Л.В., Фотиади Э.Э. Опыт генетической классификации земной коры континентов.— Геол. и геофиз., 1976, № 9, с. 15-22.

23. Витте Л.В., Фотиади Э.Э. Строение и эволюция земной коры дорифейских платформ территории СССР.— Геол. и геофиз., 1977, № 12, с.12-27.

24. Витте Л.В., Шарловская Л.А., Василевский А.Н. Особенности выражения дейтероорогенеза в физических полях северной части Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1976, № 6, с.42-53.

25. Высокочастотное индукционное каротажное изопараметри-

ческое зондирование. Метод. рекомендации. Составители: Антонов Ю.Н., Жмаев С.С. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. — 104 с.

26. Геология многослойной палеолитической стоянки Королево I в Закарпатье / Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Афанасьев Г.М., Гладили В.Н., Гнибиденко З.Н., Гродецкая Г.Д., Пашкевич Г.А., Пospelова Г.А., Солдатенко Л.В., Стельмах О.Р. — Геол. журн., 1981. (В печати).

27. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э.Конторовича, В.С.Суркова, А.А.Трофимука. М.: Недра, 1981. — 550 с.

28. Геотермические исследования на озере Байкал / Лучков А.Д., Казанцев С.А., Голубев В.А., Лысак С.В. — Геол. и геофиз., 1977, № 6, с.126–130.

29. Геотермические исследования на Телецком озере / Лучков А.Д., Казанцев С.А., Селегей В.В., Селегей Т.С., Велинский В.В. — Геол. и геофиз., 1980, № 4, с.111–118.

30. Глубинное строение и тектоника фундамента Сибирской платформы / Фотиади Э.Э., Гришин М.П., Лотышев В.И., Сурков В.С. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск, Наука, 1980, т.УШ, с.31–36.

31. Глубинный тепловой поток и температура земной коры Байкальского рифта / Лысак С.В., Лучков А.Д., Голубев В.А., Зорин Ю.А., Соколова Л.С. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с.54–62.

32. Гнибиденко З.Н., Пospelова Г.А. Палеомагнетизм и био-стратиграфия отложений верхнего кайнозоя юга Восточной Сибири. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч.Ш, с.31.

33. Гнибиденко З.Н., Пospelова Г.А. Палеомагнетизм отложений битекейской свиты Северного Казахстана. — Геол. и геофиз., 1981, № 8. (В печати).

34. Гнибиденко З.Н., Пospelова Г.А. Палеомагнитный разрез миоценовых отложений Северного Казахстана. — В кн.: Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозоя. Киев, Наукова думка, 1981. (В печати).

35. Гриднев Д.Г., Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. Об определении масштаба записи приливорегистрирующего гравиметра *У5* -12 № 186. — Геол. и геофиз., 1981. (В печати).

36. Гришин М.П., Фотиади Э.Э. Метаморфические комплексы фундамента Сибирской платформы.- В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, 1977, с.46-53.
37. Дипольные частотные зондирования двухслойной среды. Метод. рекомендации. Составители: Кузнецов А.Н., Морозова Г.М., Пятницкий В.И., Светов Б.С., Сидельникова Т.А., Скутаревская О.А., Соколов В.П., Табаровский Л.А.- Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, ч. I-124 с.; ч. II-114 с.
38. Дучков А.Д. О возможности использования параметров теплового поля для прогноза землетрясений.- В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, 1976, с.70-74.
39. Дучков А.Д. Тепловой поток западной части Алтае-Саянской области.- В кн.: Геотермия (Геотермические исследования в СССР). М., 1976, ч. I, с.71-76.
40. Дучков А.Д., Казанцев С.А., Велинский В.В. Тепловой поток оз. Байкал.- Геол. и геофиз., 1979, № 9, с.137-141.
41. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Тепловой поток и температура земной коры Южной Сибири.- В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977, с.127-136.
42. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Тепловой поток Западной Сибири.- В кн.: Методика и результаты геотермических исследований. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979, с.5-16.
43. Дучков А.Д., Тимофеев В.В. Установка для исследования тепловых свойств расплавов горных пород.- В кн.: Современное состояние методики и аппаратуры для геотермических исследований. Свердловск, 1980, с.17-18.
44. Есиков Н.П. О количественных характеристиках новейших и современных движений земной коры в связи с задачей сейсмического районирования.- В кн.: Сейсмология и сейсмичность Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, 1978, с.72-79.
45. Есиков Н.П. Тектонофизические аспекты анализа современных движений земной поверхности.- Новосибирск: Наука, 1979.- 182 с.
46. Есиков Н.П. Вопросы методики использования геодезических данных о современных движениях земной поверхности при сейсмическом районировании.- В кн.: Тезисы докл. выездной сессии Междувед. совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству. Иркутск, 1979, с.4-5.

47. Есиков Н.П. Об изучении инвариантов современных движений земной коры.- В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, Наука, 1978, с.203-207.

48. Есиков Н.П., Каргашев М.П. Изучение деформаций земной поверхности на Кузбасском полигоне.- В кн.: Современные движения земной коры. М., Наука, 1981. (В печати).

49. Есиков Н.П., Колмогоров В.Г., Кесельман С.И. Современные деформации верхней части земной коры в районе Усть-Селенгинской депрессии.- Геол. и геофиз., 1977, № 9, с.133-139.

50. Есиков Н.П., Острошко П.А., Кесельман С.И. Латеральное распределение сдвиговых деформаций на территории Алма-Атинского геодинамического полигона.- В кн.: Тезисы докл. на УП Всесоюз. совещании по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах. М., 1977, с.37-38.

51. Есиков Н.П., Острошко П.А., Кесельман С.И. Латеральное распределение современных деформаций земной поверхности на Алма-Атинском геодинамическом полигоне.- В кн.: Современные движения земной коры. Киев, Наукова думка, 1981. (В печати).

52. Есиков Н.П., Юдин В.С. Эффект ошибок измерений азимута и длины базиса в компонентах деформации земной поверхности.- В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, Наука, 1978, с.195-202.

53. Есиков Н.П., Юренас Д.Я. Некоторые пространственно-временные свойства современных горизонтальных деформаций земной поверхности по данным геодезических измерений.- В кн.: Тезисы докл. на УШ Междувед. совещании по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах. Ленинакан, 1980, с.93-94.

54. Захарова Т.Л. Прогнозирование мощности земной коры с использованием принципа изостазии.- Геол. и геофиз., 1980, № 7, с. III-III4.

55. Захарова Т.Л. Изостазия Байкальской рифтовой зоны.- Геол. и геофиз., 1980, № 5, с.79-85.

56. Захарова Т.Л., Шарловская Л.А. Изостатическая характеристика центральной части Алтае-Саянской складчатой области.- Геол. и геофиз., 1976, № II, с.121-126.

57. Захарова Т.Л., Шарловская Л.А. Районирование Минусинского прогиба и его обрамления по особенностям глубинного строения.- Геол. и геофиз., 1977, № 4, с.120-122.

58. Измерительный блок малогабаритного протонного магнитометра / Грехов А.И., Жданов С.М., Зятков В.П., Ларионов В.А. - Новосибирск, 1977.- 90 с. (Фонды ИГиГ СО АН СССР, № 1582).

59. Изучение поля деформации земной коры на геодинамических полигонах методом конечных элементов / Шульман В.А., Фотиади Э.Э., Есигов Н.П., Шароглазова Г.А.- Геодезия и картография, 1979, № 5, с.13-19.

60. Инструкция по интерпретации индукционного каротажа (палетки) / Зефирова Н.Н., Фоменко В.Г., Санто К.Л., Чукин В.Т., Антонов Ю.Н., Кривошукский В.С.- М., ВНИИГеофизика, 1977.- 29 с.

61. Казанцев С.А. Измерение температуры илов автономными приборами.- В кн.: Методика и результаты геотермических исследований. Новосибирск, 1979, с.32-41.

62. Казанцев С.А. Тепловой режим донных отложений Телецкого озера.- Там же, с.41-48.

63. Казанцев С.А., Лучков А.Д., Чазов С.И. Автономная аппаратура для геотермических исследований в озерах.- В кн.: Современное состояние методики и аппаратуры для геотермических исследований. Свердловск, 1980, с.20-21.

64. Кесельман С.И. Об определении компонент деформации по данным о современных движениях земной коры на ЭВМ БЭСМ-6.- Геол. и геофиз., 1978, № 5, с.125-129.

65. Кесельман С.И. Анализ деформаций современного рельефа земной поверхности западных районов трассы БАМ.- В кн.: Тезисы докл. выездной сессии Междувед. совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству. Иркутск, 1979, с.29-30.

66. Кесельман С.И. Методика определения деформационных структур современного рельефа и их анализа.- В кн.: Тезисы докл. на VIII Междувед. совещании по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах. Ленинск, 1980, с.59-60.

67. Кесельман С.И. К вопросу об определении компонент чистой деформации по данным о современных движениях земной коры на геодинамических полигонах с помощью ЭВМ.- В кн.: Современные движения земной коры. М., Наука, 1981. (В печати).

68. Кесельман С.И. Анализ деформаций современного рельефа земной поверхности в зоне Байкальского рифта.- Там же.

69. Колмогоров В.Г. Систематические геодезические наблюдения

ния за современными движениями земной коры в Байкальской рифтовой зоне.- В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, Наука, 1978, с.13-20.

70. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Результаты изучения современных движений земной коры в Байкальской рифтовой зоне.- В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977, с. 145-156.

71. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Современные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне.- В кн.: Роль тектонического разлома в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с. 113-120.

72. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Карта современных вертикальных движений южной части Сибири.- В кн.: Современные движения земной коры. Теория. Методы. Прогноз. М., 1980, с.56-62.

73. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и её отражение в современных движениях земной коры.- В кн.: Современные движения земной коры. М., Наука, 1981. (В печати).

74. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Метод количественной оценки современной активности зон разломов.- В кн.: Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. Новосибирск, 1981, с.69-82.

75. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Лапин П.С. Изучение современных движений земной коры на трассе БАМ.- Иркутск, 1979. - 120 с. (Фонды ПГО "Иркутскгеофизика", № 7-77-3.7/1).

76. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Лапин П.С. Характер современных движений земной коры на западном участке трассы БАМ.- В кн.: Тезисы докл. выездной сессии Междувед. совета по сейсмологии и стойкому строительству. Иркутск, 1979, с.5-6.

77. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Лапин П.С. Некоторые вопросы анализа данных о современных движениях земной коры Сибири.- В кн.: Тезисы докл. на УШ Междувед. совещании по изучению современных движений земной коры на геодинамических полгонах. Ленинкан, 1980, с.77-78.

78. Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Лапин П.С. Характер современных движений земной поверхности в районе строительства Байкальского и Северо-Муйского тоннелей трассы БАМ.- В кн.: Современные движения земной коры. М., Наука, 1981. (В печати).

79. Колмогорова П.П. Совместный анализ геодезических и геофизических данных при изучении современной тектонической активности Байкальской рифтовой зоны.- В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, 1976, с.78-80.

80. Колмогорова П.П. Изучение современных вертикальных движений земной коры.- Автореф. дис. на соиск.учен.степ.канд. геол.-минерал.наук.- Новосибирск, 1977.- 17 с.

81. Колмогорова П.П. Закономерности распределения современных вертикальных движений земной коры в Байкальской рифтовой зоне.- В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, 1978, с.21-30.

82. Колмогорова П.П., Колмогоров В.Г. Современные движения земной коры южной части Байкальской рифтовой зоны и сопредельных областей.- В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976, т.УП, с.229-235.

83. Комплексные геофизические исследования земной коры методами потенциальных полей / Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Захарова Т.Л., Ладчужа А.В., Витте Л.В., Табаровский Л.А., Морозова Г.М., Лучков А.Д., Соколова Л.С.- В кн.: Фундаментальные исследования. Науки о Земле. Новосибирск, 1977, с.147-152.

84. Контрович А.Э., Леонтович В.Б., Фотиади Э.Э. Районирование крупных осадочных бассейнов и слагающих их нефтегазоносных комплексов по степени перспективности на нефть и газ.- В кн.: Применение математических методов в ЭВМ при поисках и разведке месторождений нефти и газа. Новосибирск, 1976, с.4-17.

85. Куликова Л.С. Изучение вековых вариаций и экскурсов геомагнитного поля по палеомагнитным исследованиям позднеплейстоценовых континентальных отложений.- Автореф. дис. на соиск. учен.степ. канд.геол.-минерал.наук.Новосибирск, 1979.- 24 с.

86. Куликова Л.С. Выделение магнитохронологических реперов по результатам палеомагнитного изучения позднеплейстоценовых отложений разрезов Молодова У и Кормань IV.- В кн.: Геохронология четвертичного периода. М., 1980, с.116-130.

87. Куликова Л.С., Куликов В.М. Обработка детальной палеомагнитной информации на ЭВМ. Ч.1 (Рукопись деп. в ВИНИТИ № 316-81).

88. Куликова Л.С., Поспелова Г.А. Об изучении палеовековых вариаций геомагнитного поля по новейшим отложениям юга Западной

Сибири.- В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч. III, с. 59.

89. Куликова Л.С., Поспелова Г.А. Кратковременная инверсия геомагнитного поля $\sim 42-40$ тысяч лет тому назад.- Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 6, с. 52-64.

90. Куликова Л.С., Поспелова Г.А. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (Q).- В кн.: Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (данные по СССР). М., 1979, вып. 4, с. 6-25.

91. Ладьянин А.В. Моделирование и оценка возможности выявления источников вариаций силы тяжести в Байкальской рифтовой зоне.- В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, 1976, с. 6-14.

92. Ладьянин А.В. Изостатическая характеристика новейших структур Сибири.- В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977, с. 101-115.

93. Ладьянин А.В. Геологические задачи изучения медленных изменений гравитационного поля в Байкальской рифтовой зоне.- Геол. и геофиз., 1979, № II, с. 98-107.

94. Ладьянин А.В. Аномальное изменение силы тяжести в западной части Байкальской рифтовой зоны.- В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М.: ВНИИ геофизика, 1979, с. 7-13.

95. Ладьянин А.В. Методика, результаты и перспективы изучения вековых вариаций гравитационного поля в Байкальской рифтовой зоне.- В кн.: Метрология и гравиметрия. Харьков, 1980, с. 24-26.

96. Ладьянин А.В. Временной ход цены деления гравиметров, используемых на Байкальском вариационном полигоне.- В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М., ВНИИ геофизика, 1981. (В печати).

97. Ладьянин А.В., Василевский А.Н. Методика и результаты исследования вековых вариаций силы тяжести на Байкальском полигоне.- В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М.: ВНИИ-Геофизика, 1976, с. 56-63.

98. Ладьянин А.В., Василевский А.Н. Изучение вековых вариаций силы тяжести в Байкальской рифтовой зоне. Отчет о работах 1966-1977 гг.- Новосибирск, 1977.- 120 с. (Фонды ИГиГ СО АН СССР, № 76-073-725).

99. Ларионов В.А. Изучение временных изменений аномальных

магнитных полей на Байкальском геодинамическом полигоне.- В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, 1976, с.55-59.

100. Ларионов В.А. Исследование погрешностей при измерении элементов магнитного поля Земли с помощью протонного магнитометра.- В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, 1976, с.55-59.

101. Ларионов В.А. Изучение пьезомагнитного эффекта по пространственно-временным характеристикам магнитных аномалий.- В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч. I, с.96.

102. Ларионов В.А. Учет вариации от удаленных источников при синхронных геомагнитных измерениях на геодинамических полигонах.- В кн.: Современные движения земной коры. М., 1977, с.52-53.

103. Ларионов В.А. Результаты высокоточных геомагнитных измерений на Байкальском геодинамическом полигоне.- Там же, с.50-52.

104. Ларионов В.А. Изучение пьезомагнитного эффекта в зоне Байкальского рифта.- В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, Наука, 1977, с.158-164.

105. Ларионов В.А. Временные изменения аномальных магнитных полей в сейсмически активных районах.- Новосибирск, 1977-486 с. (Фонды ИГиГ СО АН СССР, № 1581).

106. Ларионов В.А., Дядьков П.Г. Результаты исследований аномалий векового хода на Байкале.- В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч. I, с.97.

107. Ларионов В.А., Дядьков П.Г. Учет вариаций от удаленных источников при синхронных геомагнитных измерениях.- Там же, с.98.

108. Ларионова Г.Я. Региональный магнитостратиграфический разрез юрских-нижнемеловых отложений Среднего Приобья.- В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч. III, с.61.

109. Метод переходных процессов при исследовании кимберлитовых трубок/Составители: Табаровский Л.А., Ицкович Г.Б.-Новосибирск, 1981.-48 с. (Препринт).

110. Метод частотно-геометрической фокусировки в диэлектрическом индукционном каротаже. Метод. указания. Составители: Антонов Ю.Н., Табаровский Л.А., Панич И.М.- Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979.- 48 с.

III. Методика и результаты комплексных геофизических исследований земной коры Сибири. Отв. ред. Э. Э. Фотиади. — Новосибирск, 1976. — 180 с.

В содержании: Фотиади Э. Э. Комплексные геофизические исследования земной коры Сибири, с. 5-13; Захарова Т. Л. Районирование земной коры (методы корреляционного анализа, распознавания и таксономии), с. 13-18; Захарова Т. Л., Ладынин А. В. Методика изучения изостазии и плотностной неоднородности верхней мантии, с. 18-26; Фотиади Э. Э. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока СССР, с. 26-31; Фотиади Э. Э., Витте Л. В. Строение земной коры Северного полушария, с. 36-43; Витте Л. В. Строение земной коры Алданского щита, с. 43-51; Шарловская Л. А. Строение земной коры и металлогенетическая зональность прогибов Алтае-Саянской складчатой области, с. 51-58; Поспелова Г. А., Гнибиденко Э. Н., Ларионова Г. Я., Семаков Н. Н. Палеомагнитные исследования осадочных формаций мезозоя и кайнозоя, с. 58-69; Лучков А. Д., Соколова Л. С., Казанцев С. А., Соловьева З. А., Хайковский Э. С. Геотермические исследования в Сибири, с. 69-79; Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., Юдин В. С. Современные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне, с. 79-88; Есиков Н. П., Кесельман С. И. Изучение деформаций земной коры некоторых сейсмоактивных районов, с. 88-98; Храненко В. Н., Ларионов В. А. Исследование аномалий вековой вариации геомагнитного поля, с. 98-105; Ладынин А. В. Изучение вековых вариаций силы тяжести в Байкальской рифтовой зоне, с. 105-110; Саргчева Ю. К., Ладынин А. В. Исследование приливных вариаций силы тяжести, с. 110-116; Табаровский Л. А., Морозова Г. М., Соколов В. П., Кривошугин В. С. Математическое моделирование электромагнитных полей в задачах геоэлектрики, с. 116-123; Морозова Г. М., Соколов В. П., Кривошугин В. С., Эпов М. И., Дашевский Ю. А. Структурная и рудная электроразведка, с. 123-145; Антонов Ю. Н., Табаровский Л. А., Соколов В. П., Манштейн А. К., Кмаев С. С., Эпов М. И. Индуктивные методы электрометрии в скважинах, с. 145-158; Фотиади Э. Э. Основные направления дальнейших исследований, с. 158-161.

III.2. Методика и результаты глубинных электромагнитных зондирований в зоне трассы БАМ / Морозова Г. М., Манштейн А. К., Шам И. П., Зыкова Н. Ф., Лоспеев А. В. — Геол. и геофиз., 1981. (В печати).

II3. Морозова Г.М. Метод зондирования становлением поля в ближней зоне в глубинных исследованиях.- В кн.: Теория и опыт применения электромагнитных полей в разведочной геофизике. Новосибирск, 1978, с.26-39.

II4. Морозова Г.М. Об одном способе повышения глубинности исследования среды.- В кн.: У Всесоюзная школа-семинар по электромагнитным зондированиям. Киев, 1978, с.168-179.

II5. Морозова Г.М., Табаровский Л.А. Нестационарное электромагнитное поле погруженных дипольных источников в проводящем полупространстве.- В кн.: Теория и опыт применения электромагнитных полей в разведочной геофизике. Новосибирск, 1978, с.54-66.

II6. Некоторые особенности развития современных деформаций приповерхностной части земной коры /Фотиади Э.Э., Есиков Н.П., Острошко П.А., Кесельман С.И.- В кн.: Тезисы докл. на УП Всесоюзном совещании по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах. М., 1977, с.101-103.

II7. Некоторые особенности развития современных деформаций приповерхностной части земной коры /Фотиади Э.Э., Есиков Н.П., Острошко П.А., Кесельман С.И.- В кн.: Современные движения земной коры. Теория. Методы. Прогноз. М., 1980, с.114-119.

II8. Опорные магнитобиостратиграфические разрезы антропогенных отложений Закарпатья / Адаменко О.М., Поспелова Г.А., Гладиллин В.Н., Гнибиденко З.Н. и др.- Изв. АН СССР. Сер.геол.,1981. (3 печати).

II9. Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Отв.ред. Э.Э.Фотиади.- Новосибирск, 1976.- 142 с.

В содержании: Фотиади Э.Э. От редактора, с.3-4; Ларионова Г.Я. Магнитостратиграфический разрез юрских и нижнемеловых отложений Среднего Приобья, с.5-26; Поспелова Г.А. Палеомагнитная шкала юрско-раннемелового времени, с.27-46; Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Тектонические движения в области сочленения Сибирской платформы и Западного Приверхоянья в свете палеомагнитных данных, с.47-57; Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Магнитостратиграфический разрез верхнеплиоценовых отложений Прибайкалья, с.58-74; Гнибиденко З.Н., Ермаева М.А., Поспелова Г.А. Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя Западного Забайкалья, с.75-95; Куликова Л.С., Поспелова Г.А. Вековые вариации геомагнитного поля в позднем плейстоцене по ал-

лювиальным отложениям р.Оби, с.96-112; Семаков Н.Н. Палеомагнитное изучение южной части Охотского моря, с.113-128; Поспелова Г.А. Тонкая временная структура геомагнитного поля в позднем кайнозое, с.129-142.

120. Позднеплейстоценовые климатические колебания в Закарпатье по данным изучения разреза палеолитической стоянки Берегово I / Адаменко О.М., Гладылин В.Н., Гнибиденко З.Н., Гродецкая Г.Д., Поспелова Г.А.- Изв. АН СССР. Сер.географ., 1981. (В печати).

121. Поспелова Г.А. К вопросу о специфике тонкой структуры геомагнитного поля в эпохи Матуяма-Брюнес.- В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч.Ш, с.77.

122. Поспелова Г.А. Андreesку И. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования некоторых плиоцен-четвертичных пород Румынии.- Roum. géol. géophys. et géogr. Ser. géol., 1977, v.21, p.155-167.

123. Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм отложений верхнего кайнозоя юга Западной и Восточной Сибири.- В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири.- Новосибирск, 1977, с.137-144.

124. Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Опорный магнитобиостратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений юга Западной Сибири.- Изв. АН СССР. Сер.геол., 1976, № 9, с.19-32.

125. Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. О возрасте красноцветных галечников Закарпатья по палеомагнитным данным.- Геофизич.журн., 1981, № 6. (В печати).

126. Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Окладников А.П. О возрасте поселения Улалинка по палеомагнитным данным.- В кн.: Археологический поиск (Северная Азия). Новосибирск, 1980, с.3-10.

127. Поспелова Г.А., Ильев А.Я. Кратковременные отклонения в направлении геомагнитного поля по палеомагнитным данным "новейших" отложений Охотского моря.- В кн.: Геология дна Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, вып.46, с.123-129.

128. Поспелова Г.А., Казанский А.Ю., Ларионова Г.Я. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования миоценовых отложений

Зайсанской впадины.- В кн.: Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозоя. Киев, Наукова думка, 1981. (В печати).

129. Поспелова Г.А., Куликова Л.С., Матасова Г.Т. Геомагнитные вариации, зафиксированные в позднеголоценовых отложениях р.Берди.- В кн.: Проблемы изучения палеомагнитных вариаций. Владивосток, 1979, с.82-98.

130. Поспелова Г.А., Ларионова Г.Я. Режим инверсии геомагнитного поля в юрское - раннемеловое время.- В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч.Ш, с.77.

131. Приливные вариации силы тяжести в СССР / Парийский Н.Н., Барсенков С.Н., Волков В.А., Гриднев Д.Г., Кузнецов М.В., Кузнецова Л.В., Перцев Б.П., Сарычева Ю.К., Варга П., Шимон Э.- В кн.: Изучение земных приливов. М., 1980, с.65-84.

132. Прогноз месторождений нефти и газа / Конторович А.Э., Фотиади Э.Э., Демян Р.И., Леонтович В.Б., Растегин Л.А.- М.: Недра, 1981.- 350 с.

133. Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Дучков А.Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатки - Новосибирск: Наука, 1977.- 126 с.

134. Разработка палеомагнитной шкалы фанерозоя и верхнего протерозоя СССР в связи с проблемами тектоники. Л., 1980, т.1.

Из содержания: Гл.Х. Поспелова Г.А., Гнибиденко Э.Н., Казанский А.Ю. Региональные магнитостратиграфические разрезы миоценовых и плиоцен-четвертичных отложений, с.245-267; Гл.ХI. Поспелова Г.А., Куликова Л.С. Тонкая пространственно-временная структура геомагнитного поля в четвертичный период по палеомагнитным исследованиям континентальных отложений, с.268-281.

135. Региональные геофизические исследования строения земной коры Сибири / Фотиади Э.Э., Сурков В.С., Гришин М.П., Жеро О.Г. - Геол. и геофиз., 1978, № 1, с.90-96.

136. Сарычева Ю.К., Брагина Т.М., Ладынин А.В. Дисперсия фаз приливных деформаций Земли. - Геол. и геофиз., 1976, № 12, с.112-118.

137. Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. Первые результаты наблюдений по программе транссибирского земно-приливного профиля гравиметром GS-12 № 186.- В кн.: Метрология и гравиметрия. Харьков, 1980, с.79-81.

138. Семаков Н.Н. Некоторые результаты палеомагнитного изучения 50 колонок Южного Охотоморья. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч. III, с. 87.

139. Сидоров А.М. Тепловые свойства пород и пороодообразующих минералов при высоких температурах. — Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 51–59.

140. Сидоров А.М. Эффективная теплопроводность пористых горных пород. — Геол. и геофиз., 1979, № 10, с. 87–94.

141. Сидоров А.М., Дучков А.Д., Тимофеев В.В. Тепловые свойства расплавов горных пород. — Геол. и геофиз., 1979, № 8, с. 114–119.

142. Сидоров А.М., Соколова Л.С., Тимофеев В.В. Влияние процессов плавления на теплопроводность горных пород. — В кн.: Методика и результаты геотермических исследований. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 57–72.

143. Сидоров А.М. Роль микротрещин в процессе теплопереноса в горных породах. — Там же, с. 73–83.

144. Современные вертикальные движения, изостазия и плотностная неоднородность литосферы Южной Сибири / Фотиади Э.Э., Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Ладный А.В., Тычков С.А. — В кн.: Тезисы докл. на УП Всесоюз. совещании по изучению современных движений земной коры на геодинамических полигонах. М., 1977, с. 103–104.

145. Современные деформации приповерхностной части земной коры Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий / Фотиади Э.Э., Есиков Н.П., Кесельман С.И., Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. — Там же, с. 100–101.

146. Современные вертикальные движения, изостазия и плотностная неоднородность литосферы Южной Сибири / Фотиади Э.Э., Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Ладный А.В., Тычков С.А. — В кн.: Современные движения земной коры. Теория. Методы. Прогноз. М., 1980, с. 45–51.

147. Современные деформации приповерхностной части земной коры Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий / Фотиади Э.Э., Есиков Н.П., Колмогоров В.Г., Кесельман С.И., Колмогорова П.П. — В кн.: Современные движения земной коры. Теория. Методы. Прогноз. М., 1980, с. 119–125.

148. Современные деформации приповерхностной части земной

коры в Южной части Центрально-Сахалинского разлома / Василенко Н.Ф., Есиков Н.П., Кесельман С.И., Семакин В.П. - Геол. и геофиз., 1981, № 9. (В печати).

149. Соколов Л.С. Расчет температуры земной коры на примере областей юга Сибири. - Rev. Roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géophys. 1978, v.22, p.99-105.

150. Соколова Л.С. Об интерпретации байкальской аномалии теплового потока. - В кн.: Методика и результаты геотермических исследований. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979, с.16-31.

151. Соколов В.П., Табаровский Л.А., Рабинович Б.И. Преобразование переходных характеристик для импульсов сложной формы. - В кн.: Теория и опыт применения электромагнитных полей в разведочной геофизике. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.81-92.

152. Сравнение двух приливорегистрирующих гравиметров "Аскания" по наблюдениям в Алма-Ате (Талгар) / Кузнецов М.В., Кузнецова Л.В., Сарычева Ю.К., Парийский Н.Н., Шибяев Ю.Ф. - В кн.: Изучение земных приливов. М., 1980, с.85-95.

153. Табаровский Л.А. Свойства потенциала простого плоского слоя в анизотропной среде. - Геол. и геофиз., 1977, № 4, с. 84-92.

154. Табаровский Л.А. Интегральные уравнения в анизотропных средах. - Геол. и геофиз., 1977, № 5, с.81-88.

155. Табаровский Л.А. Физические основы геометрической фокусировки в индукционном каротаже поперечными диполями. - Геол. и геофиз., 1980, № 1, с.138-147.

156. Табаровский Л.А., Белоглазов К.С. Применение сплайн-интерполяции при построении разностных схем. - В кн.: Теория и опыт применения электромагнитных полей в разведочной геофизике. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.74-81.

157. Табаровский Л.А., Гольдман М.М. Применение разностных методов для решения нестационарных задач электроразведки и некоторые вопросы глубинных зондирований становлением поля. - Новосибирск, 1978. - 36 с. (Препринт ИГиГ СО АН СССР).

158. Табаровский Л.А., Гольдман М.М., Белоглазов К.С. Метод дробных шагов-интегральных уравнений при решении нестационарных задач дифракции. - В кн.: Теория и опыт применения электромагнитных полей в разведочной геофизике. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.55-73.

159. Табаровский Л.А., Дашевский Ю.А. Решение задачи бокового каротажного зондирования в наклонных скважинах методом интегральных уравнений.- Геол. и геофиз., 1976, № 7, с.80-89.

160. Табаровский Л.А., Дашевский Ю.А. Поведение плотности электрического заряда в окрестности угловых точек (двухмерная задача).- Геол. и геофиз., 1977, № 10, с.123-127.

161. Табаровский Л.А., Дашевский Ю.А. Авторское свидетельство № 693314 (СССР). Способ диэлектрического каротажа.- Бюлл. изобретений, 1979, № 39.

162. Табаровский Л.А., Дашевский Ю.А. Магнитоэлектрический каротаж.- Геол. и геофиз., 1979, № 4, с.94-105.

163. Табаровский Л.А., Дашевский Ю.А. Изучение изотропных и анизотропных пластов методом магнитоэлектрического каротажа.- Геол. и геофиз., 1979, № 5, с.93-103.

164. Табаровский Л.А., Каганский А.М., Эпов М.И. Электромагнитное поле гармонического источника в анизотропной цилиндрическо-слоистой среде.- Геол. и геофиз., 1976, № 3, с.94-99.

165. Табаровский Л.А., Кривоулицкий В.С. Решение задач становлением электромагнитного поля в осесимметрических моделях методом сеток.- Геол. и геофиз., 1978, № 7, с.64-72.

166. Табаровский Л.А., Морозова Г.М. Нестационарное электромагнитное поле дипольных источников в проводящем полупространстве.- В кн.: Теория и опыт применения электромагнитных полей в разведочной геофизике. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.55-73.

167. Табаровский Л.А., Морозова Г.М. Расчет поля произвольного дипольного источника в многослойной проводящей среде с плоско-параллельными границами.- В кн.: Прикладная геофизика, М., Недра, 1981, вып. № 99. (В печати).

168. Табаровский Л.А., Панич И.М. Сингулярные интегро-дифференциальные уравнения в задачах диэлектрического каротажа.- Геол. и геофиз., 1978, № 2, с.98-108.

169. Табаровский Л.А., Панич И.М. Входной импеданс цилиндрического зонда в слоистой среде (задача диэлектрического каротажа).- Геол. и геофиз., 1978, № 12, с.149-154.

170. Табаровский Л.А., Эпов М.И. Электромагнитные поля гармонических источников в слоистых анизотропных средах.- Геол. и геофиз., 1977, № 1, с.101-109.

171. Табаровский Л.А., Эпов М.И. Радиальные характеристики индукционных фокусирующих зондов с поперечными датчиками в анизотропной среде.— Геол. и геофиз., 1979, № 7, с.96-110.

172. Табаровский Л.А., Эпов М.И., Каганский А.М. Фокусирующие зонды индукционного каротажа в анизотропных средах.— Геол. и геофиз., 1977, № 9, с.105-113.

173. Тепловой поток в пределах озера Байкал /Дучков А.Д., Казанцев С.А., Голубев В.А., Лысак С.В., Хайковский Э.С.— Геол. и геофиз., 1976, № 4, с.112-121.

174. Тепловой поток западной части Алтае-Саянской области. / Дучков А.Д., Соколова Л.С., Соловьева Э.А., Хайковский Э.С. — Геол. и геофиз., 1978, № 4, с.96-100.

175. Теплопроводность и влажность донных отложений озера Байкал / Голубев В.А., Голдырев Г.С., Дучков А.Д., Лысак С.В., Казанцев С.А.— Геол. и геофиз., 1977, № 8, с.103-108.

176. Тимофеев В.В. Методы исследования тепловых расплавов горных пород.— В кн.: Методика и результаты геотермических исследований. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1979, с.48-57.

177. Тимофеев В.Ю. Комплексирование абсолютных и относительных измерений приливных вариаций силы тяжести.— Геол. и геофиз., 1979, № 11, с.108-113.

178. Тычков С.А. Оценка скорости изостатического регулирования в одной модели литосферы.— Геол. и геофиз., 1978, № 4, с.101-108.

179. Тычков С.А. Влияние различия вязкости литосферы и астеносферы на процессы изостатического регулирования.— Геол. и геофиз., 1978, № 6, с.86-91.

180. Тычков С.А. Конвекция в мантии, изостазия и рельеф поверхности платформенных областей.— Геол. и геофиз., 1979, № 12, с.3-13.

181. Тычков С.А. К вопросу о тепловой конвекции в верхней мантии.— Геол. и геофиз., 1981, № 3. (В печати).

182. Фотиади Э.Э. Развитие геологических наук, разведочного дела, образования в Сибири и на Дальнем Востоке после Великой Октябрьской социалистической революции.— Геол. и геофиз., 1977, № 11, с.3-30.

183. Фотиади Э.Э. Состояние, результаты и перспективы ис-

следований современных движений земной коры на Байкальском геодинамическом полигоне.— В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск, Наука, 1978, с.8—13.

184. Фотиади Э.Э. О связи глобального гравитационного поля по спутниковым данным с элементами структуры материков и дна океанов.— Геол. и геофиз., 1980, № 10, с.3—13.

185. Фотиади Э.Э., Антонов Ю.Н., Ладинин А.В. Комплексные геофизические исследования земной коры методами потенциальных полей.— "За науку в Сибири", 1978, 9 февр.

186. Фотиади Э.Э., Есиков Н.П. Новый подход к использованию геодезических данных о современных движениях земной поверхности.— Геол. и геофиз., 1979, № 3, с.3—12.

187. Фотиади Э.Э., Есиков Н.П., Остропики П.А. О связи современных изгибных деформаций и наклонов земной поверхности с некоторыми показателями сейсмичности.— В кн.: Современные движения земной коры. Алма-Ата, 1981. (В печати).

188. Фотиади Э.Э., Ладинин А.В., Тычков С.А. О влиянии неоднородностей астеносферы на конвекцию в мантии и изостазию литосферы.— Докл. АН СССР, 1978, т.240, № 5, с.1070—1074.

189. Хисамутидинов А.И., Табаровский Л.А. Пример монтекарловских вычислений в задачах электроразведки.— В кн.: Вычислительные проблемы математических задач геофизики. Новосибирск, 1977, с.106—113.

190. Шарловская Л.А. Опыт выделения металлогенических провинций в Алтае-Саянской складчатой области по результатам интерпретации магнитных аномалий.— Геол. и геофиз., 1976, № 3, с.123—127.

191. Шарловская Л.А. Строение земной коры и металлогения северной части Алтае-Саянской складчатой области (по геофизическим данным).— Автореф. дис. на соиск.учен. степ. канд.-геол.-минерал.наук. Новосибирск, 1978.— 18 с.

192. Электромагнитные методы исследования скважин. Отв.ред. Ю.Н.Антонов.— Новосибирск: Наука, 1979.— 247 с.

Из содержания: Антонов Ю.Н. К обоснованию высокочастотного индукционного каротажа для изучения неоднородных пластов-коллекторов, с.3—34; Антонов Ю.Н., Соколов В.П., Табаровский Л.А. Обобщение теории геометрического фактора, с.34—52; Антонов Ю.Н., Кривошукций В.С. Разностные характеристики электромагнитного по-

ля вертикального магнитного диполя в пластах ограниченной мощности, с.52-59; Антонов Ю.Н., Бурков В.Г. К теории высокочастотного электромагнитного каротажа скважин с радиально-неоднородной прискважинной зоной, с.59-67; Табаровский Л.А., Эпов М.И. Геометрическая и частотная фокусировка при изучении анизотропных пластов, с.67-129; Эпов М.И. Электромагнитное поле горизонтального магнитного диполя в горизонтально-слоистой анизотропной среде с двумя плоскими границами, с.129-141; Табаровский Л.А., Дашевский Ю.А. Теория магнитоэлектрического каротажа, с.141-190; Дашевский Ю.А. Электромагнитное поле горизонтального электрического диполя постоянного тока в трехслойной цилиндрически-слоистой среде, с.190-201; Антонов Ю.Н., Жмаев С.С., Соколов В.П. Двухчастотный индукционный каротаж, с.201-209; Жмаев С.С., Соколов В.П. О возможностях трехчастотного индукционного каротажа, с.209-216; Табаровский Л.А., Дашевский Ю.А. Боковое каротажное зондирование в наклонных скважинах, с.216-225; Табаровский Л.А. Электромагнитные поля поперечно-электрического и поперечно-магнитного типа в многослойных средах, с.225-233.

193. A note concerning regional variations in the gravity factor δ / Pariisky N.N., Pertsev B.P., Saricheva J.C., Dichco J.A., Corba V.G., Ivanova M.B.- In: Proceeding of the 7-th International symp.on Earth Tides. Budapest, 1976, p.571-576.

194. Earth core by geomagnetic data. Editorchef. G.N.Petrova. Between authors: G.A.Pospelova, L.S.Kulikova. Prague, 1980, 1.

195. Kolmogorov V.G., Kolmogorova P.P. Some results from Studing recent crustalmovements in the Baikal rift zone.- Tectonophysics, 1978, v.45, n.1, p.101-105.

196. Pospelova G.A. Excursions of the geomagnetic field during Brunhes epoch.- In: Aktuelle probleme der geomagnetischen forschung.- Zentralinstitut für Physik der Erde AWDDR, 1981. (In print).

197. Saricheva J.C. Les résultats de l'analyse des variations de marées de la foree de pesanteur à Novosibirsk.- In:Proceedings of the 7-th International symp. on Earth Tides. Budapest, 1976, p.755-762.

198. Sokolova L.S., Duchkov A.D. Crustal thermal models

for South Siberia.- *Studia geophys. et geod.*, 1978, v.22, p.200-207.

199. Tidal variations of gravity in the USSR / Pariisky N.N., Barsenkov S.N., Volkov V.A., Gridnev D.G., Kusnetsovs M.V. and L.V., Pertsev B.P., Saricheva J.C., Varga P.- In: *Proceedings of the 8-th International symp. on Earth Tides, Bonn. 1977*, p.561-579.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Раздел I. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРИ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	
Захарова Т.Л. Совместный анализ гравитационных и магнитных аномалий при решении региональных геофизических задач	8
Василювский А.Н. Методика моделирования региональных геологических структур по гравитационным и магнитным аномалиям	12
Фотиади Э.Э. О связи глобального гравитационного поля по спутниковым данным с элементами структуры материков и дна океанов	18
Витте Л.В. Проблемы строения и эволюции континентальной земной коры	21
Шарловская Л.А. Особенности состава земной коры и металлогения южного обрамления Сибирской платформы	24
Тычков С.А. Конвективные потоки в верхней мантии и их проявление в тектонике платформенных областей	30
Захарова Т.Л., Ладынин А.В., Тычков С.А. Изостазия и некоторые аспекты динамики литосферы Сибири	35
Раздел II. СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВАРИАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ	
Есиков Н.П. Современные деформации земной поверхности по данным геодезических измерений	39
Кесельман С.И. Методика установления и анализ деформационных структур рельефа земной поверхности	44
Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Лапин П.С. Особенности проявления современных вертикальных движений земной коры Сибири	48
Ладынин А.В. Исследования вековых вариаций силы тяжести в Байкальской рифтовой зоне	57
Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. Исследование приливных вариаций силы тяжести в Сибири	64

Ларионов В.А., Дядьков П.Г. Исследование тектономагнитного эффекта в зоне Байкальского рифта	70
----------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Раздел III. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поспелова Г.А., Гнибиденко Э.Н., Куликова Л.С., Казанский А.Ю. Проблемы палеомагнитной стратиграфии осадочных толщ кайнозоя и тонкая структура геомагнитного поля в четвертичный период	78
Дучков А.Д., Соколова Л.С., Казанцев С.А., Сидоров А.М. Результаты геотермических исследований в Южной Сибири	90

Раздел IV. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Табаровский Л.А., Соколов В.П., Кривоуцкий В.С. Математическое моделирование электромагнитных полей в горизонтально-неоднородных средах	106
Морозова Г.М., Манштейн А.К., Неведрова Н.Н. Глубинные зондирования становлением электромагнитного поля в ближней зоне	113
Антонов Ю.Н., Жмаев С.С. Каротажное электромагнитное зондирование (КЭМЗ)	121
Дашевский Ю.А., Эпов М.И. Исследование изотропных и анизотропных пластов на постоянном и переменном токе...	131
Л и т е р а т у р а	138

Ответственный редактор
 член-корреспондент АН СССР Э.Э. Фотиади

Утверждено к печати
 Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 19.VIII.1981г. МН 03381.
 Бумага 60x84/16. Печ.л. 10,0 +1вкл. Уч.-изд.л. 9,3.
 Тираж 500. Заказ 243. Цена 65 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
 Новосибирск, 90. Ротапринт.