

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ  
СЕВЕРО-ЗАПАДА  
ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ  
СЕВЕРО-ЗАПАДА  
ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Владивосток  
1976



2469

Сборник посвящен описанию естественных геофизических полей северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса и их геологической трактовке. Приводятся новые данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии, обсуждаются вопросы взаимосвязи различных полей, описываются новые методы их количественной интерпретации. В ряде статей дается характеристика новой аппаратуры для измерения геофизических полей.

Отв. редакторы: *М. Л. Красный, Ю. А. Павлов*

Издано по решению Редакционно-издательского совета Дальневосточного научного центра АН СССР

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА  
ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Редактор **Г. Бугенина**, техн. редактор **Е. Притунова**,  
корректор **В. Краснова**

ВД 10060. Сдано в набор 13/VI 1976 г. Подписано к печати 22/XII 1976 г.  
Формат 60×90/16. Усл. печ. л. 9. Уч.-изд. л. 10,05. Тираж 500 экз.  
Бумага тип. № 1. Цена 71 коп. Заказ 2298.

---

Редакционно-издательский отдел Дальневосточного научного центра  
Академии наук СССР  
Владивосток, ул. Ленинская, 50

---

Полиграфический комбинат Управления издательств, полиграфии и книжной  
торговли Приморского крайисполкома  
Владивосток, Океанский пр., 69

# ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА С ТИХИМ ОКЕАНОМ

Ю. А. Павлов, Л. М. Лютая

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

Изучение строения зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном представляет исключительный интерес при решении кардинальных вопросов геологии, так как она расположена в секторе кайнозойской складчатости, характеризуется интенсивным вулканизмом, сейсмичностью и принадлежит к областям высокой современной тектонической активности. В ее пределах сочленяются блоки земной коры совершенно различного строения. Исследование этого региона важно также в связи со всеувеличивающимся значением проблемы поисков полезных ископаемых и, в первую очередь, месторождений нефти и газа в шельфовых зонах дальневосточных морей.

К настоящему времени почти вся рассматриваемая зона, включающая Берингово, Охотское, Японское и Восточно-Китайское моря с прилегающими участками суши и Тихого океана, заснята гравиметрическими съемками тех или иных масштабов. На основе этих данных авторами предпринята попытка провести анализ структуры аномального гравитационного поля зоны, а также дать его геологическую интерпретацию.

При составлении карт, помимо данных советских ученых, использованы результаты японских и американских исследователей. Учитывая, что в настоящее время в СССР используется нормальная формула Гельмерта (1901—1909 гг.), а в США и Японии — Международная формула Кассиниса (1930 г.) и расхождение величин аномалий силы тяжести в зоне, определенных по разным формулам, достигает 8—18 мгл, мы пересчитали советские данные по Международной формуле, американские и японские — по формуле Гельмерта. Сводные гравиметрические карты по формуле Кассиниса как более современной мы использовали для геологической интерпретации, по формуле Гельмерта — для сопоставлений с гравиметрическими картами территории СССР, выходящей за пределы региона.

В истории гравиметрических исследований этой северо-западной части Тихого океана и прилегающих участков суши прослежи-

ваются два этапа. Первый этап включает определение силы тяжести с помощью сконструированного маятникового прибора Венинг-Мейнеса на море до Второй мировой войны. На суше измерения производились в пунктах, приуроченных в основном к обсерваториям и крупным городам. До конца Второй мировой войны исследования вели только японские и советские геофизики. Первые измерения выполнены Матуямой в 1931—1932 гг. Всего за первый этап японскими геофизиками на подводных лодках с маятниковым прибором Венинг-Мейнеса обследовано около 200 морских пунктов в прилегающей к Японии части Тихого океана. Ошибка определений  $\pm 10$  мгл (Томоде е. а., 1968; Гайнанов, Павлов и др., 1974).

В 1937 г. Л. В. Сорокин на подводной лодке с маятниковым прибором определил значения силы тяжести в 170 пунктах в Охотском море и приматериковой части Японского моря; ошибка  $\pm 10$  мгл (Строев, 1969). На акватории дальневосточных морей эти измерения были единственными до 50-х, в Японском море — до 60-х гг.

Второй этап исследований гравитационного поля в рассматриваемом районе начался после Второй мировой войны. В связи с широким внедрением гравиметров начались планомерные съемки на суше.

С 50-х гг. (1948) интенсивно ведутся гравиметрические съемки по всей территории Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. В 1949 г. началась планомерная съемка Японских островов. К этому же году относятся первые измерения силы тяжести на Аляске.

Сведения о гравиметрической изученности Тайваня, Кореи и Китая ограничены лишь общей характеристикой гравитационного поля этих территорий (Woollard, Strange, 1962).

Первые советские исследования после измерений Л. В. Сорокина в 1937 г. были выполнены во время экспедиций научно-исследовательского судна «Витязь» в 1951—1954 гг. Эти работы выявили ряд основных особенностей гравитационного поля Охотского моря и прилегающей части Тихого океана, а также дали представление о характере аномалий в Беринговом море (Гайнанов, 1955). Особенно активизировались советские морские определения силы тяжести в период Международного геофизического года (1957—1958 гг.) и в последующее время. Измерения выполнялись на подводных лодках маятниковыми приборами и опытными образцами морских гравиметров. В результате этих работ были изучены основные черты гравитационного поля Японского и Охотского морей и западной части Берингова моря, а также прилегающей части Тихого океана (Веселов и др., 1961; Гладун и др., 1963; Строев, Гайнанов, 1969; Строев, Павлов и др., 1972; Гайнанов, Павлов и др., 1974). С 1967 г. начались советские исследования на надводных судах с набортными гравиметрами (Баграмянц и др., 1972; Строев, Павлов и

др., 1972; Строев, Пантелеев, 1970; Павлов, Сычев, 1975). С 1970 г. сотрудники СахКНИИ и ИФЗ приступили к планомерным площадным средне- и мелкомасштабным съемкам в Татарском проливе и Охотском море. К настоящему времени практически вся территория Дальнего Востока и Северо-Востока СССР покрыта мелко- и среднемасштабными съемками.

В Японии после Второй мировой войны морские гравиметрические исследования с маятниковыми приборами были прекращены «из-за отсутствия подводных лодок» (Tomoda *et al.*, 1968, с. 10). В конце 50-х гг. с помощью струнного набортного гравиметра (создан в Океанологическом институте Токийского университета) были выполнены измерения на приапонской части Тихого океана и в Японском море, а также на единичных профилях в северной части Тихого океана, в Охотском, Восточно-Китайском и Филиппинском морях (Tomoda *et al.*, 1968). В 1970 г. построена карта для всей страны в масштабе 1:2 000 000 с сечением изоаномал через 10 мгл (Geograph. Surv. Inst., 1970).

Американские исследователи (Worzel, 1965) проводили измерения силы тяжести с маятниковыми приборами на подводных лодках до 1958 г. (ежегодно). Большая часть измерений приурочена к восточной части Берингова моря, северо-западной части Тихого океана и Восточно-Китайскому морю. Единичные измерения были выполнены в Желтом море.

С 1961 г. после широкого внедрения бортовых гравиметров измерения проводились на акватории Алеутского глубоководного желоба и прилегающей части Тихого океана, а также в Беринговом море (в районе подводных хребтов Бауэрса и Ширшова). В настоящее время завершается подготовка карты с сечением через 10 мгл (Peter, 1966; Malahoff, Erickson, 1969; Kienly, 1971). Измерения силы тяжести, выполненные на акваториях морей, характеризуются среднеквадратичными ошибками  $\pm 3 \div \pm 5$  мгл, в районах глубоководных желобов и островных дуг —  $\pm 7 \div 10$  мгл. Средняя квадратичная ошибка определения аномалий Буге составляет соответственно  $\pm 5 \div 10$  мгл и  $\pm 10 \div 20$  мгл. Гравиметрические измерения с бортовыми гравиметрами дают ошибки  $\pm 3 \div 4$  мгл (Гайнанов и др., 1974).

Таким образом, большая часть рассматриваемой акватории достаточно равномерно изучена.

Практически неизученными остаются акватории Желтого и Филиппинского морей и части Тихого океана восточнее Японского глубоководного желоба. Необходимо в ближайшие годы провести здесь съемку по отдельным маршрутам, чтобы выявить хотя бы самые общие закономерности распределения гравитационных аномалий. На остальных акваториях зоны разрозненные маршрутные съемки на современном этапе нецелесообразны, так как они не могут внести существенные коррективы в гравитационные карты. Необходимо переходить к планомер-

ным площадным гравиметрическим исследованиям в масштабе 1 : 1 000 000 на море и 1 : 500 000 и 1 : 200 000 на шельфе. Однако и имеющиеся гравиметрические данные позволяют провести геологическую интерпретацию исследуемой зоны.

Характерной особенностью зоны является преобладание положительных аномалий в свободном воздухе со средней интенсивностью (в первые десятки миллигал), лишь для островных дуг отмечены максимумы, а для глубоководных желобов протяженные интенсивные минимумы (с амплитудой нескольких сотен миллигал; рис. 1).

Примечательно, что в зонах сочленения желобов, как правило, наблюдаются интенсивные минимумы, лежащие на продолжении более южного желоба. Эти минимумы достигают протяженности в несколько сотен километров и пересекают зачастую довольно разнородные структуры. Так, при пересечении Курило-Камчатского и Алеутского желобов подобная аномалия прослеживается вдоль восточного побережья Камчатки; при пересечении Курильского и Японского желобов аномалия, лежащая на продолжении Японского желоба, пересекает Хоккайдо и прослеживается далее в Татарском проливе у побережья Сахалина; минимум, отходящий от зоны сочленения при пересечении Идзу-Бонинского и Японского желобов, оказывается приуроченным к зоне Фосса-Магна, разделяющей северо-восточную и юго-западную Японию; наконец, в зоне сочленения желобов Кюсю и Нансей минимум прослеживается по о-вам Кюсю и Сикоку до южной части Хонсю. Поскольку в районах таких минимумов не наблюдается отчетливых прогибов, выраженных в рельефе, некоторые исследователи полагают, что они обусловлены захороненными прогибами или палеожелобами (Гайнанов и др., 1970; Tomoda e. a., 1968; Павлов, Семакин, 1973; Гайнанов и др., 1974; Павлов, Парфенов, 1974).

Наименее интенсивные ( $\pm 10 \div \pm 20$  мгл) и слабодифференцированные аномалии установлены в Тихом океане, сравнительно небольшими интенсивностями аномалий (до первых десятков миллигал) и относительно слабой их дифференцированностью характеризуется и большинство глубоководных котловин окраинных морей. Исключение составляют котловины Окинава и Бауэрса, где аномалии возрастают до 80 мгл (Павлов, Сычев, 1975), понижаются до  $-20$  мгл соответственно (Kienly, 1971; Павлов, Строев, 1975).

Крупные подводные возвышенности (Ямато, Бауэрса, Ширшова) отличаются относительно повышенными аномалиями в свободном воздухе (80—140 мгл; Kienly, 1971; Строев, Павлов, 1975), причем к максимуму возвышенности Бауэрса с его внешней изогнутой стороны приурочен смежный минимум, сопоставимый по интенсивности ( $-100$  мгл) с минимумами районов глубоководных желобов.

В пределах шельфов гравитационные аномалии имеют пре-

имущественно положительный знак при интенсивности до первых десятков миллигал. Форма их в большинстве случаев неопределенная, часто округлая; простираение разнообразное. Размеры аномалий изменяются от 50—100×100—150 км до 150×400—500 км при градиентах, не превышающих 0,2—0,5 мгл/км. На окраинах шельфов, в районах склонов глубоководных котловин, часто наблюдается понижение аномалий до отрицательных значений в первые десятки миллигал.

Интенсивные и резко дифференцированные аномалии устанавливаются в областях кайнозойского тектогенеза — на Камчатке, Сахалине и в Японии.

На Камчатке поле отчетливо подразделяется на Западную, Центральную и Восточную зоны. В Западной зоне, расположенной между Охотоморским побережьем и Срединным хребтом, аномалии слабо дифференцированы и средние значения их не превышают первых десятков миллигал. В Центральной зоне, приуроченной к Срединному хребту, поле более дифференцировано. Выделяется большое количество локальных аномалий площадью до первых десятков квадратных километров. Большая часть этих аномалий имеет изометричную или слабовытянутую форму при различной ориентировке длинных осей. Средняя интенсивность поля возрастает до нескольких десятков миллигал, а отдельные аномалии превышают сотню миллигал. Восточная зона, расположенная между Тихоокеанским побережьем и Срединным хребтом, характеризуется наиболее дифференцированными аномалиями. Отдельные аномалии в этой зоне по интенсивности достигают нескольких сотен миллигал. Особенно резко выделяются аномалии, приуроченные к вулканам и Кроноцкому полуострову. Между Центральной и Восточной зонами проходит узкая (30—60 км) полоса пониженных аномалий, значения которых не превышают единиц — первых десятков миллигал. Эта полоса приурочена к Центральной Камчатской впадине. Простираение аномалий в региональном плане соответствует преимущественно простираению основных форм рельефа, располагающихся вдоль полуострова.

На Сахалине наиболее интенсивные аномалии в свободном воздухе, достигающие нескольких десятков миллигал, приурочены преимущественно к горным хребтам и образуют линейные зоны максимумов. Наиболее повышенное поле наблюдается в горных районах Южного и Центрального Сахалина, а также на п-ове Шмидта. На Северном Сахалине и в межгорных долинах аномалии понижаются до первых десятков миллигал и местами до нулевых значений.

Для Японии в целом характерно повышенное поле аномалий средней интенсивностью 60—80 мгл. При этом наблюдается отчетливое различие аномального поля в северо-восточной и юго-западной Японии. Северо-восточная часть характеризуется простирающимися в меридиональном направлении значитель-

ными зонами положительных и отрицательных аномалий, которые зачастую прослеживаются и на шельфовых участках. Максимальные аномалии в этой части Японии приурочены к Тихоокеанскому побережью, где они достигают 140—180 мгл. В юго-западной Японии также преобладают положительные аномалии, но меньшей интенсивности (в среднем 40—60 мгл, редко до 80—100 мгл); при этом они простираются преимущественно в широтном направлении, вдоль морского побережья. В зоне Фосса-Магна, разделяющей северо-восточную и юго-западную часть Японии, выделяется наиболее дифференцированное поле с узкими линейными аномалиями интенсивностью  $-20 \div +100$  мгл, с градиентами до 5 мгл/км и более.

В Приморье аномалии в свободном воздухе характеризуются в основном положительными значениями и имеют форму, близкую к изометричной, или несколько вытянуты преимущественно в северо-восточном направлении. Наименее интенсивное и сравнительно спокойное поле наблюдается на западе Приморья. В районе Ханкайского срединного массива интенсивность аномалий варьирует в пределах первых десятков миллигал, резко возрастая только в Хасанской подзоне, расположенной в крайнем юго-западном углу этого аномального поля. В восточной части Приморья, в пределах Центрального Сихотэ-Алинского синклинория и Прибрежного антиклинория, значения аномалий превышают сотню миллигал. При этом наиболее крупные по площади и интенсивности максимумы отмечены в южной и северной частях аномальной зоны. Эти аномалии асимметричны. Наибольшие их градиенты, достигающие 3 мгл/км, устанавливаются на западных частях, и лишь в прибрежной полосе, на северо-востоке рассматриваемого района, интенсивные градиенты приурочены и к восточным крыльям аномалий.

В северо-восточной части Азиатского континента преобладают положительные аномалии (от нескольких десятков до сотни и более миллигал). На общем положительном фоне отчетливо выделяются пять зон. Южная приурочена к Становому хребту и южной части Алданского щита. Для нее характерны положительные аномалии в несколько десятков миллигал, ориентированные преимущественно в субширотном направлении. Севернее эти аномалии сменяются интенсивными отрицательными аномалиями также субширотного простирания, тяготеющими к восточной части Приверхожанского прогиба. Затем идет зона интенсивных линейно вытянутых аномалий северо-западного простирания. В региональном плане они составляют полосы максимумов, до нескольких сотен километров в ширину и до 1000 км в длину. Аналогичные аномалии выявлены в междуречье Колымы и Анадыря и на Чукотке. Пятой зоной мы считаем преимущественно к Олойской впадине приуроченное спокойное, слабодифференцированное, близкое к нулю поле.

При сопоставлении аномалий в свободном воздухе с геологическим строением района Северо-Востока, так же как и других районов суши зоны, становится ясно, что различные геологические структуры часто не находят отчетливого отражения в аномальном поле. Так, Омогонский массив, северную окраину Олойской впадины и Анюйскую складчатую зону пересекает единая крупная полосовая аномальная зона субмеридионального простирания; северная половина Охотского массива располагается в зоне крупного регионального максимума, а южная часть приурочена к относительному минимуму. В то же время обнаруживается тесная корреляция аномалий в свободном воздухе с основными геоморфологическими элементами. Все выделенные на Северо-Востоке крупные аномальные зоны пространственно хорошо согласуются с горными сооружениями Байкальской горной страны, складчато-глыбовыми массивами и среднегорьями Верхоянской горной системы, глыбово-складчатыми среднегорьями и нагорьями Колымской горной системы и Чукотки, а также с низменными равнинами (Вилуйской, Яно-Индигирской, Индигино-Колымской).

Аномалии в редукции свободного воздуха несут, как известно, информацию как о плотностных неоднородностях земной коры, верхней мантии и более глубинных частей Земли, так и об изостатической уравновешенности топографических нагрузок (рельефа земной поверхности). Чем более нарушена изостазия, тем более гравитационное влияние аномальных компенсационных масс затушевывает аномалии, обусловленные локальными плотностными неоднородностями коры и верхней мантии, и тем отчетливее обнаруживается корреляция гравитационных аномалий с рельефом. Поэтому тесная корреляция аномалий в свободном воздухе с рельефом зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном свидетельствует прежде всего о региональной нарушенности изостазии.

Геологическая информация, которую несут аномалии в свободном воздухе, затушевана влиянием изостатически нескомпенсированного рельефа. В связи с этим представляется целесообразным подробно рассмотреть соотношение геологического строения региона с аномалиями силы тяжести в редукции Буге.

Для исследуемого района характерно увеличение интенсивности аномалий Буге от Азиатского континента к Тихому океану: от отрицательных или слабоположительных в материковой асти до интенсивно положительных (400—500 мгл) в северо-западной части океана (рис. 2) (Гайнанов и др., 1974).

Область докайнозойской складчатости в пределах суши характеризуется наиболее пониженным аномальным полем со значительным преобладанием отрицательных аномалий над положительными. В формировании локальных аномалий основную роль играют верхние части разреза земной коры. При этом, как видно, источниками относительно пониженных аномалий яв-

ляются кислые интрузивные породы, слабоуплотненные осадочные образования впадин, прогибов, платформенных чехлов и другие мезокайнозойские образования пониженной плотности. Относительно повышенные аномалии вызываются основными и ультраосновными интрузиями, а также палеозойскими и докембрийскими образованиями повышенной плотности. В то же время выраженность геологических тел в гравитационном поле определяется как их размерами, так и характером плотностных соотношений с вмещающими породами (Кулинич, 1972; Павлов, Портнягина, 1975).

Область кайнозойской складчатости характеризуется более повышенным гравитационным фоном. На значительной части этой территории преобладают положительные значения, а также интенсивная дифференцированность аномалий как вкрест, так и вдоль их простирания. Широко развиты вытянутые высокоградиентные зоны различной протяженности. Основные региональные аномалии обусловлены преимущественно поведением подошвы земной коры. Распределение локальных аномалий в значительной степени зависит от мощности кайнозойских образований. В Корякско-Камчатском и Сахалино-Хоккайдском районе существенным фактором, обуславливающим наличие крупных протяженных аномальных зон, является рельеф кровли плотных доверхнемеловых образований. В Японском районе, включающем западную часть Хоккайдо, Хонсю, Сикоку, Кюсю и более мелкие острова вокруг них, в соответствии с геологическим строением устанавливается существенное различие аномалий северо-восточной и юго-западной Японии. Северо-восточная часть характеризуется положительными аномалиями меридионального простирания интенсивностью от 20 до 180 мгл. Внутренняя зона юго-западной части Японии характеризуется преимущественно пониженными аномалиями ( $0 \div -20$  мгл), а внешняя — слабыми положительными (20—40 мгл). Северо-западное простирание обеих зон хорошо согласуется с простиранием геологических структур. В центральной части острова в районе грабена Фосса-Магна устанавливаются наиболее пониженные в Японии аномалии Буге — до  $-80$  мгл.

В пределах Тайваня выделяется единая региональная аномалия, контуры которой в целом соответствуют контурам острова. Минимальные значения (около  $-80$  мгл) приурочены к центральной части острова, а к побережьям аномалии возрастают до  $+30 \div +80$  мгл. Минимальные значения обусловлены прогибанием подошвы коры до 35—37 км.

Шельфы дальневосточных морей характеризуются преимущественно положительными аномалиями Буге интенсивностью в несколько десятков миллигал. Как правило, аномальные поля шельфов тесно связаны с аномалиями прилегающих участков суши, что отражает тесное единство геологических структур.

В пределах берингоморского шельфа аномалии Буге посте-

пенно повышаются от отрицательных значений в несколько десятков миллигал на Чукотке и от  $-80 \div -100$  мгл на Аляске до положительных значений в первые десятки миллигал в центральных районах. В восточной части шельфа преобладают слабодифференцированные протяженные (в несколько сотен километров) максимумы и минимумы с амплитудами в первые десятки миллигал.

Западнее, в пределах Анадырского залива и части шельфа, расположенной к югу от него, средний уровень поля понижается на 20—30 мгл, значительно увеличивается дифференцированность аномалий (амплитуды до 50—80 мгл). Протяженность относительных максимумов и минимумов уменьшается до 100—150 км.

Охотоморский шельф изучен крайне неравномерно. Большая часть его обследована лишь маятниковыми приборами на подводных лодках по редкой сети пунктов. Поэтому, возможно, в аномальном гравитационном поле охотоморского шельфа не находят отражения возвышенности, такие, как возвышенности Института океанологии и Академии наук СССР. Вместе с тем в центральной части моря наблюдаются локальные аномалии широтного простирания, близкого к простиранию этих возвышенностей.

Наиболее отчетливо в поле  $\Delta g$  проявляется впадина Дерюгина с повышенными аномалиями Буге до сотни и более миллигал. При этом максимум, имеющий размеры  $300 \times 500$  км, приурочен не к центру впадины, а к ее юго-восточной окраине. Относительная амплитуда этой аномалии составляет 60—80 мгл, а от положительной аномалии Курильской котловины она отделяется небольшой седловиной с амплитудой около 20 мгл. Повышением аномалий до нескольких десятков миллигал характеризуются также окраинные участки впадины ТИНРО.

В большой части шельфа отмечаются сравнительно небольшие аномалии неправильной, округлой, иногда вытянутой ( $100 \times 150$  км) формы, амплитуды которых не превышают 20—40 мгл, а градиенты 0,2—0,5 мгл/км. В северной части Охотского моря простирания аномалий достаточно отчетливо подразделяются на широтные и меридиональные. Это обусловлено, вероятно, тем, что на гравитационное поле здесь оказывают влияние как более древние структуры, протягивающиеся с материка и имеющие преимущественно меридиональное простирание, так и более молодые образования, находящие отражение в рельефе дна и ориентированные в широтном и субширотном направлениях. К центральной части моря влияние древних структур не находит отражения в аномалиях  $\Delta g$  (Павлов и др., 1972). В связи с малой детальностью съемки непосредственное прослеживание на шельфе структур северного побережья Охотского моря по гравиметрическим данным невозможно. Однако по смене простирания и общему региональному характеру

аномалий вдоль побережья намечается обособленность поля, соответствующего Чукотско-Катазиатскому вулканогенному поясу. Для уточнения его границ в пределах акватории необходимы более детальные гравиметрические измерения.

В Японском море аномалии Буге северного и южного шельфов различаются. В северной части они быстро уменьшаются от 180—160 мгл на окраине глубоководной котловины до 10—20 мгл в южной части Татарского пролива на широте сахалинского перешейка Поясок (Строев, 1971, 1972, 1975; Tomoda, 1974). В этом районе шельфа от осевой части пролива одновременно происходит также уменьшение аномалий к берегам до значений, близких к нулю. Севернее перешейка Поясок аномалии продолжают понижаться до отрицательных значений в первые десятки миллигал, но от осевой части пролива к берегам происходит увеличение их примерно на 20 мгл.

Корейский шельф в южной части моря характеризуется чередованием повышенных и пониженных аномалий от 180—200 до 80—100 мгл, в соответствии с чередованием подводных впадин и возвышенностей. В мелководном Корейском проливе отмечены аномалии величиной 20—40 мгл.

К узким шельфовым зонам и материковым склонам на западной и восточной окраинах Японского моря приурочены высокоградиентные ступени, отделяющие глубоководные котловины от соседних участков суши.

На шельфе Восточно-Китайского моря аномалии Буге изменяются от отрицательных значений в несколько миллигал до +20—30 мгл. Заметно дифференцированные и линейно вытянутые, они группируются в зоны повышенных и пониженных значений субмеридионального направления. Сопоставление аномалий силы тяжести с результатами сейсмических исследований (Wageman *et al.*, 1970) указывает на соответствие полосы аномалий, простирающейся вдоль края шельфа Восточно-Китайского моря, складчатой зоне Тайвань — Синдзу. Увеличение аномалий приурочено также к зоне положительных структур массива Фукьен-Рейнан.

Область глубоководных котловин — Алеутской, Командорской, Бауэрса, Курильской, Япономорской, Хонсю и Окинава с крупными подводными хребтами и возвышенностями, разделяющими некоторые из них (Ширшова, Бауэрса и Ямато), — отличается наиболее интенсивными аномалиями Буге в пределах окраинных морей при сравнительно слабой дифференциации аномального поля. Высокие значения аномалий обусловлены прежде всего значительными сокращениями мощности земной коры. Характерна также приуроченность высокоградиентных гравитационных ступеней к склонам котловин.

В Беринговом море максимальные значения аномалий Буге 260—280 мгл отмечены в котловинах Алеутской, Командорской и Бауэрса (Kienly, 1971; Павлов, Строев, 1975). На склонах

интенсивность аномалий резко снижается, образуя ступени с градиентами до 4—5 мгл/км. В западной части шельфа зоны повышенных градиентов непосредственно примыкают к участкам суши Камчатки и Корякского нагорья, а в северном и восточном направлениях повышенное поле Алеутской котловины после резкого спада в районе континентального склона сменяется слабодифференцированным спокойным (около 20 мгл). Внутри этих котловин поле очень слабо дифференцировано и характеризуется крупными (соизмеримыми с площадями котловин) аномалиями округлой формы. В противоположность этому на склонах наряду с гравитационными ступенями наблюдаются поперечные локальные аномалии, протягивающиеся с шельфа и в большинстве случаев быстро затухающие в пределах ложа котловин. По всей видимости, такие поперечные аномалии связаны с продолжениями в пределы склонов котловин соответствующих структур шельфа, а также поперечных разломов.

К подводным хребтам Ширшова и Бауэрса, разделяющим глубоководные котловины Берингова моря, приурочены понижения интенсивности аномалий по сравнению с соседними котловинами на 100—200 мгл.

В Курильской котловине Охотского моря на фоне обширной зоны повышенных аномалий интенсивность в первые сотни миллигал, которая в общих чертах совпадает в плане с котловиной, выделяются два локальных максимума с размерами 150—200×50—60 км, вытянутые в северо-восточном направлении в соответствии с простираем котловины. Следует отметить, что полоса повышенных аномалий Курильской котловины пересекает северную часть Курильской островной дуги и продолжается далее на северо-восток вдоль восточного берега Камчатки. Это отражает, по-видимому, соотношение разновозрастных структурных планов глубоководной котловины и островной дуги.

На окраинах Курильской котловины локальные аномалии ориентированы перпендикулярно ее контуру. Они, вероятно, связаны с мелкими структурными формами и разломами, быстро затухающими в пределах самой котловины и, как показывают расчеты, по глубинности не выходящими за пределы земной коры.

Глубоководные котловины Японского моря (Центральная Япономорская и Хонсю) также характеризуются интенсивными положительными аномалиями, достигающими соответственно +265 и +200 мгл (Строев, 1971; 1972; 1975; Tomoda, 1974). По направлению к берегу они резко уменьшаются, образуя высокоградиентные (3—4 мгл/км) гравитационные ступени в районах материковых склонов.

В Центральной котловине зона повышенных аномалий в целом совпадает с ней, простираясь в северо-восточном направле-

нии. На общем фоне в северо-восточной части котловины выделяется крупная (140×260 км), наиболее интенсивная (свыше 260 мгл) аномалия меридионального простирания, связанная, вероятно, с зоной наименьшей мощности земной коры.

Зона максимумов этой котловины охватывает и южную глубоководную часть Татарского пролива.

На возвышенности Ямато, разделяющей глубоководные котловины Японского моря, на фоне общего понижения поля по сравнению с полем котловин в среднем на 100—60 мгл устанавливается чередование зон относительно пониженных и повышенных аномалий, приуроченных соответственно к хребтам и впадинам. Наименьшие значения (50—60 мгл) наблюдаются над северным хребтом Ямато. Над южным хребтом аномалии составляют 60—80 мгл, а наибольшие значения их (146 мгл) выявляются над впадиной, разделяющей эти хребты (Строев, 1972, 1975).

В районе котловины Окинава аномалии достигают 160—165 мгл (Павлов, Сычев, 1975). Простирание их в целом совпадает с простиранием котловины. Со всех сторон, за исключением северо-восточной, аномалии быстро уменьшаются, образуя крутые гравитационные ступени с градиентами от 2 до 5 мгл/км. Амплитуды этих ступеней превышают 100 мгл. В северо-восточном направлении зона повышенных аномалий протягивается до широты 28°, где образует ступень амплитудой 40 мгл. Однако повышение поля на 20—40 мгл по сравнению с прилегающими районами прослеживается на продолжении котловины вплоть до о-ва Кюсю. Для подробного анализа поля котловины Окинава в настоящее время нет данных в связи со слабой гравиметрической изученностью ее.

Островные дуги Алеутская, Курильская (включая восточную часть Камчатки и северо-восточную часть Хоккайдо) и Рюкю характеризуются отчетливо выраженной линейностью сопряженных зон минимумов и максимумов, их резкой дифференцированностью и наличием протяженных гравитационных ступеней.

В районе Алеутской островной дуги устанавливается зона пониженных аномалий, интенсивность которых сильно изменяется вдоль ее простирания. В восточной части дуги аномалии не превышают 20—40 мгл, а в центральной — резко возрастают до 200—220 мгл, вновь понижаясь до 80 мгл в районе смыкания к островной дуге подводного хребта Бауэрса (Kienly, 1971; Павлов, Строев, 1975). Далее, в сторону о-вов Ближних, они вновь возрастают до 180—200 мгл, по рисовке изоаномал образуя гравитационную ложбину, понижающуюся от центра пролива между Командорскими островами и Ближними к о-вам Крысьим. Наиболее пониженные аномалии приурочены к Командорским островам. Характер гравитационного поля здесь позволяет предполагать наличие разлома между о-вами Берин-

га и Медным, по которому морфоструктуры их сдвинуты относительно друг друга на 50—60 км.

Южнее островной гряды вдоль большей ее части на расстоянии 20—70 км в сторону глубоководного желоба проходит сравнительно узкая полоса повышенных аномалий интенсивностью до 240—300 мгл. Ширина ее от 20—25 до 50—60 км. По своему характеру и соотношению с Алеутской грядой эта зона аномалий напоминает соответствующие зоны в пределах внешних островных дуг других районов.

В районе Курило-Камчатской островной дуги выделяются две сопряженные линейные зоны относительно пониженных (до сотен миллигал) и повышенных (до первых сотен миллигал) аномалий. Первая соответствует Большой Курильской гряде, вторая — Малой. На этом общем фоне гравитационное поле подразделяется на южное, центральное и северное звенья, в пределах которых аномалии преимущественно согласуются с простираем дуги, а на стыке их пересекают дугу. Это отражает блоковое строение рассматриваемого района и наличие крупных нарушений в зонах их сочленений. Анализ гравиметрических данных дает основание считать, что внутренняя часть Курильской островной дуги, включая острова Большой гряды, не находит продолжения на Хоккайдо и Камчатке, тогда как внешняя ее часть включает северо-восточную часть Камчатки. При этом в районе Камчатки ось дуги проходит на 20—50 км восточнее побережья, а восточные полуострова Камчатки приурочены к западному крылу дуги.

Гравитационное поле дуги Рюкю изучено слабо и совершенно отсутствуют сведения о значении силы тяжести непосредственно на островах. Из имеющихся данных следует, что дуга Рюкю характеризуется понижением поля по сравнению с прилегающими участками Восточно-Китайского моря на 20—60 мгл. Интенсивность аномалий вдоль дуги с юга на север уменьшается от 80 до 20 мгл (Павлов, Сычев, 1975). Максимум, смежного с минимумом, приуроченным к дуге, не устанавливается, возможно, из-за слабой изученности поля.

В глубоководных желобах отмечены протяженные минимумы различной амплитуды, как правило, прослеживающиеся на всем протяжении желоба и смещенные к борту, прилегающему к островной дуге. К обоим склонам желобов приурочены зоны резких гравитационных градиентов, превышающих 3—5 мгл/км, которые создают ступени амплитудой в несколько десятков и сотен миллигал.

Амплитуда относительного минимума северного склона Алеутского желоба составляет около 150 мгл по сравнению с максимумом в районе островной дуги и около 300 мгл по сравнению с прилегающим районом Тихого океана. Интенсивность аномалий изменяется от 0—20 мгл в восточной до 140—150 мгл в центральной части желоба. В западной части эта зона пони-

женных аномалий не выделяется, вероятно, из-за слабой изученности поля.

В Курило-Камчатском желобе наиболее отчетливый линейный минимум наблюдается в южной части западного склона до нескольких десятков миллигал, а на траверзе мыса Эримо (юг Хоккайдо) — до —40 мгл (Tomoda, 1974). В центральной части этот минимум под острым углом срезается относительным максимумом субмеридионального простириания. Далее к северу зона пониженных аномалий над склоном желоба не составляет единой полосы, а разбита поперечными аномалиями на ряд изолированных минимумов, интенсивность аномалий в которых от нескольких десятков до сотни миллигал.

В Японском желобе наиболее пониженные аномалии приурочены к северной и южной окраинам западного склона. На севере их интенсивность 70—80 мгл, а на юге 0÷—10 мгл, тогда как в центральной части — до 120—130 мгл.

Над желобом Нансей также наблюдаются пониженные аномалии (до 10—20 мгл). Исключение составляет лишь слабовыраженный в рельефе желоб Кюсю, расположенный в резко градиентной зоне аномального поля.

Гравитационные минимумы над внутренними склонами глубоководных желобов обусловлены, в первую очередь, значительными увеличениями мощности земной коры (на 10—20 км) по сравнению с соседними участками и большими мощностями осадочного слоя (до 5—10 км).

Для всех описанных желобов, кроме Кюсю, характерно расположение высокоградиентных зон, образующих гравитационные ступени по обеим сторонам пониженных аномалий. Особого внимания заслуживают зоны сочленения глубоководных желобов. Во всех случаях в этих зонах наблюдаются ответвления минимумов аномалий Буге в сторону континента на сотни километров. Как уже отмечалось при рассмотрении аномалий в свободном воздухе, эти минимумы могут быть связаны с захороненными прогибами или палеожелобами.

Окраинные океанические валы Зенкевича и Алеутский характеризуются высокими значениями аномалий Буге: 420—430 мгл на фоне более пониженного поля прилегающих участков ложа океана, где средняя интенсивность аномалий около 360 мгл (Tomoda e. a., 1972; Павлов, Строев, 1975). В районе вала Зенкевича поле слабо дифференцировано. Но это скорее всего объясняется слабой изученностью его, так как в районе Алеутского вала, где американскими геофизиками были выполнены детальные исследования, выделяется большое количество локальных аномалий интенсивностью от 400 до 500 мгл (Malahoff, 1969). Судя по их размерам (от нескольких десятков до первых сотен квадратных километров) и резким градиентам склонов, эти аномалии обусловлены рельефом дна моря и плотностными неоднородностями самых верхних слоев земной ко-

ры. Общее региональное повышение поля в районе окраинных океанических валов обусловлено субпараллельным положением рельефа дна и подошвы земной коры в их пределах, в результате чего подъем границы Мохоровичича вызывает повышение интенсивности аномалий Буге.

Область ложа северо-западной части Тихого океана, по результатам отдельных маршрутных измерений, характеризуется аномалиями интенсивностью 360—400 мгл. На современной стадии изученности мы не имеем возможности достоверно судить о дифференцированности аномального гравитационного поля этой области, однако можно отметить, что интенсивность поля в некоторых случаях изменяется на несколько десятков миллигал на сравнительно небольших расстояниях. Чаще всего это связано с подводными вулканическими постройками.

## ВЫВОДЫ

В настоящее время нецелесообразно продолжать разрозненные маршрутные измерения гравитационного поля в пределах дальневосточных окраинных морей. Необходимо переходить к планомерным площадным съемкам масштабом 1 : 500 000 и крупнее на шельфах и 1 : 1 000 000 на остальных акваториях.

Качественное сопоставление аномалий силы тяжести с геологическим строением региона позволяет прийти к выводу, что общий повышенный региональный гравитационный фон зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном является следствием крупного зонального гравитационного максимума, приуроченного к Тихоокеанскому подвижному поясу.

Отдельные геологические структуры не всегда находят отчетливое отражение в аномалиях в свободном воздухе, в то время как обнаруживается тесная корреляция этих аномалий с основными геоморфологическими элементами, что свидетельствует об общей региональной нарушенности изостазии.

Более отчетливо геологическое строение региона проявляется в аномалиях Буге. На карте аномалий силы тяжести в этой редукции выделяется ряд обширных областей с разными параметрами аномального поля, которые соответствуют крупным геоблокам и различным тектоническим элементам, различающимся по строению земной коры.

Основные региональные аномалии силы тяжести в редукции Буге обусловлены преимущественно поведением подошвы земной коры.

Сопоставление локальных аномалий с геологическим строением региона позволяет сделать вывод о том, что в пределах области докайнозойской складчатости источниками относительно пониженных аномалий являются, как правило, кислые интрузивные породы, слабоуплотненные осадочные образования впадин, прогибов, платформенных чехлов и другие мезокайнозой



ские образования пониженной плотности. Относительно повышенные аномалии вызываются основными и ультраосновными интрузиями, а также палеозойскими и докембрийскими образованиями повышенной плотности.

В области кайнозойской складчатости распределение локальных аномалий в значительной степени зависит от мощностей рыхлых кайнозойских образований. В формировании аномалий большую роль играет рельеф кровли плотных доверхнемеловых образований.

На акваториях дальневосточных морей на распределение локальных аномалий наряду с плотностными неоднородностями консолидированной части земной коры существенное влияние оказывает резкая изменчивость мощности осадочного слоя.

### Литература

*Баграмц В. О., Кожанов К. Н., Павлов Ю. А., Строев П. А.* Опыт гравиметрической съемки на корабле малого тоннажа в западной части Тихого океана. — В кн.: Морские гравиметрич. исследования, вып. 6. Изд. МГУ, 1972, с. 106—111.

*Веселов К. Е., Евдокимов Ю. С., Жилин А. В., Телепин М. А.* О гравиметрической съемке с морскими статистическими гравиметрами в Охотском море и Тихом океане. — «Прикладная геофизика», вып. 29, 1961, с. 136—156.

*Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А.* Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги. — В кн.: Морские гравиметрич. исследования, вып. 5. Изд. МГУ, 1970, с. 32—39.

*Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Туезов И. К.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 102 с.

*Гладун В. А., Марчук Г. Д., Пантелеев В. Л., Строев П. А.* Гравиметрические исследования в районе Курило-Камчатской впадины и северо-западной части Тихого океана в 1958 г. — В кн.: Морские гравиметрич. исследования, вып. 2. Изд. МГУ, 1963, с. 77—85.

*Кулинич Р. Г.* Геофизические поля Сихотэ-Алиня и их геологическая интерпретация. — «Труды СахКНИИ», вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972, с. 33—39.

*Павлов Ю. А., Андреев А. А., Портнягина П. В., Лютая Л. М.* Результаты гравиметрических исследований в южной части Татарского пролива (Японское море). — «Труды СахКНИИ», вып. 30. Южно-Сахалинск, 1975, с. 156—161.

*Павлов Ю. А., Парфенов Л. М.* О геологической природе Хоккайдо-Сахалинского гравитационного минимума. — «ДАН СССР», т. 217. М., 1974, № 6, с. 1390—1393.

*Павлов Ю. А., Портнягина П. В.* Об изостазии земной коры на Камчатке. — «Труды СахКНИИ», вып. 30. Южно-Сахалинск, 1975а, с. 130—136.

*Павлов Ю. А., Портнягина П. В.* Некоторые результаты геологической интерпретации гравитационных аномалий Приморья. — «Труды СахКНИИ», вып. 30. Южно-Сахалинск, 1975б, с. 162—169.

*Павлов Ю. А., Семанкин В. П.* Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны. — В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1973, с. 105—121.

*Павлов Ю. А., Строев П. А.* Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным. — В кн.: Морские гравиметрич. исследования, вып. 8. Изд. МГУ, 1975, с. 158—167.

*Павлов Ю. А., Сычев П. М., Туезов И. К., Гайнанов А. Г., Строев П. А.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и северо-запад-

ной части Тихого океана.—В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9, М., «Наука», 1972, с. 43—50.

Павлов Ю. А., Сычев П. М. Гравитационные аномалии островной дуги Рюкю (Нансей) и прилегающей акватории.—«Геология и геофизика», 1975, № 1, с. 146—152.

Строев П. А. О гравиметрических измерениях Л. В. Сорокина на акватории Японского и Охотского морей в 1937 году.—В кн.: Морские гравиметрич. исследования, вып. 4. Изд. МГУ, 1969, с. 5—9.

Строев П. А. Аномальное гравитационное поле Японского моря.—«Труды СахКНИИ», вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972, с. 250—260.

Строев П. А. Гравиметрические работы в 47-м рейсе и/с «Витязь» в Японском море.—В кн.: Морские гравиметрич. исследования, вып. 6. Изд. МГУ, 1972, с. 112—115.

Строев П. А. О характере гравитационных аномалий в свободном воздухе в Япономорской переходной зоне.—Морские гравиметрич. исследования, вып. 8. Изд. МГУ, 1975, с. 136—144.

Строев П. А., Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования в западной части Тихого океана.—В кн.: Морские гравиметрич. исследования, вып. 4. Изд. МГУ, 1969, с. 37—47.

Строев П. А., Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. Новые данные об изостазии и глубинной структуре коры Японского моря.—В кн.: Морские гравиметрич. исследования, вып. 7. Изд. МГУ, 1973, с. 74—85.

Строев П. А., Павлов Ю. А., Пантелеев В. Л., Баграмянц В. О. Измерения силы тяжести в Японском море.—«Труды ГАНШ», т. XLIII, вып. 2. Изд. МГУ, 1975, с. 3—115.

Строев П. А., Пантелеев В. Л. Морские гравиметрические исследования в 42-м рейсе и/с «Витязь».—В кн.: Морские гравиметрич. исследования, вып. 5. Изд. МГУ, 1970, с. 21—27.

Томода Е., Сегава Д., Токухиро А. Аномалии силы тяжести в Японии и окружающем ее районе.—«Труды СахКНИИ», вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972, с. 245—249.

Barnes D. F. The U. S. Geological Survey's program of Alaskan gravity observations.—«Trans. Amer. Geophys. Union», vol. 46, № 1, 1965, p. 231—233.

Barnes D. F. Progress on a Gravity Map of Alaska.—«Trans. Amer. Geophys. Union», vol. 50, № 10, 1969, p. 550—552.

Geographical Survey Institute. Gravity Survey in Japan.—«Bull. Geograph. Surv. Inst.», vol. IV, V, IX, X, XX; 1955, 1957, 1964, 1965, 1966, 1970, p. 160, 120, 155, 80, 125.

Kiently Ju. Gravity and magnetic measurements over Bowers Ridge and Shirshov Ridge Bering Sea.—«J. Geophys. Res.», vol. 76, № 29, 1971, p. 7138—7153.

Malahoff A., Erickson B. H. Gravity anomalies over the Aleutian Trench.—«Trans. Amer. Geophys. Union», vol. 50, № 10, 1969, p. 552—555.

Peter C. Preliminary results of a systematic geophysical survey south of the Alaska Peninsula.—«Continental Margins and Island Arcs»—«Geol. Surv. Canad.», 1966, p. 66—75.

Thiel E. N., Ostenso N. A., Bonini W. E., Woollard G. P. Gravity measurements in Alaska.—«Arctic», vol. 12, № 1, 1959, p. 67—76.

Tomoda Y., Ozawa K., Segawa J. Measurements of gravity and magnetic field on board a cruising vessel.—«Bull. Ocean. Res. Inst., Univ. Tokyo», № 3, 1968, p. 58—72.

Woollard G. P., Ostenso N. A., Thiel E., Bonini W. E., Gravity anomalies, crustal structure and Geologie in Alaska.—«Journ. of Geoph. Res.», vol. 65, № 3, 1960, p. 1021—1037.

Woollard G. P., Strange W. E. Gravity anomalies and the crust of the earth in the Pacific Basin.—«Crust Geophys. Monography», vol. 6, 1962, p. 60—80.

Worzel J. L. Pendulum gravity measurements at sea, 1939—1956. Lamont Geol. Observ. Contrib., no. 807, New York, 1965, p. 42

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Э. Н. Лишнеvский

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов,  
Москва

Проблема выделения гравитационного эффекта поверхности  $M$  из общего эффекта поля силы тяжести ( $\Delta g$ ) остается актуальной для районов мало или совсем не изученных глубинным сейсмическим зондированием.

В данной работе описывается оптимальный в определенном смысле алгоритм построения поверхности  $M$  по аномалиям силы тяжести и делается попытка связать величину мощности земной коры с ее вещественной характеристикой.

Наилучшие результаты при выделении составляющих поля различных порядков получаются, как известно, при использовании оптимальных параметров трансформации. В методе осреднения, который применялся в данном случае, такими параметрами являются оптимальные величины радиусов осреднения.

Радиусы осреднения в каждой исследуемой точке поля Буге определялись по методу Б. А. Андреева (Андреев, Клушин, 1962) с помощью круговой палетки и последующим построением кривых  $\Delta \bar{g} = f(\bar{R})$ . В качестве оптимальных для данной аномалии выбирались те значения  $\bar{R}$ , превышение которых в последующих значениях уже несущественно сказывалось на изменении осредненного поля силы тяжести.

Поскольку геологическая природа составляющих гравитационного поля рассматриваемого региона в первом приближении известна (Гайнанов и др., 1974; Белявский, 1974; Лишнеvский, 1969, 1974; Шапочка и др., 1971), величина  $\bar{R}$  определялась не по всей площади, а лишь в центрах наиболее характерных аномалий различных порядков, что существенно снизило трудоемкость операций и уменьшило возможность получения ложных перегибов на кривых  $\Delta \bar{g} = f(\bar{R})$ .

В гравитационном поле территории Дальнего Востока в редукции Буге визуально удается выделить три порядка аномалий.

Аномалии I порядка, имеющие 300—400 км в поперечнике и

ограниченные зонами резких и протяженных градиентов  $\Delta g$ . Эти аномалии обусловлены рельефом поверхности Мохоровичича ( $M$ ) и неоднородностями вещественного состава верхней мантии.

Аномалии II порядка с поперечником 100—150 км, преимущественно линейно-изометричных очертаний, ограниченные зонами градиентов меньшей интенсивности, переходящими в плавное промежуточное поле средней напряженности. Как правило, такими аномалиями отображаются глубинные неоднородности внутри земной коры, хотя в ряде случаев они связаны с рельефом ее основания.

Аномалии III порядка с линейными размерами 20—80 км, четко ограниченные зонами больших градиентов, вызванные в большинстве случаев интрузивными телами кислого или основного состава. К этим аномалиям относятся также минимумы  $\Delta g$ , соответствующие наложенным, грабенообразным прогибам и впадинам. Однако поправка на влияние выполняющих их слабоуплотненных позднемезозойских и кайнозойских отложений вводилась еще до проведения трансформаций аномального поля Буге.

Для определения  $\bar{R}$  аномалии всех трех типов выбирались сравнительно равномерно по площади, с тем чтобы полученные радиусы осреднения статистически характеризовали всю рассматриваемую территорию (табл. 1).

Таблица 1

Статистические данные расчета оптимальных радиусов осреднения поля  $\Delta g$  (Буге)

Порядок аномалий	Количество аномалий	Количество определенных $\bar{R}$	Пределы изменения $\bar{R}$ , км	Модальные значения $\bar{R}$ , км
I	9	8	145—195	160
II	5	18	75—135	100
III	11	27	10—65	20

Для уточнения величины  $\bar{R}$  было проведено также осреднение кривых  $\Delta g$  в редукции Буге по линиям сейсмических и сейсмологических профилей, выполненных в Приморье, Приамурье, в сопредельных районах Забайкалья и на прилегающих участках акваторий Татарского пролива, Японского и Охотского морей (Булин и др., 1972; Вольвовский, 1973; Попов и др., 1972; Пузырев и др., 1974; Туезов, 1972; и др.). По этим профилям наиболее тесная зависимость между  $\Delta g$  и глубиной залегания поверхности  $M$  ( $H_m$ ) наблюдалась в сравнительно широком диапазоне значений  $\bar{R}$ , однако не выходила за статистически установленные пределы (100—160 км). При этом наметилась тенденция к увеличению  $\bar{R}$  (до 160 км) для древних склад-

чатых областей — Олёкмо-Становой и Селенгино-Яблоновой, и к уменьшению (до 100 км) для более молодых — Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской.

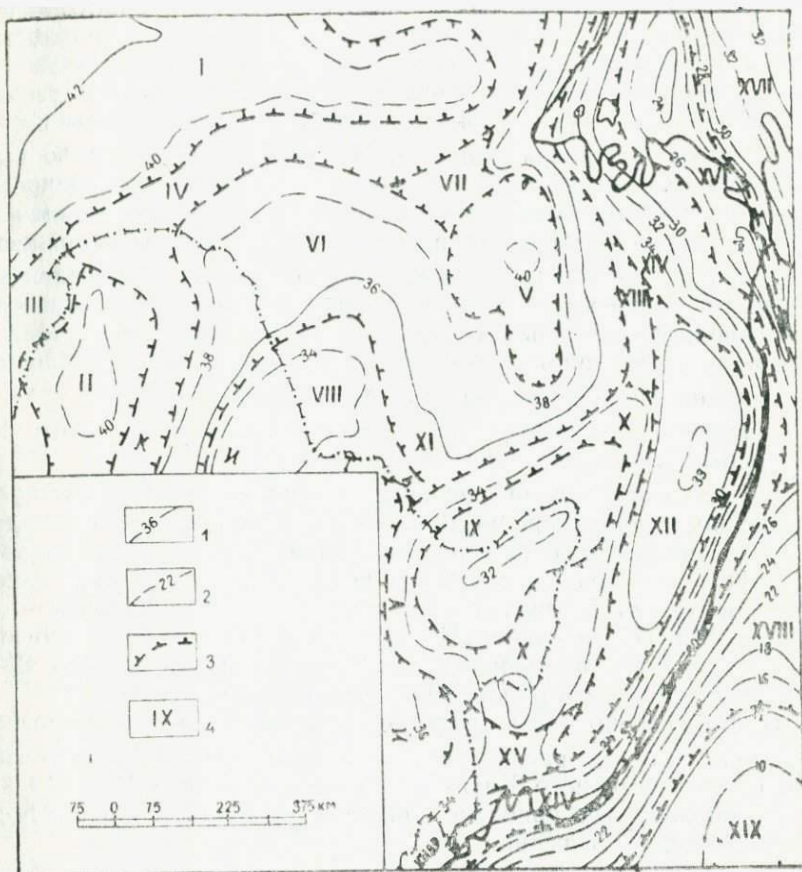
Эти данные показывают, что для выделения региональных аномалий, характеризующих гипсометрию поверхности  $M$ , в северо-западной части рассматриваемого региона целесообразно осреднение гравитационного поля в редукции Буге с  $\bar{R}=160$  км, а в восточной и юго-восточной — 100 км. Чтобы характеризовать регион в целом, радиус осреднения был принят равным 130 км, как среднее арифметическое из двух крайних значений.

По корреляционным зависимостям, рассчитанным по линиям сейсмических профилей, был построен обобщенный график  $N_m = f(\Delta g)$ , сходный с опубликованным ранее (Лишневский и др., 1968), где зависимость  $N_m$  от  $\Delta g$  выражается кривой третьего порядка. На графике, использованном в данной работе, линия регрессии имеет наибольшую крутизну в области слабого отрицательного поля и в большом диапазоне положительных значений  $\Delta g$ . На этом участке кривой отмечается линейная корреляция с коэффициентом наклона 0,15 км/мгл. В области сильных отрицательных и положительных значений кривая выполаживается и коэффициент наклона уменьшается до 0,05 км/мгл.

С помощью этого графика и определялось положение поверхности  $M$  по осредненным аномалиям  $\Delta g(\bar{R}=130$  км).

Сравнение значений  $N_m$ , полученных по гравиметрическим данным, с результатами сейсмических и сейсмологических исследований по профилям, проведенным в пределах материка и акватории Японского моря, показало отклонения со среднеквадратичной ошибкой  $\pm 0,70$ — $\pm 1,52$  км. Это позволило выбрать сечение изогипс на карте рельефа поверхности  $M$  равное 6 км. Кроме того, на ней вне точности построения проведены дополнительные, уточняющие изогипсы с сечением в 2 км (см. рисунок).

В низовьях Амура, в районе Шантарских островов, Татарского пролива и расположенной в пределах карты северо-западной оконечности Сахалина отмечаются более значительные расхождения между расчетными гравиметрическими и собственно сейсмическими значениями  $N_m$ . Для этого района, как показывают данные ГСЗ (Зверев, 1972; Туезов, 1972; и др.), характерны узкие, субмеридионально ориентированные глубинные структуры большой амплитуды, поперечные размеры которых соизмеримы с величиной мощности коры. Для выделения таких структурных форм использование осредненных аномалий  $\Delta g$ , как известно, является некорректным (Андреев, Клушин, 1962). Определенное значение здесь имеет также разреженная сеть гравиметрических наблюдений на площади акваторий по сравнению с аналогичными данными на суше. Поэтому изогипсы



Карта рельефа поверхности Мохоровичича и схема районирования регионального гравитационного поля континентальной части Дальнего Востока и сопредельных территорий: 1 — основные изогипсы поверхности М, км; 2 — дополнительные изогипсы, км (проведены вне точности построения карты); 3 — границы структур поверхности М и зон районирования (штрихи в сторону понижения поля); 4 — номера зон районирования: I — Чарско-Алданско-Становое погружение, II — Большехинганское погружение, III — Аргунская седловина, IV — Баджалско-Ямалинское погружение, VI — Соктахан-Буринско-Джугджурская ступень, VII — Удская седловина, VIII — Нижнезейское поднятие, IX — Среднеамурское поднятие, X — Хингано-Ханкайская ступень, XI — Хингано-Олонойская седловина, XII — Сихотэ-Алиинское погружение, XIII — Горинская седловина, XIV — Шантарско-Приморская ступень, XV — Уссурийская седловина, XVI — Нижнеамурское поднятие, XVII — Северо-Сахалинское погружение, XVIII — Северо-Япономорская ступень, XIX — Япономорское поднятие

поверхности М в северо-восточном углу карты проведены, главным образом, по сейсмическим данным, но их направления выбраны в соответствии с простираниями изоаномал регионально-го поля  $\Delta g$ .

Наиболее общей чертой глубинного строения рассматриваемого региона (см. рисунок) является увеличение мощности земной коры от 10 км в районе глубоководной части Японского моря до 42 км в западной части Становой складчатой области. В направлении с юго-востока на северо-запад отмечается и общее понижение уровня поля  $\Delta g$ . На этом фоне отчетливо выделяются отдельные структурные формы рельефа поверхности М (поднятия, погружения и ступени) и соответствующие им региональные аномалии с повышенной или пониженной напряженностью, а также зоны больших градиентов  $\Delta g$ . Намечаются, кроме того, своеобразные морфологические элементы гравитационного поля, которые выделяются под названием седловин: окружающие их градиентные зоны попарно противоположны по направлению изменения значений  $\Delta g$ .

В пределах рассматриваемого региона удается выделить 19 глубинных структурных зон (см. рисунок).

I. Чарско-Алданско-Становому погружению соответствует интенсивное понижение регионального гравитационного поля, ориентированное в субширотном направлении. В современном рельефе ему отвечают средне- и высокогорные районы Станового хребта, Олёкминского Становика, часть Алданского и Олёкмо-Чарского нагорий. Погружение оконтуривается изогипсой  $H_m = 4$  км, наибольшая мощность земной коры (до 42—43 км) отмечается в районе Олёкмо-Чарского нагорья.

II. Большехинганское погружение, выделяемое также по понижению поля  $\Delta g$ , располагается почти полностью на территории северо-восточного Китая. Замкнутая изогипса  $H_m = 40$  км оконтуривает здесь наиболее приподнятую часть сводового поднятия Большого Хингана.

III. Аргунская седловина выделяется по относительному повышению поля, разделавшему региональные гравитационные минимумы рассматриваемых выше структур. Она приурочена в основном к низкогорным районам бассейна р. Аргунь. Мощность земной коры близка здесь к 39 км.

IV. Тукурингро-Бомнакско-Луриканская ступень прослеживается по зоне повышенных градиентов  $\Delta g$ , окаймляющих с юго-востока и востока Большехинганское и Чарско-Алданско-Становое погружения. В пределах Китая ступень проходит вдоль восточных склонов Большого Хингана, на советской территории она пересекает хребет Тукурингра, протягивается на восток вдоль южных склонов Станового хребта, пересекает Майский хребет и, обогнув Становой хребет с северо-востока,

проходит в районе Луриканского хребта. Мощность земной коры вкост простираиия ступени возрастает от 39 до 40 км.

V. Баджалско-Ямалинскому погружению поверхности М соответствует интенсивное понижение поля  $\Delta g$ . На поверхности литосферы ему соответствуют хребты Баджалский, Дуссе-Алинь, Ям-Алинь, Эзоп, Селемджинский и Селитканский. Прогиб поверхности М, достигающий в центре глубины 40 км, имеет в плане овальную форму, несколько вытянутую в меридиональном направлении.

VI. Соктахан-Буреинско-Джугджурская ступень выделяется по протяженной зоне повышенных градиентов силы тяжести, которые прослеживаются в северо-восточном Китае (район хр. Акуьдицишань), в пределах СССР охватывают Амуро-Зейское плато и хр. Соктахан, пересекают хребты Турана и Буреинский и, огибая с юга и востока Баджалско-Ямалинское погружение, протягиваются в субмеридиональном направлении к Удской губе и хр. Джугджур. Мощность земной коры здесь изменяется от 35 до 39 км.

VII. Удская седловина выделяется по относительно повышению поля  $\Delta g$  между Баджалско-Ямалинским погружением и Тукурингро-Бомнакско-Луриканской ступенью. На дневной поверхности ей соответствует район верховий и среднего течения р. Уды с такими низкогорными хребтами, как Ланский и др. Поверхность М погружена здесь приблизительно до глубины 39 км.

VIII. Нижнезейское поднятие поверхности М выделяется по обширной зоне повышенного поля  $\Delta g$ , приуроченной на территории СССР к Зейско-Буреинской равнине, а в пределах Китая — к низкогорному хр. Ильхури-Алинь. Мощность земной коры здесь 34—35 км.

IX. Среднеамурскому поднятию также отвечает повышенная региональная аномалия  $\Delta g$ , соответствующая Среднеамурской низменной равнине (Амуро-Сунгарийской наложенной впадине). Поднятие имеет овальную форму и сужается к северо-востоку. В центральной его части глубина залегания поверхности М 32, а на периферии 33 км.

X. Хингано-Ханкайская ступень выделяется по кольцеобразной зоне больших градиентов  $\Delta g$ , окаймляющих Среднеамурское поднятие. Эта структура на территории СССР протягивается вдоль хребтов Малый Хинган и Джаки-Унахта-Якбияца на северо-восток, пересекает Амур близ Комсомольска-на-Амуре, затем поворачивает на юго-запад и проходит близ западных склонов Сихотэ-Алиня вдоль долины р. Усури. В районе оз. Ханка ступень изменяет простираиие на северо-западное; пройдя в пределах Китая по низкогорным хребтам Надаи-Хада-Алинь (Виндашань), Фозелин и Цинхэйшань, она вновь замыкается на Малом Хингане. Поверхность Мохоровичича залегает

ет на глубинах от 33 до 35 км с наклоном от  $1^{\circ}25'$  до  $2^{\circ}50'$ .

XI. Хингано-Олонойская седловина соответствует небольшому понижению поля  $\overline{\Delta g}$  между Нижнезейским поднятием и Хингано-Ханкайской ступенью. В рельефе дневной поверхности этот район представляет собой стык юго-западных отрогов Бурейского хребта и юго-восточного окончания Зейско-Бурейской равнины. Глубина залегания поверхности М около 35 км.

XII. Сихотэ-Алинское погружение выделяется по замкнутому понижению поля  $\overline{\Delta g}$ , имеющему в плане удлиненно-овальную форму и ориентированному в северо-восточном направлении. В рельефе литосферы ему соответствует сводовое поднятие Сихотэ-Алинской горной страны. Основание земной коры подымается от 38 км в центре до 35 км на периферии.

XIII. Горинской седловине соответствует относительное повышение поля  $\overline{\Delta g}$  между Сихотэ-Алинским погружением и Соктахан-Бурейско-Джугджурской ступенью. В дневном рельефе это система низких гор и долин, отделяющих хр. Мяочан от хр. Хоми, представляющего собой северо-западную часть Сихотэ-Алинской горной страны. Поверхность М залегает на глубине около 35 км.

XIV. Шантарско-Приморская ступень протягивается по полосе интенсивных градиентов силы тяжести и вдоль побережья Охотского моря, включая Шантарские острова, затем уходит на юго-восток через низкогорные хребты Нижнего Приамурья — Мару, Кивну, Омальский, Омельдинский, Чаятын и др. Еще далее к югу она проходит по восточным склонам Сихотэ-Алиния, пересекает в субширотном направлении зал. Петра Великого и прослеживается в юго-западном направлении вдоль Корейского побережья Японского моря. Глубина поверхности М вкрест ступени уменьшается от континента в сторону морских бассейнов от 35 до 27 км.

XV. Уссурийская седловина размещается в небольшом понижении поля  $\overline{\Delta g}$  между Шантарско-Приморской и Хингано-Ханкайской ступенями. На дневной поверхности ей соответствует сочленение юго-западных отрогов Сихотэ-Алиния с долиной р. Раздольной. Глубина залегания поверхности М около 33 км.

XVI. Нижнеамурское поднятие поверхности М включает в себя территорию, прилегающую к низовьям Амура и северную половину акватории Татарского пролива. В Охотском море оно прослеживается к северу от зал. Александры. Эта своеобразная структура субмеридионального простираения полностью располагается в пределах широкой террасовидной полосы изоаномал  $\overline{\Delta g}$ , осложняющей общее повышение регионального гравитационного поля в сторону впадины Дерюгина (в Охотском море). По сравнению с расчетно-гравиметрическими данными, данные ГСЗ указывают на менее глубокое залегание поверхности М (в среднем на 6 км). Наибольшие отклонения отмечаются не-

посредственно по линиям сейсмических профилей, т. е. на площади акваторий, несмотря на то, что уровень поля  $\Delta g$  в их пределах не отличается от материковой части Нижнеамурского поднятия. По материалам ГСЗ (Зверев, 1973; Туезов, 1972), резкий подъем поверхности М ( $H_m = 20$  км) намечается в северной части Татарского пролива, близ пос. Де-Кастри. Выделяемый по сейсмическим данным горстообразный выступ раздела Мохоровичича имеет амплитуду около 6—8 км. Крутизна его склонов превышает наклон поверхности М в материковой части поднятия в 6—9 раз. Аналогичный выступ меньшей амплитуды (до 2—3 км) известен также и в Охотском море, на траверзе о-ва Меньшикова (Меньшиковский выступ).

Причины несоответствия сейсмических и гравиметрических данных для такого рода локальных глубинных структур рассматривались выше. Следует подчеркнуть, что определенную роль здесь может играть и разреженная сеть наблюдений поля силы тяжести в пределах акваторий. Можно также предположить незначительный перепад плотности между верхней мантией и базальтовым слоем, обусловленный скорее всего повышенной плотностью базальтового слоя. Об этом косвенно свидетельствуют данные ГСЗ (Туезов, 1972), из которых следует, что в этом районе граничные скорости по поверхности базальтового слоя максимальны (7,0—7,4 км/с), тогда как раздел Мохоровичича характеризуется нормальными значениями (8,0—8,2 км/с).

XVII. Северо-Сахалинское погружение схематически намечается в основном по данным ГСЗ. Поверхность М образует здесь неширокий прогиб субмеридионального простирания глубиной 32—33 км. Западной части погружения соответствует восточное ограничение упоминавшейся выше гравитационной «террасы». Сейсмические и расчетно-гравиметрические данные в этом районе совпадают, и изогипса  $H_m = 32$  км проходит вдоль выраженного в дневном рельефе уступа между низменными и относительно приподнятыми участками территории Северо-Западного Сахалина. Однако к северо-востоку, в пределах п-ова Шмидта и далее, в сторону Охотского моря, поле  $\Delta g$  интенсивно повышается. Расхождения между сейсмической и гравиметрической оценками  $H_m$  достигают здесь 3 км. Поскольку положение расположенной к востоку от п-ова Шмидта сейсмической изогипсы  $H_m = 32$  км основано на интерполяции между удаленными профилями ГСЗ, нельзя исключить того, что при проведении глубинных сейсмических исследований непосредственно в этом районе будут получены данные о меньшей глубине залегания поверхности М, более соответствующей характеру поля  $\Delta g$ .

XVIII. Северо-Япономорская ступень выделяется по полосе чрезвычайно интенсивных градиентов  $\Delta g$ , приуроченных, глав-

ным образом, к районам континентального склона от зоны шельфа до изобаты 3000—3500 м. Поверхность М здесь круто воздымается от 26 до 13 км в сторону глубоководной котловины Японского моря.

XIX. Япономорское поднятие характеризуется величинами  $H_m$  около 10—12 км. Оно выделяется по изометричной в плане положительной аномалии с очень малыми градиентами изменения  $\Delta g$ . В рельефе дна Японского моря поднятию соответствует глубоководная котловина, ограниченная изобатой 3500 м.

Подводя итоги рассмотренным особенностям гипсометрии поверхности М, можно отметить, что полученные за последние годы геофизические данные вновь подтверждают сделанные ранее выводы (Фотиади, Каратаев, 1963; Деменицкая, 1967; Лишневский и др., 1968, 1969; и др.), что в пределах континентальной части Дальнего Востока СССР зонам с наибольшей мощностью земной коры отвечают крупные сводовые поднятия, а зонам с наименьшей мощностью — обширные по площади понижения в рельефе консолидированной коры. Как видно из предыдущего, этот вывод может быть распространен и на сопредельные районы северо-восточного Китая. К зонам первого типа относятся Чарско-Алданско-Становое, Большехинганское, Баджалско-Ямалинское и Сихотэ-Алинское погружения поверхности М. Зонами второго типа являются Нижнезейское и Среднеамурское поднятия раздела поверхности М. К последнему типу, по всей вероятности, можно отнести и Япономорское поднятие, отвечающее глубоководной котловине, не скомпенсированной осадконакоплением. Наиболее общей чертой этих структур является изометричная или овальная форма, крупные размеры и замкнутость их контуров в плане.

Изложенное позволяет в качестве самостоятельного структурного элемента выделять также ступени поверхности М. Эти ступени, окаймляя глубинные зоны первого или второго типа, во многих случаях занимают огромные площади и приобретают черты автономных глубинных форм, со специфическими особенностями тектоники и магматизма геоморфологического выражения. Наиболее характерными элементами в рельефе земной поверхности, отвечающими ступеням, являются низкогорные хребты, ориентированные как вкрест, так и по их простиранию, линейно вытянутые наложенные впадины с рыхлым выполнением сравнительно небольшой мощности, межгорные покольные понижения и т. п. Ярким примером такого рода геоморфологического района являются хребты и долины Нижнего Приамурья, расположенные в пределах Шантарско-Приморской ступени. По геодинамической характеристике они представляют собой тесно сосуществующие морфоструктуры с разнонаправленным, дифференцированным характером вертикальных тектонических движений, с преобладанием в различные этапы геологического развития либо поднятий, либо опусканий.

Являясь переходными структурами между погружениями и поднятиями поверхности М, ступени имеют различное внешнее выражение. В тех случаях, когда они протягиваются в целом согласно с соответствующими складчатыми комплексами, они разделяют области разновозрастной консолидации или крупные структурно-фациальные зоны. Так, Тукурингро-Бомнакско-Луриканская и Соктахан-Буреинско-Джугджурская ступени разделяют Олёкмо-Становую и Монголо-Охотскую складчатые системы, Хингано-Ханкайская ступень отделяет Сихотэ-Алинскую систему от Ханкайского массива и т. д. В случаях, когда ступени пересекают складчатые системы, они, как правило, расширяются в плане, приобретая более самостоятельное геоструктурное положение. Такое явление характерно для Шантарско-Приморской ступени в Нижнем Приамурье, для Тукурингро-Бомнакско-Луриканской ступени в месте ее пересечения с палеозойско-мезозойскими структурами верхнего Амура. Особенно своеобразно положение ступеней по отношению к средним массивам. Так, большая по площади и приподнятая в современном рельефе часть Буреинского массива (кряж Турана, Амуро-Зейское плато) располагается в пределах Соктахан-Буреинско-Джугджурской ступени. Поднятию поверхности М соответствует лишь наиболее погруженная часть массива — Нижнезейская наложенная впадина (Зейско-Буреинская равнина). Ханкайский массив с его сравнительно небольшими приподнятыми и опущенными зонами полностью попадает на территорию, соответствующую Хингано-Ханкайской ступени.

Все три главных типа структур, т. е. погружения, поднятия и ступени поверхности М, различаются по вещественному составу верхней части земной коры («гранитного слоя»). Об этом свидетельствует характер распределения остаточных гравитационных аномалий в их пределах (табл. 2). Около 80% площадей, соответствующих погружениям поверхности М, занимают остаточные минимумы силы тяжести, тогда как в пределах поднятий наблюдается явное преобладание остаточных максимумов (от 60 до 86%). На площади ступеней положительные и отрицательные аномалии распределяются примерно поровну.

Положительные остаточные аномалии обусловлены значительным развитием в верхних горизонтах коры пород повышенной плотности и основности: карбонатов, диоритов, офиолитов, базитов, гипербазитов и т. д. Отрицательные аномалии приурочены к зонам развития терригенных, в той или иной степени гранитизированных комплексов, гнейсогранитов, плагиогранитов, гранодиоритов и особенно гранитов. (Понижающее влияние рыхлых отложений, как отмечалось выше, из гравитационного поля исключено).

Эти данные показывают, что в пределах континентальной части Дальнего Востока погружениям поверхности М отвечает преимущественно «сиалический» тип консолидированной коры,

Таблица 2

Распределение остаточных аномалий  $\Delta q$  на площади некоторых  
глубинных структур Дальнего Востока СССР

Номер струк- туры	Структуры поверхности М (площадь каждой структуры 100%)	Соотношение площадей остаточных аномалий, %	
		положительные	отрицательные
<b>Поднятия</b>			
VIII	Нижнезейское	86,1	13,9
IX	Среднеамурское	80,4	19,6
XVI	Нижнеамурское	60,4	39,6
<b>Погружения</b>			
V	Баджалско-Ямалинское	21,2	78,8
XII	Сихотэ-Алинское	12,6	87,4
<b>Ступени</b>			
VI	Соктахан-Буренско- Джугджурская	52,6	47,4
X	Хингано-Ханкайская	55,1	44,9
XIV	Шантарско-Приморская	46,6	53,4

а наиболее крупным поднятиям — «фемический». На площадях, где выделяются ступени, строение «гранитного слоя» менее однородно, здесь чаще наблюдается чередование зон повышенной или пониженной основности и в целом отсутствует преобладание пород одного типа над другим.

В заключение следует остановиться еще на одной особенности ступеней. В пределах материковой части рассматриваемого региона, как видно из изложенного, они остаются такими же пологими структурными формами, как поднятия или погружения поверхности М. Углы их наклона не превышают 2—3°. Иная картина наблюдается при приближении к окраинам дальневосточных морей, в направлении к кайнозойской геосинклинально-складчатой области. Крутизна наклона ступеней возрастает в 2—3 раза, они осложняются отдельными поднятиями и погружениями, в их пределах появляются локальные выступы и впадины с еще большим наклоном бортов. Усложняются и их связи с геоморфологическими элементами земной поверхности, затушевывается отображение этих структур в аномалиях потенциальных полей. Нельзя исключать того, что и в пределах континента отдельные тектонические элементы (Верхнебуренский и Верхнезейский прогибы, некоторые горные хребты и др.), относимые при нынешнем уровне геофизической изученности к зонам ступеней, в действительности имеют индивидуальное выражение в рельефе поверхности М.

## Литература

- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостонтехиздат, 1962, 495 с.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974, 280 с.
- Булин Н. К., Афанасьева И. А., Проняева Е. А. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным. — «Сов. геология», 1972, № 10, с. 134—139.
- Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973, 208 с.
- Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Туезов И. К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 108 с.
- Дементицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967, 280 с.
- Зверев С. М. Этапы сейсмических исследований земной коры Дальневосточной переходной зоны. — «Труды СахКНИИ», вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972, с. 110—115.
- Лишевский Э. Н., Елисеева И. С., Богомазова Т. А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным. — «Сов. геология», 1968, № 7, с. 75—85.
- Лишевский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 21—32.
- Лишевский Э. Н. Опыт металлогенического районирования Сихотэ-Алинской складчатой области (по геолого-гравиметрическим данным). — «Сов. геология», 1974, № 6, с. 34—43.
- Полов А. А., Аргентов В. В., Оспанов А. Б. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры юго-западного Приморья. — «Труды СахКНИИ», вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972, с. 119—128.
- Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. — «Геология и геофизика», 1974, № 5, с. 155—167.
- Туезов И. К. Структура земной коры Охотского и Японского секторов по материалам региональных сейсмических исследований. — «Труды СахКНИИ», вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972, с. 129—145.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. — «Геология и геофизика», 1963, № 10, с. 5—19.
- Шапочка И. И., Головки Б. А., Шанцын К. А. Характер геофизических полей и природа аномалий Хабаровского края и Амурской области. — В кн.: Магматич. комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 181—187.

# ИЗОСТАЗИЯ И НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Ю. А. Павлов, П. В. Портнягина, В. П. Семакин

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

Для различных районов рассматриваемой территории опубликовано несколько довольно детальных схем и карт неотектоники (Резанов, 1964; Денисов, 1965; Наймарк, 1966; Афонский, 1970; Беспалый, Максимов, 1971; и др.). Однако при составлении их разными авторами в качестве исходных были приняты различные поверхности. Это обстоятельство несколько затрудняет составление сводной схемы неотектоники для всего региона, в связи с чем мы сочли возможным использовать в качестве основного источника информации об амплитудах новейших движений «Карту новейшей тектоники СССР» масштаба 1 : 5 000 000, изданную в 1959 г. Эта карта, обладая определенным схематизмом, дает достаточно ясное представление о распределении региональных новейших деформаций, которые находят то или иное отражение в мощности земной коры и влияют на ее изостатическое состояние.

Для оценки изостатического состояния земной коры использованы разности теоретической и реальной ее мощностей. Теоретическая мощность вычислена по рельефу земной поверхности как мощность, необходимая для уравнивания топографических масс по гипотезе Эри. Реальная мощность определена по сейсмическим и гравиметрическим данным. Более подробно методика таких вычислений изложена ранее (Павлов, Семакин, 1973; Павлов, Парфенов, 1973; Гайнанов и др., 1974).

Расчеты показывают, что на большей части рассматриваемой территории мощность коры недостаточна для обеспечения изостазии — дефицит ее достигает 5—7 км. В то же время вся территория характеризуется преимущественно новейшими поднятиями с амплитудами свыше 500 м при максимальных поднятиях, превышающих 2000 м (рис. 1). На основании качественного сопоставления дефицита мощности коры и величин новейших деформаций выделяется 19 зон, которые характеризуются различным их соотношением (см. врезку на рис. 1).

Чукотская зона (I), охватывающая юго-восточную часть

Анадырского хребта и юго-западную часть Чукотского полуострова, характеризуется местами амплитудами поднятий свыше 1000 м при недостатке мощности коры по сравнению с мощностью, отвечающей условиям изостазии, около 2—3 км.

Гыданская зона (II) расположена в районе Гыданского хребта и Анадырского плоскогорья. Амплитуды новейших поднятий в этой зоне редко превышают 1000 м, а дефицит мощности коры — от 3 до 5 км. При этом область максимального нарушения равновесия земной коры смещена к северо-западу от оси максимальных новейших поднятий.

Анюйская зона (III) охватывает районы Северного и Южного Анюйских хребтов. На большей части этой зоны новейшие поднятия не превосходят 1000 м, а дефицит мощности коры достигает почти 3 км.

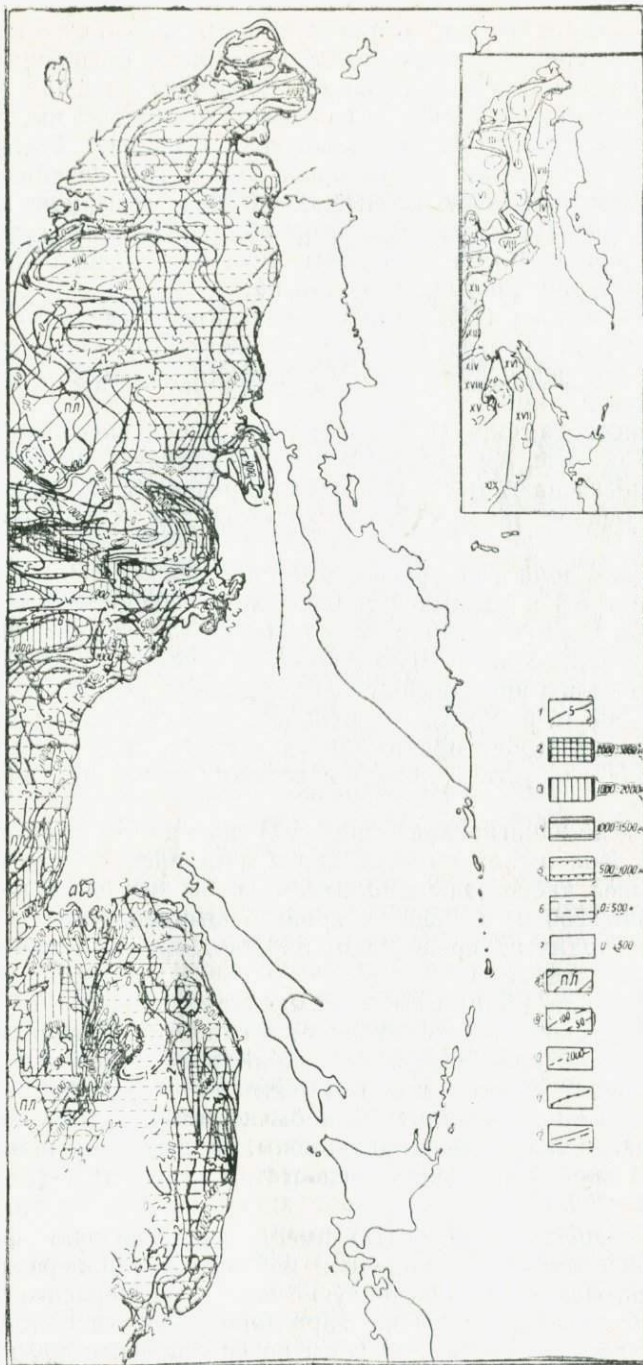
Тайгоноская зона (IV) приурочена в большей своей части к п-ову Тайгонос. Амплитуды новейших поднятий на этом полуострове превышают местами 1000 м, а реальная мощность коры на 4 км меньше мощности, необходимой для обеспечения равновесия.

Чаунская зона (V) располагается к западу и востоку от Чаунской губы и занимает сравнительно узкую полосу вдоль побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также северо-восточную часть Чукотского полуострова. В западной части этой зоны при новейших деформациях, обычно не превосходящих 500 м, наблюдается равновесие земной коры, а на Чукотском полуострове при амплитудах поднятий, иногда превышающих 500 м, устанавливается дефицит мощности коры в 1—2 км.

Колымско-Юкагирская зона (VI) находится в основном в пределах Колымской низменности и Юкагирского плоскогорья. На большей части зоны амплитуды новейших деформаций не превышают 200 м, и лишь в крайней юго-восточной части ее новейшие поднятия превосходят 500 м. Дефицит мощности коры здесь составляет 1—3 км.

Анадырская зона (VII), занимающая район к северо-западу от Корякского хребта, отличается слабо нарушенным равновесием земной коры (дефицит мощности на большей части зоны составляет около 1 км) и характеризуется малыми амплитудами новейших деформаций (обычно не более 500 м). Лишь вдоль северо-западной окраины зоны, где амплитуды новейших поднятий превышают 500 м, недостаток мощности коры возрастает до 2—3 км.

Омсукчанская зона (VIII) имеет дугообразную форму, с выпуклой стороной, обращенной к Охотскому побережью. Эта зона охватывает юго-восточную часть хр. Черского и район Омсукчанского хребта. Она характеризуется наибольшим нарушением изостазии земной коры по сравнению с другими рассматриваемыми зонами Дальнего Востока и Северо-Востока



СССР. В восточной ее части дефицит мощности коры достигает 7 км, тогда как амплитуды новейших поднятий редко превышают 1000 м.

Черская зона (IX) располагается в районе хр. Черского. При новейших поднятиях свыше 2000 м дефицит мощности коры здесь не превышает 5 км.

Сунтар-Хаятинская зона (X) занимает район хр. Сунтар-Хаята. В этой зоне преобладают амплитуды новейших поднятий свыше 1000 м, а дефицит мощности земной коры — 5—6 км.

Яно-Оймяконская зона (XI), расположенная к северу от Сунтар-Хаятинской зоны, характеризуется недостатком мощности коры около 4 км при амплитудах новейших поднятий до 2000 м.

Охотская зона (XII) протягивается в основном вдоль Охотского моря. В пределах зоны дефицит мощности варьирует от 0 до 3 км при амплитудах новейших поднятий, редко превышающих 1000 м.

Джугджурская зона (XIII) охватывает район хр. Джугджур и восточную часть Станового хребта. При амплитудах новейших поднятий до 2000 м и более в этой зоне устанавливается дефицит мощности земной коры до 5 км.

В Удинской зоне (XIV), расположенной в бассейне р. Уды, изостатическое состояние земной коры не выяснено из-за отсутствия необходимых данных. Но с учетом средней зависимости между величинами новейших деформаций и степенью нарушения изостазии (рис. 2) можно ожидать, что в этой зоне с амплитудами поднятий свыше 1000 м дефицит мощности коры может достигать 4 км.

Малохинганская зона (XV) находится в юго-западной части Хабаровского края в районе хребтов Буренского, Баджалевского и Малый Хинган. Зона характеризуется амплитудами поднятий свыше 1000 м при дефиците мощности коры до 3 км.

---

*Рис. 1.* Соотношение изостазии с новейшими движениями земной коры на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР: 1 — линия равных разностей значений теоретической мощности коры и ее действительной мощности; 2 — 7 — ступени суммарных деформаций донеогеновой поверхности за неоген и четвертичный период в зонах донеогеновой складчатости, м; 8 — области материковых платформ; 9 — изолинии суммарных поднятий донеогеновой поверхности за неоген и четвертичный период в областях материковых платформ; 10 — изолинии суммарных опусканий донеогеновой поверхности за неоген и четвертичный период в областях материковых платформ; 11 — границы геоструктурных областей; 12 — новейшие разрывы (установленные и предполагаемые). На врезке — зоны с различной степенью нарушения изостазии: I — Чукотская; II — Гыдавская; III — Алюйская; IV — Тайгоноская; V — Чаунская; VI — Колымско-Юкагирская; VII — Анадырская; VIII — Омсукчанская; IX — Черская; X — Сунтар-Хаятинская; XI — Яно-Оймяконская; XII — Охотская; XIII — Джугджурская; XIV — Удинская; XV — Малохинганская; XVI — Нижнеамурская; XVII — Сихотэ-Алиинская; XVIII — Болонь-Николаевская; XIX — Посыетская

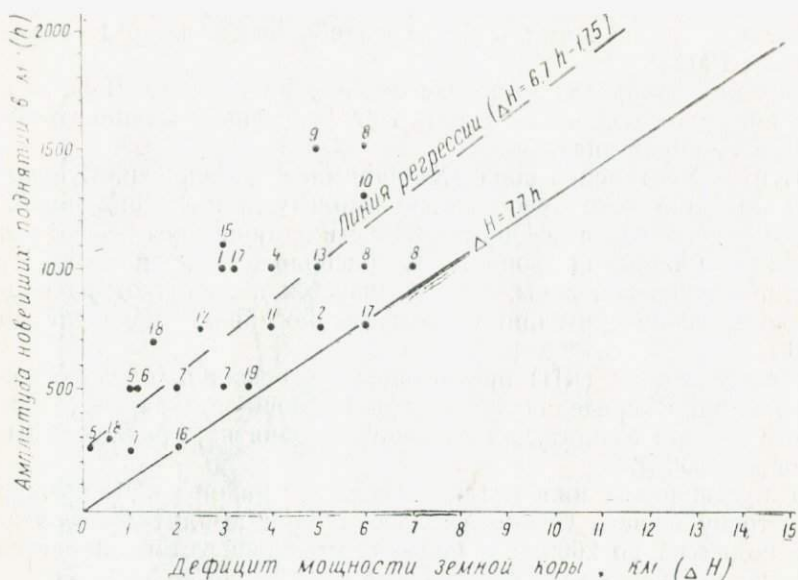


Рис. 2. Соотношение амплитуд новейших поднятий с дефицитом мощности земной коры. Цифрами обозначены номера зон, показанных на рис. 1.

Нижнеамурская зона (XVI) располагается в бассейне нижнего течения Амура и является северным продолжением Сихотэ-Алинской зоны. Амплитуды новейших поднятий в зоне не превышают 1000 м. При этом наиболее поднятые участки (хребты Чаятын, Мевачан и др.) сравнительно невелики по площади. Дефицит мощности коры около 2 км.

Сихотэ-Алинская зона (XVII), охватывающая практически всю площадь Сихотэ-Алия, характеризуется недостатком мощности коры до 6 км, при максимальных амплитудах новейших поднятий свыше 2000 м. При этом область максимального нарушения изостазии в этой зоне смещена относительно оси новейшего поднятия в сторону побережья.

Болонь-Николаевская зона (XVIII) занимает бассейны среднего течения рек Амгунь и Амур. Центральная часть этой зоны, где амплитуды новейших деформаций не превышают 500 м, находится в состоянии, близком к равновесию. Небольшие нарушения изостазии (дефицит мощности коры 1—2 км) устанавливаются по краям зоны, где амплитуды новейших поднятий превосходят местами 1000 м.

Посьетская зона (XIX), находящаяся на юго-западе Приморья, характеризуется недостатком мощности коры в 2—4 км при амплитудах новейших поднятий до 500 м и более.

Для выявления связи изостазии и новейших движений земной коры на корреляционный график нанесены величины дефи-

цита мощности коры и амплитуд новейших поднятий по различным зонам (см. рис. 2).

Если нарушение равновесия обусловлено новейшим поднятием земной коры, находившейся до этого в равновесии, то должно выполняться условие:

$$\Delta H = h \left( \frac{\sigma_{\tau}}{\Delta \sigma} + 1 \right),$$

где  $\sigma_{\tau}$  — плотность топографических масс,  
 $\Delta \sigma_{\kappa}$  — разность плотностей коры и верхней мантии,  
 $h$  — амплитуда новейшего поднятия,  
 $\Delta H$  — дефицит реальной мощности коры по сравнению с мощностью, необходимой для обеспечения равновесия.

Для  $\sigma_{\tau} = 2,67 \text{ г/см}^3$  и  $\Delta \sigma_{\kappa} = 0,4 \text{ г/см}^3$  получим:

$$\Delta H = 7,7h.$$

Линия, отражающая это соотношение, показана на корреляционном графике (см. рис. 2). Для точек, попадающих непосредственно на эту линию, наблюдаемое нарушение изостазии может быть полностью объяснено нескомпенсированным новейшим поднятием. Точки, лежащие выше этой линии, соответствуют случаю, когда топографические массы, созданные новейшими поднятиями, частично скомпенсированы (полной компенсации соответствует линия  $\Delta H = 0$ ). Расположение точек ниже линии  $\Delta H = 7,7h$  означает, что изостазия нарушена больше, чем это может быть вызвано воздыманием земной коры на величину, равную амплитуде новейшего поднятия. Точки, расположенные на линии  $h = 0$  (отсутствие новейших деформаций), естественно, соответствуют нарушению равновесия земной коры не за счет новейших движений, а за счет каких-либо других факторов.

Как видно из рис. 2, в пределах Дальнего Востока и Северо-Востока СССР между амплитудами новейших поднятий и степенью нарушения изостазии существует отчетливая корреляционная зависимость. Коэффициент корреляции составляет 0,75 при среднеквадратичных отклонениях по дефициту мощности коры  $\pm 1,94 \text{ км}$ , а по амплитудам поднятий —  $\pm 380 \text{ м}$ . Уравнение регрессии имеет вид

$$\Delta H = 6,7h - 1,75$$

Точки, соответствующие этим районам, располагаются или непосредственно на линии  $\Delta H = 7,7h$ , или выше ее, т. е. для этих районов нарушение изостазии может быть объяснено непосредственно новейшими поднятиями и последующей частичной компенсацией топографических масс, возникших в результате

этих поднятий. Практически не компенсированы новейшие поднятия в Посьетской, Нижнеамурской зонах и в восточной части Сихотэ-Алинской зоны. В среднем же по Сихотэ-Алинской зоне новейшие поднятия компенсированы примерно наполовину. Слабая компенсация устанавливается в Гыданской, Яно-Оймяконской зонах и на значительной части Омсукчанской зоны. В пределах остальных зон нарушения изостазии, вызванные воздыманиями коры в процессе новейших движений, при дальнейшем развитии земной коры скомпенсированы на 50 и более процентов.

Следует отметить, что часто при сопоставимых нарушениях изостазии, выражающихся в дефиците мощности земной коры, топографические нагрузки компенсированы тем больше, чем значительнее амплитуды новейших поднятий. Так, одинаковый дефицит мощности коры, равный 5 км, устанавливается в Гыданской зоне, где амплитуда новейших поднятий составляет в среднем 750 м, и в Черской зоне, где новейшие поднятия местами превышают 2000 м. В первой зоне нарушение изостазии может быть почти полностью объяснено новейшими поднятиями, во второй зоне топографические нагрузки, возникшие за счет новейших поднятий, в значительной степени скомпенсированы.

Приведенные материалы показывают, что в рассмотренных районах Дальнего Востока и Северо-Востока СССР нарушение изостазии, по-видимому, обусловлено преимущественно воздыманием земной коры в процессе новейших деформаций при последующей частичной компенсации возникших топографических масс. Возможно, компенсация осуществляется как за счет увеличения мощности коры, так и за счет уменьшения ее средней плотности. При этом компенсация осуществляется тем быстрее, чем больше амплитуды поднятий.

#### Литература

Афонский М. Н. Неотектоника южной части советского Дальнего Востока. — «Геология и геофизика», 1970, № 2, с. 64—71.

Беспалый В. Г., Максимов А. Е. Неотектоника и изостазия Северо-Востока СССР. — «Геоморфология», 1971, № 3, с. 47—51.

Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Тузов И. К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 108 с.

Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965, 82 с.

Карта новейшей тектоники СССР, масштаб 1 : 5 000 000. М., изд. ГУГК, 1959.

Наймарк А. А. Схема неотектоники крайнего Северо-Востока СССР. — «ДАН СССР», т. 170, 1966, № 4, с. 912—915.

Павлов Ю. А., Семакин В. П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны. — В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1973, с. 105—121.

Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченных Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1973, 111 с.

Резанов И. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1964, 148 с.

# О ГЕТЕРОГЕННОСТИ БЕРИНГОВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ю. А. Павлов

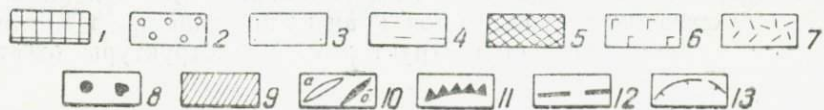
Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

Материковая отмель, образующая берингоморский шельф, занимает значительную северо-восточную часть моря. Ее ширина около 700 км, а протяженность в северо-западном направлении более 1500 км. С севера и востока к ней примыкают мезозойские складчатые образования Чукотки и Аляски, а с запада — кайнозойская Корякская складчатая система Северо-Востока СССР.

По геологическим данным предполагается, что значительная часть шельфа занята эпимезозойской плитой Дежнева, поднятия поверхности которой соответствуют о-ва Св. Лаврентия, Св. Матвея, Нунивак и Прибылова, а западная часть шельфа является продолжением Корякской складчатой системы (Тектоника Евразии, 1966). Однако из-за отсутствия данных граница между этими районами разновозрастной складчатости проводится условно.

Уточнить положение областей мезозойской и кайнозойской складчатостей в пределах берингоморского шельфа позволяют в настоящее время гравиметрические данные советских и американских исследований (Гайнанов и др., 1974; Worzel, 1965; Barnes, 1969).

Аномальное гравитационное поле (в редукции Буге) рассматриваемого района постепенно повышается от отрицательных значений в несколько десятков миллигал на Чукотке и  $-80 \div -100$  мгл на Аляске до положительных значений в первые десятки миллигал в пределах шельфа. На большей части Аляски поле  $\Delta g$  довольно слабо дифференцировано и характеризуется наличием протяженных (до 500—700 и более километров) относительных максимумов и минимумов с амплитудами 20—40 мгл. Преобладают северо-восточные простирания этих крупных аномалий. При этом устанавливается закономерная приуроченность минимумов к антиклинальным, а максимумов — к синклиналильным структурам. Эти структуры отчет-



ливо прослеживаются по гравиметрическим данным и на шельфе примерно до  $174^{\circ}$  западной долготы (см. рисунок).

Западнее, в пределах Анадырского залива и части шельфа, расположенной к югу от него, аномальное гравитационное поле приобретает черты, характерные для области кайнозойской складчатости в северной части Корякской складчатой системы. Средний уровень поля понижается на 20—30 мгл, значительно увеличивается дифференцированность аномалий. Относительные амплитуды последних возрастают до 50—80 мгл. Протяженность относительных максимумов и минимумов уменьшается до 100—150 км, за исключением смежных минимума и максимума в районе Восточно-Корякского антиклинория, которые непрерывно прослеживаются с суши на прилегающий участок шельфа и достигают в длину 300—400 км. По простиранию аномалии приобретают на шельфе и на соседних участках суши дугообразную форму с выпуклой стороной, обращенной к северу, в соответствии с простираниями структур Корякской системы, простирания аномалий и структур постепенно переходят в меридиональные.

Таким образом, гравиметрические данные подтверждают предположение о гетерогенности берингоморского шельфа (Тектоника Евразии, 1966; Пуцаровский, 1972; Гнибиденко, 1973). Его восточную часть примерно к востоку от  $174^{\circ}$  з. д., сложенную структурами, подобными аляскинским, по всей видимости, следует относить к докайнозойской (мезозойской) складчатости, а западную часть, сложенную структурами, подобными структурам Корякской складчатой системы, — к кайнозойской складчатости. При этом в той и другой части шельфа простирания аномалий совпадают с простираниями соответствующих структур суши, а в районе между  $174$  и  $175^{\circ}$  з. д. аномалии приобретают резко секущее по отношению к ним субмеридиональное простирание, отчетливо разделяя указанные районы. Оче-

---

Схема соотношения некоторых элементов тектоники и аномального гравитационного поля в редукции Буге в районе берингоморского шельфа. Элементы тектоники даны в упрощенном виде по тектонической карте Евразии (1966): 1 — выступы основания областей мезозойской складчатости; 2 — мезозойские складчатые комплексы; 3 — наложенные мезозойские и кайнозойские впадины; 4 — кайнозойские складчатые комплексы; 5 — Берингоморская глубоководная котловина; 6 — покровы кайнозойских платобазальтов; 7 — вулканогенно-осадочный комплекс Чукотско-Катазиатского пояса; 8 — ультрабазиты; 9 — Алеутский глубоководный желоб; 10 — оси гравитационных аномалий: а — относительных минимумов, б — относительных максимумов; 11 — оси высокоградиентных гравитационных зон (гравитационных ступеней); 12 — граница областей мезозойской и кайнозойской складчатостей, устанавливаемая по гравиметрическим данным; 13 — граница Чукотско-Юконского срединного массива и его погребенных частей, находящихся отражение в аномальном гравитационном поле

видно, это связано с субмеридиональным разломом, разделяющим области мезозойской и кайнозойской складчатости.

Сопоставляя аномальные гравитационные поля Чукотки и Аляски, целесообразно несколько подробнее остановиться на анализе распределения аномалий в районе восточной оконечности Чукотки и аляскинского полуострова Сьюард. Поле  $\Delta g$  в редукции Буге на этих участках суши и на прилегающих участках шельфов Берингова и Чукотского морей характеризуется наличием сравнительно многочисленных отрицательных и положительных локальных аномалий интенсивностью в первые десятки миллигал. Поперечные размеры этих аномалий изменяются от 10 до 100 км при слегка вытянутой форме. На общем региональном плане субширотного простирания изоаномал в этом районе локальные аномалии отчетливо проявляют тенденцию к субмеридиональному и северо-западному простиранию. Сходный характер поля наблюдается и в западной части мезозойской наложенной впадины Юкон-Коюкук, хотя общий уровень интенсивности локальных аномалий несколько выше и намечается изменение их простираний от субмеридионального к северо-восточному.

За пределами указанных районов аномальное поле значительно менее дифференцировано и характеризуется преобладанием крупных линейных аномалий.

Приуроченность такого характерного аномального поля к участкам развития глубоко метаморфизованных докембрийских образований Юконского срединного массива и восточной части Чукотского полуострова подтверждает правомерность предполагаемого некоторыми геологами (Тектоника Евразии, 1966; Гнибиденко, 1969, 1973; Пушаровский, 1972) выделения единого Чукотско-Юконского срединного массива и позволяет оконтурить по гравиметрическим данным границы этого массива и его погребенных частей на прилегающих участках шельфа и под отложениями мезозойской наложенной впадины Юкон-Коюкук (см. рисунок).

По этим данным, северная граница Чукотско-Юконского срединного массива проходит в Чукотском море от Колючинской губы в северо-восточном направлении до  $68^\circ$  с. ш., затем в субширотном направлении протягивается до Аляски. На Аляске граница массива продолжается в субширотном направлении, несколько отклоняясь к югу до пересечения северного полярного круга со 157-м западным меридианом, затем почти по прямой линии простирается в юго-юго-западном направлении до зал. Кускоквим, проходя по восточной границе впадины Юкон-Коюкук с антиклинорием Руби. От зал. Кускоквим граница прослеживается в субмеридиональном направлении через пролив Этолина, отделяющий о-в Нунибак от Аляски, примерно до точки пересечения 64-й северной параллели со 168-м западным меридианом. Затем она поворачивает к западу и про-

тягивается в широтном направлении до зал. Аччен, откуда в субмеридиональном направлении между 174 и 175° з. д. пересекает Чукотку и через Колючинскую губу выходит в Чукотское море.

Обращает внимание, что западная граница срединного массива в пределах Чукотки лежит на продолжении субмеридиональной части предполагаемого глубинного разлома, разделяющего области мезозойской и кайнозойской складчатостей берингоморского шельфа. Общая площадь Чукотско-Юконского срединного массива в указанных границах составляет около 450 тыс. км<sup>2</sup>.

Таким образом, уже имеющиеся региональные гравиметрические данные позволяют в некоторой степени уточнить сведения о тектоническом строении берингоморского шельфа, отражая его сложную гетерогенную природу. Для более подробного изучения геологического строения этого региона целесообразно проведение на ближайшем этапе исследований планомерных мелко- и среднемасштабных площадных комплексных геофизических съемок, включающих сейсмические (ГСЗ и МОВ), гравиметрические и магнитометрические измерения.

#### Литература

Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Стров П. А., Сычев П. М., Тузов Н. К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 107 с.

Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1969, 135 с.

Гнибиденко Г. С. Тектоника дна Берингова моря. — «Геотектоника», 1973, № 4, с. 94—108.

Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972, 222 с.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, 487 с.

Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М., изд. ГИН АН СССР и ГУГК СССР, 1966.

Worzel J. Z. Pendulum Gravity Measurements at sea, 1936—1959. — «Wiley», New York, 1967, 157 p.

Barnes D. F. Progress on a Gravity Map of Alaska. — «Trans. Amer. Geoph. Union», vol. 50, No 10, 1969, p. 550—552.

## РЕЛЬЕФ ОСНОВНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ РАЗДЕЛА ЗЕМНОЙ КОРЫ КАМЧАТКИ

Г. П. Декин, М. И. Зубин

Институт вулканогени ДВНЦ АН СССР, Петропавловск-Камчатский

В последние годы на территории Камчатки силами СахКНИИ и Института вулканологии ДВНЦ АН СССР проведены сейсмические исследования, позволяющие по-новому подойти к интерпретации данных региональных гравиметрических съемок. Два профиля ГСЗ выполнены в Центральной части Камчатки (широтный — через Козыревский хребет, Центральную Камчатскую депрессию, Ключевскую группу вулканов; меридиональный — по долине р. Камчатки). В юго-восточной части полуострова два профиля ГСЗ пересекают с запада на восток Ганальский выступ метаморфических пород, Начинкинскую зону поперечных дислокаций и Авачинскую группу вулканов.

В верхней части разреза на всех профилях наиболее четко выделяется сейсмическая граница с граничными скоростями  $V_2 = 5,0-5,4$  км/с, отождествляемая с кровлей дислоцированных меловых отложений верхнемелового возраста. Нижней границей консолидированных меловых отложений является преломляющий горизонт с граничными скоростями 5,7—6,2 км/с. Наблюдаемые граничные скорости характерны для «гранитного» слоя. Нижняя граница «гранитного» слоя выражается значительно менее отчетливо, особенно на южных профилях. На профиле, проходящем через Ключевскую группу вулканов, с границей Конрада условно отождествляют серию отражающих площадок, ниже которой пластовые скорости резко возрастают до 7,2—7,4 км/с. Мощность земной коры по изученным профилям колеблется от 30—34 км в районах Срединного хребта и Начинкинской поперечной зоны дислокаций до 22 км под Авачинской группой вулканов и 26—28 км под Ганальским хребтом и Ключевской группой вулканов.

Приведенные данные и разрезы по профилям ГСЗ послужили основой для построения рельефа основных поверхностей раздела земной коры Камчатки. Использовались карты наблюдаемого поля силы тяжести, осредненного поля (с радиусом осреднения 10, 30, 50 км) и карты остаточных аномалий. Глубины до

определенной границы раздела, снятые с профилей ГСЗ, сопоставлялись со значениями поля силы тяжести различного уровня трансформации. При этом определялись коэффициент корреляции ( $R$ ), надежность коррелятивной связи (из условия  $R\sqrt{n-1} \geq 3$ , где  $n$  — число точек), среднеквадратичное отклонение ( $\sigma$ ). По величине  $R$  выбиралась карта аномалий силы тяжести, наилучшим образом коррелирующаяся с глубиной до определенной границы. Вычислялись коэффициенты линейной зависимости и составлялось уравнение прямой вида  $H = a + bx$ , отражающей близкую к функциональной ( $R = 0,95 - 0,99$ ) зависимость поля силы тяжести от глубины. По уравнениям регрессии для случаев максимального значения коэффициента корреляции построены карты рельефа мелового и кристаллического фундамента и поверхности Мохоровичича.

При построении уравнений регрессии, описывающих рельеф мелового фундамента, были получены три различные зависимости для участков профилей ГСЗ, пересекающих Козыревскую, Хапиченскую и Авачинскую депрессии. Для Козыревской впадины значение избыточной плотности в уравнении равно  $0,3 \text{ г/см}^3$ , что отвечает среднему значению избыточной плотности на границе кайнозойских отложений с меловым фундаментом практически по всей Камчатке (по данным Камчатского территориального геологического управления). Это же значение получается при использовании зависимостей плотности от скорости (Урупов, 1966; Скорикова, 1970). При этом следует учесть, что, по сейсмическим данным, поверхность мелового фундамента залегает в основном согласно с поверхностью кристаллического фундамента. В этом случае при определении избыточной плотности по верхней поверхности мы должны были получить для нее завышенное значение. Чтобы оценить эту величину, найдем, зная из сейсмического разреза среднюю глубину залегания границ, значения эффективных плотностей каждой границы:  $\sigma_1 = 0,28 \text{ г/см}^3$  и  $\sigma_2 = 0,06 \text{ г/см}^3$ . Тогда суммарная эффективная плотность составляет  $0,34 \text{ г/см}^3$ . Очевидно, что завышенное избыточной плотности за счет поверхности кристаллического фундамента невелико, а вклад последнего в поле незначителен.

Избыточные плотности в уравнениях для Хапиченской впадины и Авачинской депрессии равны соответственно  $0,5$  и  $0,7 \text{ г/см}^3$ . Из вышеизложенного следует, что эти значения не объясняются ни различием в свойствах пород, заполняющих депрессии (по сейсморазведочным данным, их разрез и скоростные характеристики одинаковы), ни влиянием нижележащей границы. Причины этих аномалий будут разобраны ниже.

При сопоставлении глубин до кровли меловых дислоцированных отложений, полученных из уравнений, с глубинами по скважинам минимальные расхождения получены для «козыревского» уравнения. Здесь следует оговориться, что авторы соз-

нают условность отнесения плотностной границы с избыточной плотностью  $0,3 \text{ г/см}^3$  к поверхности мелового фундамента для всей территории Камчатки. Вместе с тем схематичность построения и точность около 1 км позволяют не рассматривать отдельные детали.

В первом приближении полученная карта (рис. 1) отражает существующие геологические данные о рельефе поверхности мелового фундамента. В частности, большинство указанных на геологической карте выходов меловых пород на поверхность фиксируется нулевой изолинией. В пределах Западной Камчатки это небольшие выходы верхнемеловых пород мыса Омгон, мыса Ухтолокского, хребта Морошечного, Тигильского и Кинкильского поднятий. Остальная территория Западной Камчатки может быть разделена на три разнопостроенных участка глубокого погружения мелового фундамента (на 2—4 км). Участок от мыса Омгон до р. Ича представляет собой зону узких меридионального направления складок мелового фундамента с максимальным его погружением до 4 км. Междуречье рек Облуковина и Крутогорова представляет собой широтную зону относительного поднятия поверхности мелового фундамента (глубины около 1 км). Далее на юг, почти до р. Большой, следует цепь прогибов фундамента до 3 км, объединяемая общим погружением на 2 км и более. Район Усть-Большерецка и долины рек Большой и Быстрой характеризуются высоким положением мелового фундамента (глубины менее 1 км). Западная часть Южной Камчатки — область погружения, мелового фундамента с отдельными впадинами (Опальская, Голыгинская) до 3 км. Мозаичность строения и наличие вулканов (Большая и Малая Ипельки, Опала) отличает этот участок от остальной территории Западной Камчатки.

Камчатско-Корякский антиклинорий на территории Камчатского полуострова характеризуется прогибом мелового фундамента. Известно, что в южной части Срединного хребта верхнемеловые породы распространены достаточно широко. Почти непрерывная полоса отложений верхнего мела окаймляет с северо-востока и востока Срединный Камчатский массив древних пород. На карте отчетливо выделяется выступ мелового фундамента в бассейнах рек Андриановка и Кенсол. Этот вытянутый в северо-северо-восточном направлении выход на поверхность меловых пород имеет отчетливое продолжение на север в виде почти непрерывной цепи столь же вытянутых зон относительного воздымания фундамента, проходящего через хребты Козыревский, Быстринский, Крюки. При этом на север увеличивается глубина залегания — от 0 до 1—2 км. Северная часть Срединного хребта, включая Ичинскую вулcano-тектоническую структуру, представляет собой прогиб мелового фундамента с амплитудой 2—3 км. Южная часть Срединного хребта характеризуется интенсивным минимумом силы тяжести. Однако нали-

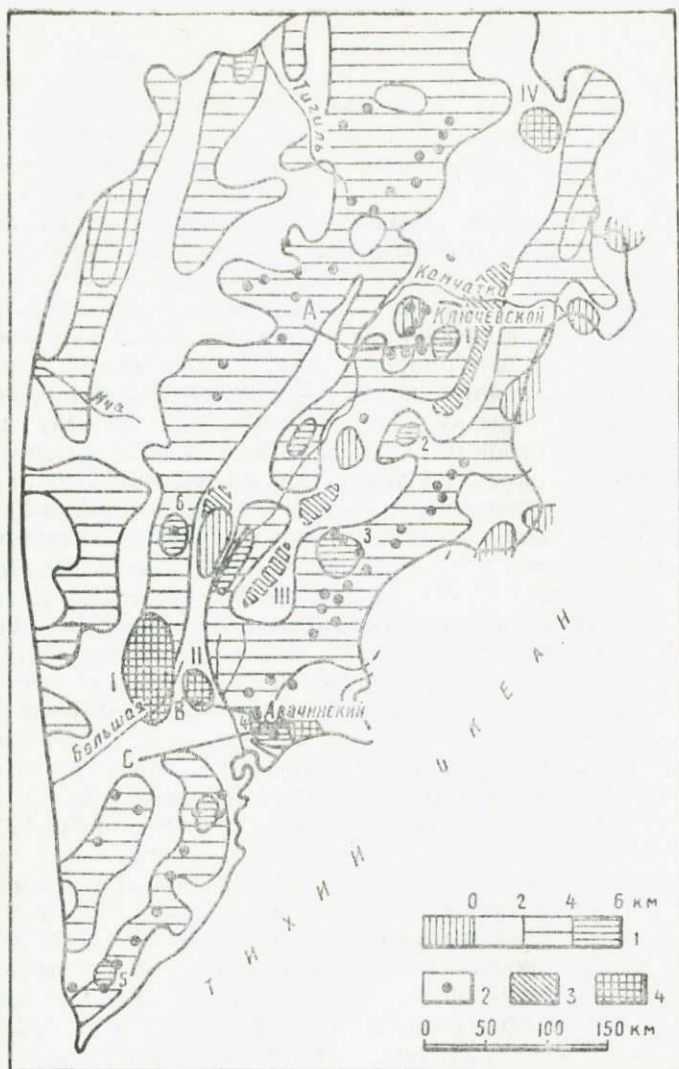


Рис. 1. Схема рельефа поверхности мелового фундамента Камчатки: 1 — шкала глубин от уровня моря; 2 — вулканы; 3 — выходы на поверхность меловых пород; 4 — то же древних пород (3 и 4 — по Геологии СССР, т. XXXI, 1964); цифры на схеме — отрицательные аномалии силы тяжести: 1 — Хапченская; 2 — Шапнская; 3 — Узонская; 4 — Авачинская; 5 — Паужетская; 6 — Хангарская; выходы на поверхность меловых и древних пород: I — Срединный массив древних метаморфических пород; II — Ганальский выступ метаморфических пород; III — Валагинский хребет; IV — Хавывенская возвышенность. Профили ГСЗ: А — Ключевской, В — Ганальский, С — Авачинский.

чие здесь Срединного Камчатского массива древних пород не позволяет считать, что этот минимум отражает погружение мелового фундамента. Видимо, причиной его является серия древних метаморфических пород, насыщенных интрузивами кислого ряда, которые и создают пониженную среднюю плотность пород массива, достигая максимального выражения в районе вулкана Хангар.

Восточно-Камчатский антиклинорий в осевой части сложен верхнемеловыми породами. Его положение определялось осевыми частями хребтов Валагинского, Тумрок, Кумроч и Начикинского. Однако на предлагаемой карте выходы меловых пород на поверхность в Валагинском хребте отчетливо прослеживаются на север в виде серии поднятий: блок в районе пос. Пуцино — вулкана Николка, поднятие непосредственно к западу от Ключевской группы вулканов, через вулкан Швелуч к Хавывенской возвышенности. Здесь, как и в выступе меловых пород по восточной окраине Срединного хребта, происходит некоторое погружение поверхности мелового фундамента на север. Между двумя зонами поднятий северо-северо-восточного направления располагается глубокий прогиб мелового фундамента, соответствующий Центрально-Камчатской депрессии. Прогиб разбит широтными разломами на ряд блоков, но глубина до мелового фундамента остается почти постоянной и составляет для Козыревской и Долиновской впадин около 4 км, для Шаромской — 3,5 км. Далее к югу депрессия сужается и не отражается на карте.

Хребты Тумрок, Кумроч и Начикинский, вероятно, являются крылом Восточно-Камчатского антиклинория. Особенно отчетливо это видно на примере северного окончания хр. Кумроч (Мараханов, 1972).

Восточно-Камчатский прогиб характеризуется наиболее сложным строением рельефа мелового фундамента. В целом он имеет глубины до мелового фундамента 2 и более километров. Максимальные значения (5—6 км) относятся к изометричным депрессиям: Хапиченской, Шапинской, Узонской, Авачинской. Положение мелового фундамента в пределах Восточного вулканического пояса на Южной Камчатке позволяет, на наш взгляд, объединить эту территорию с Восточно-Камчатским прогибом. Поднятие фундамента в районе Гольгинских гор, горы Детинка и далее к северу соответствует положению осевой части Восточно-Камчатского антиклинория.

Зона восточных полуостровов отчетливо фиксируется поднятием мелового фундамента. Зоной поднятий меньшей амплитуды является юго-восточное побережье Южной Камчатки.

Обзор карты рельефа мелового фундамента в целом дает возможность сделать следующие выводы.

Фундамент имеет блоковое строение.

Преобладает северо-восточное направление структур.

Областью максимального воздымания пород мелового фундамента является Восточно-Камчатский антиклинорий, ось которого можно провести следующим образом: долина р. Озерной, Голыгинские горы, Ганальский выступ, Валагинский хребет, Ключевское поднятие, Хавыванская возвышенность. Возможно, меловые породы восточного борта Срединного хребта были отделены от Восточно-Камчатского антиклинория при образовании Центральной Камчатской депрессии.

Центральная Камчатская депрессия представляет собой грабенообразное опускание мелового фундамента до глубин около 4 км.

Северная часть Срединного хребта находится в прогибе мелового фундамента. В южной части Срединного хребта отмечается резкое уменьшение плотности древних пород за счет высокой степени метаморфизма и насыщенности кислыми интрузивами.

Восточный и Срединный вулканический пояса располагаются в зонах прогибов мелового фундамента с амплитудами 2—3 км и, возможно, продолжаются на Южную Камчатку. Отдельные вулканы и вулканические группы находятся либо в пределах депрессий мелового фундамента, либо на их границах.

Поверхность кристаллического фундамента (рис. 2) в общем залегает согласно с поверхностью мелового фундамента. Избыточная плотность на этой границе —  $0,1 \text{ г/см}^3$  (по зависимости плотности от сейсмических скоростей). То же значение получается и при построении корреляционного уравнения ( $R = 0,95$ , среднеквадратичное отклонение  $\pm 1,2 \text{ км}$ ). Поверхность кристаллического фундамента, удовлетворяющая этому уравнению, имеет среднюю глубину залегания 6 км, максимальное приближение к уровню моря — менее 2 км, наиболее погруженные участки залегают на глубинах 8—10 км.

На территории Западной Камчатки выделяется ряд крупных блоков с глубиной залегания кристаллического фундамента несколько более 6 км, отделенных от Центрально-Камчатского антиклинория цепочкой относительных поднятий фундамента (до глубины 4 км).

Центрально-Камчатский антиклинорий характеризуется на всем протяжении прогибом кристаллического фундамента до 8 км. В южной части — в области Срединного массива древних пород, — видимо, повторяется ситуация, описанная для мелового фундамента. Разноименные гравитационные аномалии, присущие Срединному массиву и Ганальскому выступу, объясняются заметным различием в физических свойствах пород, их слагающих. Выступ кристаллического фундамента на сейсмическом разрезе через Ганальский хребет полностью объясняет положительную гравитационную аномалию. Если не подвергать сомнению возраст метаморфических пород, то причиной отрицательной аномалии в Срединном массиве древних пород

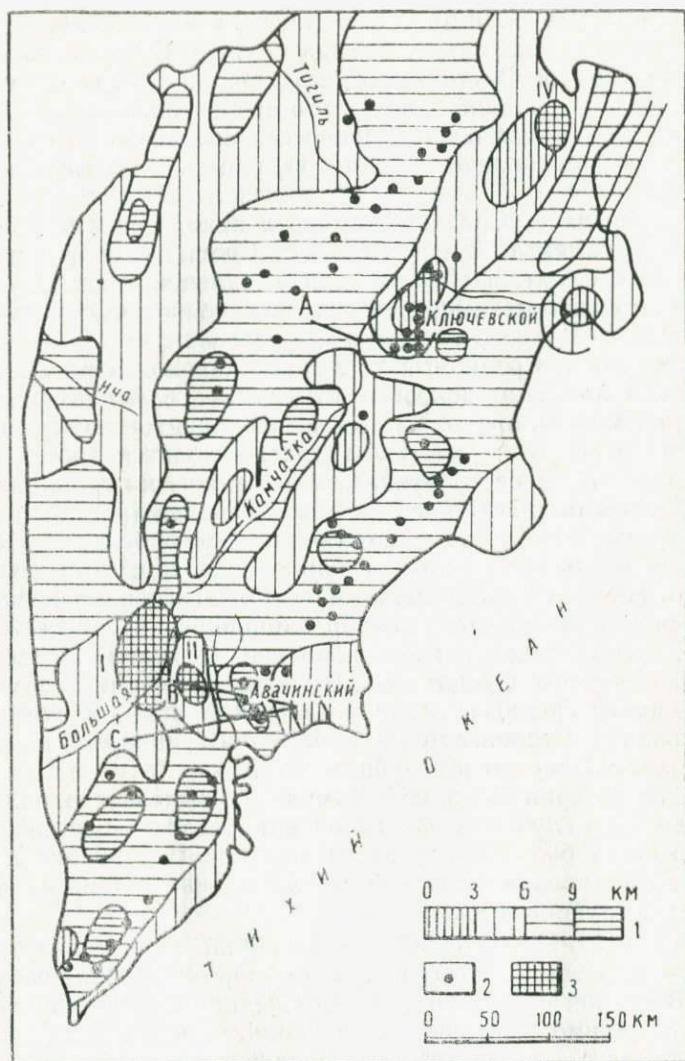


Рис. 2. Схема рельефа поверхности кристаллического фундамента. Условные обозначения см. на рис. 1

можно считать принадлежность их к кислому ряду (Лебедев, Горбачев, 1972).

Восточно-Камчатский антиклинорий в рельефе кристаллического фундамента выражен отчетливым поднятием (в среднем до 4, местами до 2 км), повторяющим в более общем виде структуру мелового фундамента. Центрально-Камчатская депрессия выражена менее отчетливо, амплитуда ее погружения по кристаллическому фундаменту меньше, нежели по меловому.

Наиболее интенсивно выражен в рельефе кристаллического фундамента Восточный Камчатский прогиб. Отчетливая зона погружения кристаллического фундамента (8—10 км) протягивается в северо-восточном направлении от района Паужетки до зал. Озерного. Целостность этой структуры нарушается Петропавловск-Малкинской глыбово-складчатой зоной северо-западного направления и широтным разломом, проходящим в глубь Камчатки от северной оконечности Кроноцкого полуострова.

Восточные полуострова Камчатки и юго-восточное побережье Южной Камчатки характеризуются приближением кристаллического фундамента к поверхности (4—2 км).

Все вулканы Срединного и Восточного вулканических поясов находятся в прогибах поверхности кристаллического фундамента. Исключение составляет Ключевская группа вулканов, располагающаяся на перегибе поверхности фундамента (разломе, по которому произошли относительные смещения блоков фундамента).

Поверхность Конрада слабо коррелировалась с аномалиями силы тяжести. Для Ключевского профиля коэффициент корреляции составил 0,54, а для Авачинского не превышал 0,3. Построение рельефа поверхности Конрада в пределах Ключевского профиля дает сходимость с разрезом по сейсморазведке  $\pm 2,5$  км, но распространение этого же уравнения на Авачинский профиль привело к неудовлетворительным результатам. Причиной этого, вероятно, является значительное расхождение в пластовых скоростях как «гранитного», так и «базальтового» слоев на указанных профилях.

Избыточная плотность в корреляционном уравнении ( $0,1 \text{ г/см}^3$ ) вполне соответствует изменению скорости на поверхности «базальтового» слоя по сейсмическим разрезам. Условное использование корреляции по Ключевскому профилю для всей территории Камчатки позволяет дать приближенную качественную оценку рельефа поверхности Конрада. Область максимального ее погружения располагается под Срединным хребтом. Восточно-Камчатский антиклинорий и Восточный Камчатский прогиб находятся в области слабоградиентного воздымания поверхности Конрада к юго-востоку. Средняя глубина около 20 км. В зоне восточных полуостровов происходит резкое — от 14—12 км до первых километров — приближение поверхности Конрада к уровню моря.

Поверхность Мохоровичича может быть построена из уравнения корреляции по Авачинскому профилю. Подъем поверхности М на 8 км, зафиксированный на профиле ГСЗ, требует минимального значения избыточной плотности. При хорошей корреляции ( $R=0,9$ ) глубины до М со значениями осредненного поля силы тяжести в уравнение входит значение избыточной плотности  $0,12 \text{ г/см}^3$ . С другой стороны, скорости на границе М по Авачинскому профилю близки к «нормальным», что соответствует величине избыточной плотности  $0,2-0,4 \text{ г/см}^3$ . Следовательно, можно предположить, что низкое значение эффективной плотности вызвано разуплотнением в мантии ниже поверхности М. На возможность такого разуплотнения для Восточной Камчатки в целом указывают и сейсмологические данные о понижении скорости продольных волн в верхней мантии (Федотов, Славина, 1968; и др.).

На Ключевском профиле граница М, построенная по уравнению, с точностью  $\pm 2,6$  км совпадает с границей  $d_1^{м}$ . Эта граница разделяет слои со скоростями (пластовыми)  $7,8-8,0$  и  $8,2 \text{ м/с}$  на глубинах  $35-40$  км. За современную поверхность М ( $d_0^{м}$ ) на разрезе принята граница раздела между слоями с пластовыми скоростями  $7,1-7,2$  и  $7,8-8,0$ . Весь слой отражающих горизонтов ниже границы  $d_0^{м}$  рассматривается как коромантийная смесь. Таким образом, в районе Ключевской группы вулканов понятие поверхности М в достаточной мере условно. Гравитационные данные в этом случае дают среднюю глубину «переходной зоны».

В целом на карте рельефа поверхности М, построенной по гравиметрическим данным (рис. 3), можно выделить следующие основные зоны. Максимальные глубины поверхности М (от 35 до 40 км) характеризуют осевую зону Среднего хребта, захватывая на юге район Среднего массива древних пород. К западу происходит уменьшение мощности земной коры до 30 км. Район Восточно-Камчатских антиклинория и прогиба в значительной мере располагается над зоной слабоградиентного воздымания поверхности М к востоку от 35 до 30 км. Далее к востоку и юго-востоку происходит резкое сокращение мощности коры до  $20-15$  км в зоне восточных полуостровов и на Юго-Восточной Камчатке.

Таким образом, положение Восточного вулканического пояса и вулканов Южной Камчатки относительно рельефа мелового фундамента одинаково, а мощность коры и рельеф поверхности М в их пределах существенно различаются.

Примечательной особенностью гравитационного поля Восточной и Южной Камчатки является ряд изометричных отрицательных аномалий, располагающихся в соответствии с основным северо-восточным простираанием структур. В статьях О. И. Супруненко, Г. П. Декина (1968), А. А. Таракановского (1966) было высказано предположение, что эти аномалии отражают

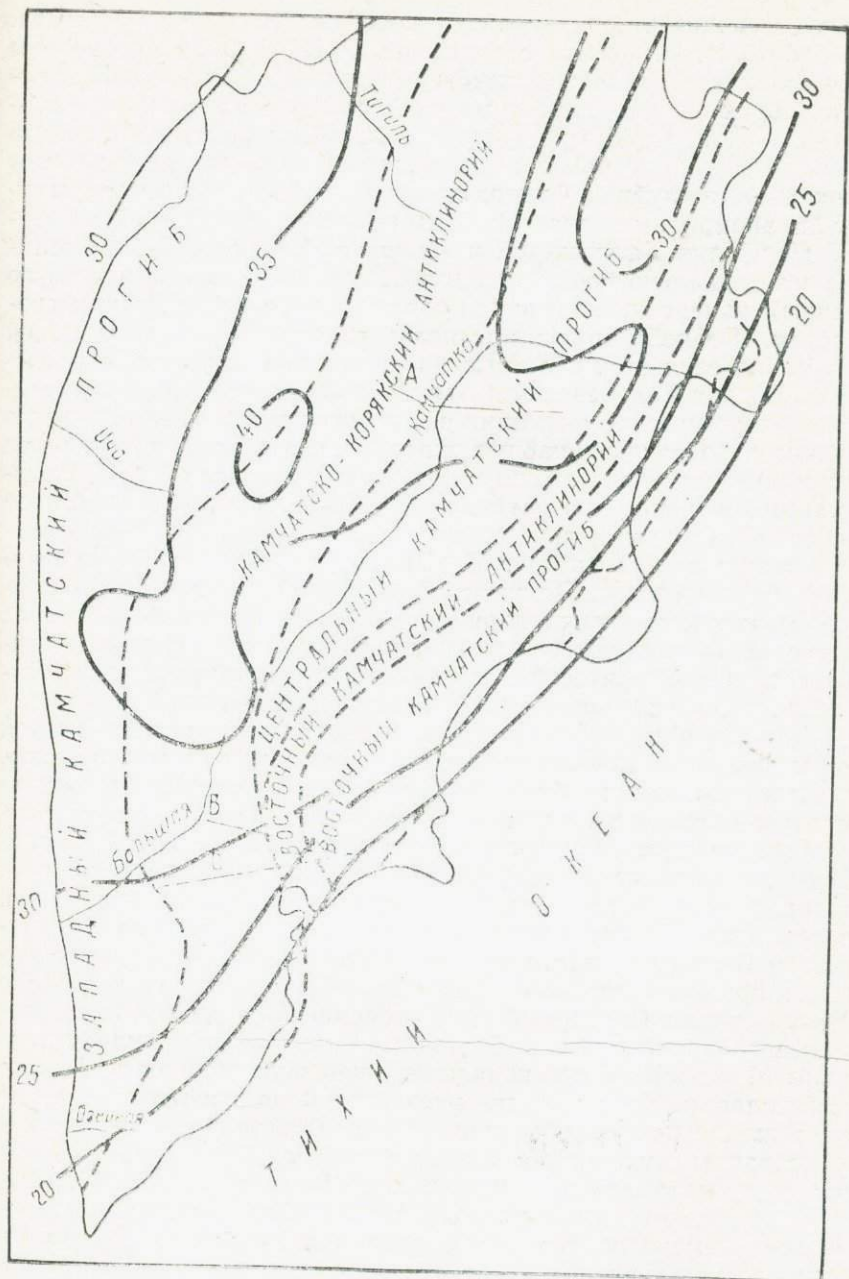


Рис. 3. Схема рельефа поверхности Мохоровичича. (Тектоническое районирование по Г. М. Власову, В. А. Ярмолюку, Е. П. Кленову. Геология СССР, т. XXXI, 1964). А, В, С — профили ГСЗ

существование в коре магматических очагов кислого состава. В работе М. И. Зубина с соавторами (1971) были определены приближенные значения глубины залегания аномалообразующих объектов и их дефект масс. Совместное рассмотрение разрезов ГСЗ и данных гравиметрии дало возможность подтвердить высказывавшиеся ранее предположения. Уже корреляционные зависимости глубины фундамента и поля силы тяжести обнаружили аномальные значения избыточных плотностей ( $0,5—0,7 \text{ г/см}^3$ ) для Хапиченской и Авачинской депрессий. Эта величина значительно превышает известные разности плотностей по данным измерений плотностей образцов и по сейсмическим скоростям. Очевидно, можно предполагать, что часть отрицательной аномалии создается областью разуплотнения в коре. По разрезам ГСЗ для Хапиченской и Авачинской депрессий были рассчитаны теоретические аномалии силы тяжести, которые оказались значительно меньше наблюдаемых. Остаточная отрицательная аномалия для обеих структур может создаваться областью разуплотнения в коре на глубине 10—15 км. Возможно, подобное строение присуще и другим аномалиям этого типа. Закономерное размещение Хапиченской, Шапинской, Узонской, Авачинской, Толмачевской, Паужетской аномалий на границе Восточно-Камчатского антиклинория и Восточного прогиба в местах пересечения последних широтными разломами, возможно, указывает на специфическую тектоническую обстановку, способствующую становлению в коре кислых магматических очагов.

Данные о рельефе основных поверхностей раздела земной коры дают возможность рассмотреть связь вулканизма со структурами различной глубинности. Выясняется, что существует прямая приуроченность вулканических поясов Камчатки к определенным структурам мелового фундамента. Более глубокие границы раздела не обнаруживают структурных особенностей, которые определяли бы пространственное размещение и тип вулканизма. Показательно в этом смысле положение Срединного и Восточного вулканических поясов Камчатки, приуроченных к прогибам мелового фундамента. По отношению к границе Мохоровичича Срединный пояс располагается по оси ее максимального погружения, а Восточный — в зоне воздымания границы М к востоку, где кора имеет меньшую мощность. Можно предполагать, что мощность земной коры не оказывает влияния на размещение вулканических поясов. Вместе с тем ее влияние на характер вулканизма весьма вероятно. Если следовать гипотезе гравитационного всплывания (Ramberg, 1963; Федотов, 1974), именно границы раздела земной коры, на которых происходит изменение плотности, являются наиболее благоприятными для становления и развития коровых магматических очагов. Такими границами в земной коре Камчатки являются, видимо, граница Конрада и поверхность мелового фундамента. С этих позиций построение схем поверхностей основных границ

раздела земной коры имеют и определенный вулканологический смысл.

#### Литература

*Зубин М. И., Мелекссцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. К.* Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 55—65.

*Лебедев М. М., Горбачев С. З.* Структурная и петрохимическая связь вулканических и метаморфических поясов Камчатки. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг, ч. 3. Южно-Сахалинск, 1972, с. 3—5.

*Мараханов В. И.* О структуре и эволюции Восточно-Камчатского антиклинария. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг, ч. 3. Южно-Сахалинск, 1972, с. 11—12.

*Скорикова М. Ф.* Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М., «Наука», 1970, 176 с.

*Супруненко О. И., Декин Г. П.* Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. — «ДАН СССР», т. 181, 1968, № 4, с. 956—958.

*Таракановский А. А.* Некоторые особенности глубинного строения Южной Камчатки по гравиметрическим и сейсмологическим данным. — «Бюлл. вулканолог. станции», № 43. М., 1966, с. 68—69.

*Урупов А. К.* Изучение скоростей в сейсморазведке. М., «Недра», 1966, с. 224.

*Федотов С. А., Славина Л. Б.* Оценка скорости продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой. — «Физика Земли», 1968, № 2, с. 8—32.

*Федотов С. А.* О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — «Геодинамика, магмообразование и вулканизм», Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 9—20.

*Ramberg H.* Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. — «Bun. Geol. Inst. Univ. of Uppsala», vol. 42, No 1, 1963, p. 1—97.

## АНОМАЛЬНЫЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ И МАГНИТНОЕ ПОЛЯ И СТРУКТУРА ЮЖНОГО ШЕЛЬФА САХАЛИНА

Ю. А. Павлов, М. Л. Красный, А. А. Андреев, Г. Ф. Еремина,  
В. М. Воробьев

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

В связи с проблемой поиска месторождений нефти и газа на южном шельфе Сахалина ведутся значительные геофизические исследования<sup>1</sup>.

Геофизические исследования 1973 г., а также имевшиеся ранее данные позволили построить сводные карты гравитационного и магнитного полей шельфа Южного Сахалина и самого острова, что дает возможность рассмотреть структуру южного шельфа Сахалина в целом.

На региональный фон аномалий силы тяжести в редукции Буге (рис. 1) шельфа Южного Сахалина и южной части самого острова большое влияние оказывают обширные интенсивные максимумы, приуроченные к Центральной Япономорской и Курильской котловинам. На этом фоне аномальное поле рассматриваемого региона представляется в виде регионального минимума.

Особенностью аномального гравитационного поля всего шельфа Южного Сахалина является широкое развитие зон резких градиентов. Эти высокоградиентные зоны (до 6 мгл/км) обусловлены, вероятнее всего, разрывными нарушениями или резким изменением мощности осадочных толщ в верхней части земной коры.

В аномальном магнитном поле шельф Южного Сахалина и островная суша характеризуются знакопеременной интенсивностью с преобладанием отрицательных аномалий (рис. 2).

Наряду с общими закономерностями в структуре гравитационного и магнитного полей района исследований выявляются их специфические черты в пределах Татарского пролива, заливов Анива и Терпения.

На акватории Татарского пролива, прилегающей к Южному Сахалину, по размерам и очертаниям локальных аномалий поле

---

<sup>1</sup> Результаты этих работ частично опубликованы (Милашкин и др., 1970; Лившиц, 1972; Дружин, 1974; Павлов, Парфенов, 1974; Снеговский, Дружин, 1974; Соловьев и др., 1974; Красный и др., 1975а, б; и др.).

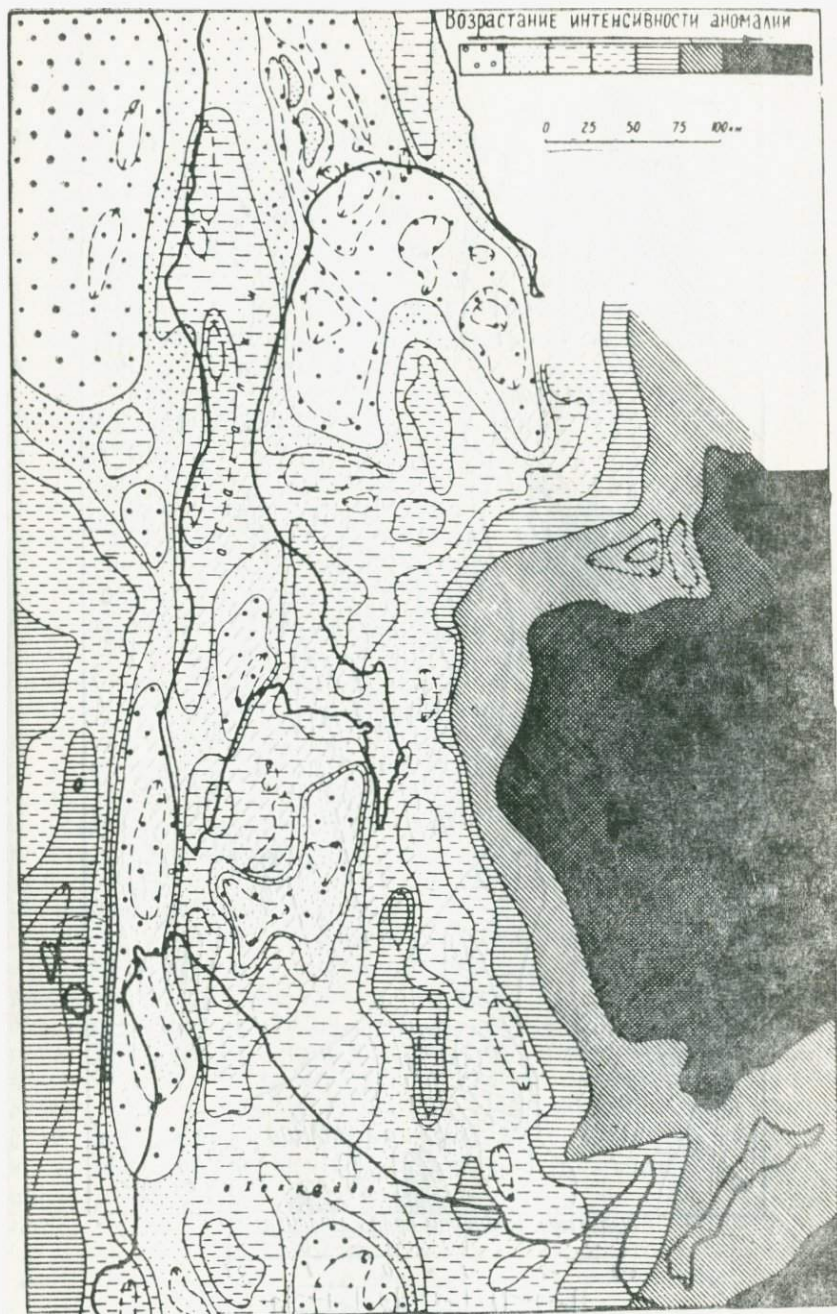


Рис. 1. Схема аномалий силы тяжести в редукции Буге

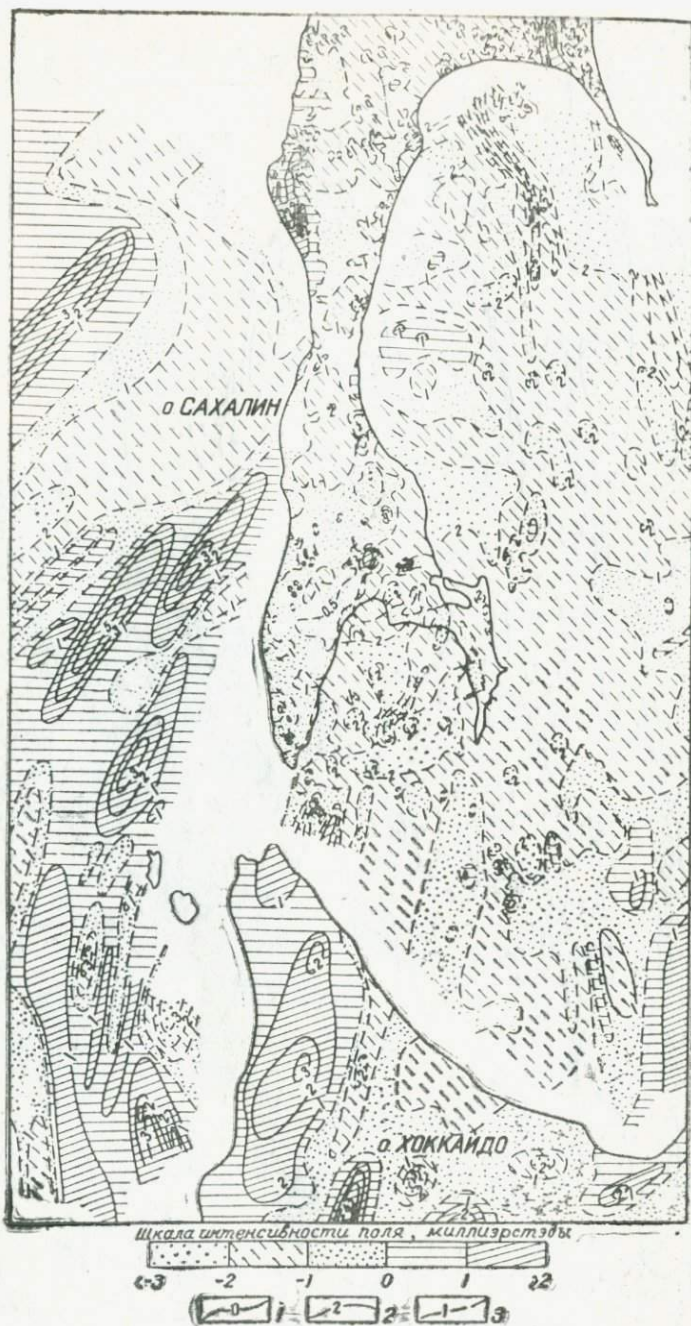


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля. Изодинамы: I — нулевые; II — положительные, III — отрицательные

в редукции Буге в меридиональном направлении отчетливо подразделяется на три зоны — Южную, Центральную и Северную. Южная простирается от северной оконечности Хоккайдо и о-вов Рисирн, Ребун примерно до широты г. Невельска. В этой зоне устанавливаются резко выраженные линейно вытянутые Рисирн-Монеронский максимум и Хоккайдо-Сахалинский минимум, занимающие всю площадь без заметных осложнений.

Центральная зона характеризуется наиболее дифференцированным аномальным полем с большим количеством локальных аномалий. Продолжения Хоккайдо-Сахалинского минимума и Рисирн-Монеронского максимума прослеживаются в виде цепочек соответственно относительно пониженных и повышенных аномалий.

Северная зона, простирающаяся к северу от широты г. Красногорска, отличается наиболее спокойным слабодифференцированным полем.

В магнитном поле Татарского пролива чередуются несколько зон. Восточная представлена сложным знакопеременным полем с преобладанием положительных аномалий интенсивностью до 700 гамм и весьма высокими горизонтальными градиентами. Общее простирание зоны приближается к меридиональному. Она протягивается более чем на 600 км от района г. Чехова на Сахалине до п-ова Сякотан на Хоккайдо. Интенсивные положительные аномалии, шириной до 50 км, наблюдаются на широте п-ова Крильон, пролива Лаперуза, а также в районе зал. Искар и несколько севернее его.

Особенно дифференцировано поле в окрестностях банки Мусаси, где оно носит пилообразный вид, характеризуясь наличием аномалий как положительного, так и отрицательного знака и на северо-западе сочленяется с областью отрицательных аномалий, в которой изменения поля носят плавный характер при интенсивности около 200 гамм.

По направлению к берегу интенсивность поля возрастает.

В Анивском заливе аномалии силы тяжести существенно различаются по уровню интенсивности в западной и восточной его частях. Значительная часть восточной акватории залива занята Восточно-Анивским минимумом, который прослеживается и далее на юг и юго-запад и на широте пролива Лаперуза соединяется с обширным по площади (55×25 км) и сопоставимым с ним по интенсивности минимумом. Оба минимума располагаются на продолжении относительно пониженных аномалий, приуроченных к Муравьевской низменности Южного Сахалина. Заметное возрастание аномалий в восточной части залива отмечается лишь в прибрежной части у западного крыла максимума, приуроченного к Тонино-Анивскому полуострову.

Другая особенность гравитационного поля Анивского залива — его значительная дифференцированность на относительно повышенные и пониженные локальные аномалии со средней

площадью 100—200 км<sup>2</sup>. Наибольшие локальные понижения в пределах Восточно-Анивского минимума занимают площади лишь в несколько квадратных километров. Не исключено, что при дальнейшем повышении деятельности съемки будут выявлены и еще меньшие аномалии.

Аномальное магнитное поле на акваториях Анивского залива в проливе Лаперуза выражено отрицательной депрессией интенсивностью в среднем 200 гамм. Простираение аномальных зон и отдельных аномалий меридиональное и северо-восточное, согласующееся с простираением основных элементов магнитного поля прилегающей суши.

Вдоль западного борта депрессии, выделяемой в рельефе дна, отмечаются линейная аномалия, которая как бы разделяет поля акватории на две области — западную и восточную.

Западная область построена более сложно. Примерно по центру ее проходит отрицательная депрессия интенсивностью 200 гамм, расширяющаяся на север, но не выходящая на территорию острова. В районе южного окончания п-ова Крильон отрицательное поле разбивается на ряд изолированных отрицательных и положительных аномалий.

В зал. Терпения аномалии Буге имеют преимущественно положительные значения. Лишь на западной и восточной окраинах залива выявляются относительные минимумы вплоть до отрицательных значений аномалий в их пределах. Западный минимум занимает площадь около 9000 км<sup>2</sup>, Восточный — около 7000 км<sup>2</sup>. Оба минимума в северной части залива объединяются и прослеживаются в пределах Тымь-Поронайской впадины как единая пониженная зона. К югу эти минимумы разделяются зоной относительно повышенных аномалий, которая начинается в северной части залива, и, клинообразно расширяясь к югу, протягиваются через весь залив. Аномалии в зал. Терпения возрастают с севера на юг вплоть до сильно градиентной зоны, приуроченной к склону Курильской котловины. Простираение изоаномал преимущественно субмеридиональное, в юго-восточной части субширотное, отвечающее простираанию участка круглого склона Курильской котловины. В поле силы тяжести отчетливо прослеживается подводное продолжение п-ова Терпения на расстоянии 270—280 км от южного его окончания в сторону Курильской котловины.

В пределах всего залива как в зонах повышенных, так и пониженных аномалий выявляется ряд локальных максимумов и минимумов, занимающих площади от нескольких десятков до сотен, а иногда и до первых тысяч квадратных километров. Простираение этих локальных максимумов и минимумов в большинстве случаев совпадает с общей субмеридиональной ориентировкой изоаномал. На отдельных участках эти аномалии приобретают субширотное простираение, например на широте южной части перешейка Поясок, где они лежат на продолжении изо-

аномал субширотного простираия, приуроченных к склону Курильской котловины. Возможно, их ориентировка связана с тектонической зоной аналогичного простираия, обусловившей формирование прилегающего участка склона котловины и особенности структуры района перешейка Поясок.

В магнитном поле зал. Терпения, как и Анивскому, соответствует депрессия со средней интенсивностью порядка 200 гамм. С востока эта депрессия ограничивается региональной аномалией амплитудой +600 гамм и шириной до 30 км, прослеживаемой, по данным аэромагнитной съемки, до п-ова Шмидта. Вдоль осевой линии зал. Терпения трассируется зона знакопеременных линейных аномалий субмеридионального простираия с интенсивностью до 300—350 гамм и с горизонтальными градиентами до 75 гамм/км, которая может быть прослежена примерно до широты пос. Взморье. На траверзе мыса Поворотного отмечается кулисообразный изгиб осей аномалий. Северному продолжению зоны в пределах южной части Тымь-Поронайской изменности соответствует область положительных аномалий северо-западного направления. Прямой идентификации между указанными особенностями полей залива и территории острова не наблюдается, однако относительное качественное совпадение очевидно. Видимо, геологическая природа магнитных аномалий едина. Перепад же напряженности на стыке этих зон связан, с одной стороны, с неоднозначностью приведения к нормальному уровню, с другой, возможно с различным удалением магнитовозмущающих объектов от уровня съемки.

Гравиметрические данные позволяют дать количественную оценку мощности осадочных отложений на шельфе в пределах структур, описанных выше. Результаты решения этой задачи зависят от выбора регионального фона для аномалий, вызванных только изменениями суммарной мощности осадочных образований и от выбора значений избыточной плотности осадков. Рассмотрим эти вопросы в названной последовательности.

Акватории шельфа Сахалина находятся в области, где происходит резкое изменение мощностей «базальтового» и других слоев коры. Это приводит к тому, что поле силы тяжести, на фоне которого необходимо выделить гравитационное влияние осадков в чистом виде, представляется функцией не ниже 2—3-го порядка.

При выборе радиуса осреднения принято, что аномалии, получающиеся осреднением наблюдаемого поля палеткой 50×50 км, отражают глубинное строение земной коры, т. е., совокупность региональных форм плотностных границ в коре, лежащих ниже кровли «комплекса основания» Сахалина — пород домелового возраста. Выбор палетки 50×50 км в определенной мере условен и основан на следующих соображениях: 1) методом ГСЗ установлено, что формы поверхности М и, вероятно, других границ в нижней части коры повторяют в обобщенном виде

контуры острова (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971); 2) опыты показали, что 50×50 км — наименьший размер осредняющей палетки, дающей поле  $\Delta g$ , изолинии которого начинают оконтуривать остров.

Осадочные отложения, лежащие на фундаменте домелового возраста, не являются всюду одинаково плотными, и, кроме того, их стратиграфическая полнота также варьирует. Если в пределах заливов Анива и Терпения, по геологическим данным, в основном развиты отложения неогенового возраста, то на юго-западном шельфе острова — неогеновые, палеогеновые и верхнемеловые осадочные образования.

Судя по плотностям домеловых пород на острове (Андреев, 1975) и низким скоростям сейсмических волн на шельфе заливов Терпения и Анива (Соловьев и др.; 1974, Красный и др., 1975а, б), избыточная плотность осадочных образований здесь составляет 0,4 г/см<sup>3</sup>.

На юго-западе шельфа острова избыточная плотность — 0,4 г/см<sup>3</sup> — характеризует лишь неоген-палеогеновые отложения (Павлов, Парфенов, 1974). В районе г. Красногорска отмечена повышенная плотность курасийской свиты ( $N^3_{1\text{кг}}$  — 2,6—2,7 г/см<sup>3</sup>), поэтому здесь избыточная плотность — 0,4 г/см<sup>3</sup> — характеризует всю маруямскую свиту ( $N^3_1$ — $N_{2\text{мг}}$ ) и лишь частично курасийскую. С учетом этих данных о плотностях пород следует рассматривать проводимую ниже карту мощностей осадочных отложений, имеющих дефицит плотности 0,4 г/см<sup>3</sup>.

Средняя аномалия от верхнего низкоскоростного слоя на профилях ГСЗ № 27 и 20 (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) составляет 50 мгл. На 50 мгл было увеличено осредненное палеткой (50×50 км) поле  $\Delta g$  для получения искомого регионального фона.

Мощность осадочных отложений за прибрежной полосой шириной 10—20 км на акваториях заливов Анива и Терпения вычислена по формуле

$$H = \frac{\Delta g_{\text{набл.}} - \Delta g_{\text{расч.}}}{41,85 \cdot (-0,4)}. \quad (1)$$

В прибрежной полосе шельфа (10—20 км) изолинии мощности осадочных отложений проведены интерполяцией, с использованием выходов на поверхность разновозрастных пород и результатов бурения, а также определений мощности осадочных отложений по формуле (1) на акваториях заливов.

Изложенная методика была использована для построения карты мощности осадочных отложений в пределах заливов Анива и Терпения (рис. 3).

В Татарском проливе мощности отложений с дефицитом плотности 0,4 г/см<sup>3</sup> определены другим способом. Это обусловлено тем, что характерной чертой шельфа Татарского пролива



Рис. 3. Карта мощности третичных отложений с эффективной плотностью  $\Delta\sigma = -0,4$  г/см<sup>3</sup>: 1 — выходы на поверхность до меловых отложений; 2 — выходы на поверхность меловых отложений; 3 — изолинии равной мощности третичных отложений с эффективной плотностью  $\Delta\sigma = -0,4$  г/см<sup>3</sup>; 4 — изобата 1000 м

является глубокий минимум  $\Delta g$ , который, согласно результатам количественной интерпретации по ряду профилей (Андреев, 1974; Павлов, Парфенов, 1974), связан с увеличением мощности не только неоген-палеогеновых, но и меловых отложений на шельфе острова. Поэтому региональный гравитационный фон для нахождения «чистых» аномалий от осадков с  $\Delta g = -0,4 \text{ г/см}^3$  выделить чрезвычайно трудно. В связи с этим для построения схемы мощностей этих отложений мы выбрали четыре профиля, по которым ранее была выполнена количественная интерпретация гравиметрических данных с использованием результатов МОВ. На этих профилях определены мощности осадков менее плотных, чем  $2,65 \text{ г/см}^3$ , и методом интерполяции проведены изолинии равных мощностей.

Перейдем к описанию полученных результатов.

В пределах Татарского пролива рассматриваемая часть шельфа представляет в структурном отношении прогиб, восточный борт которого обнажается на юго-западном побережье Сахалина. Ширина этого Западно-Сахалинского прогиба (Меланхолина, 1973) на юге 50—60 км, а к северу до 100 км и более. В том же направлении возрастают и мощности осадков от 2—3 до 5 км, что согласуется с результатами геологических наблюдений в пределах юго-западной части Сахалина (Мельников, 1970).

В зал. Анива наибольшая мощность осадков приурочена к его восточной и южной окраинам (Красный и др., 1975а). В восточной части выделяется протяженный меридиональный прогиб шириной до 45 км, в пределах которого мощность неоген-палеогеновых отложений 2—3 км. На широте пролива Лаверуза прогиб приобретает широтное простирание. В разных местах его выделяются участки ( $300\text{—}400 \text{ км}^2$ ) с мощностями осадочных отложений свыше 4 км.

Повышенные мощности 1,5—2,0 км отмечены в северо-западной части залива на продолжении Сусунайской впадины. Северная часть залива, а также подводные продолжения Тонно-Анивского и Крильонского полуостровов представляют собой отчетливые выступы фундамента, мощность осадков в пределах которых не превышает первых сотен метров.

В зал. Терпения в верхней части коры выделяется Центральное поднятие. Мощность осадков здесь 3 км и менее. Это поднятие северо-западного простирания со всех сторон окружено прогибами с мощностью осадочной толщи 4 км и более. Изолинии мощности осадков вблизи береговой линии залива повторяют контуры острова. На широте перешейка Поясок расположено поднятие фундамента. По геологическим данным, с перешейком Поясок связывается уменьшение мощности всех осадочных отложений (Мельников, 1970).

Результаты распределения верхних кромок магнитовозму-

щающих объектов<sup>2</sup> показывают наличие нескольких модальных значений (рис. 4). Это глубины 1,5÷2,0 км, 3,0÷3,5 и 7,5÷8,0 км. Наблюдаемый характер распределения глубин отражает, видимо, приуроченность их к определенным горизонтам внутри верхней части разреза земной коры. Анализ распределения тел в плане в сопоставлении с мощностями верхней части

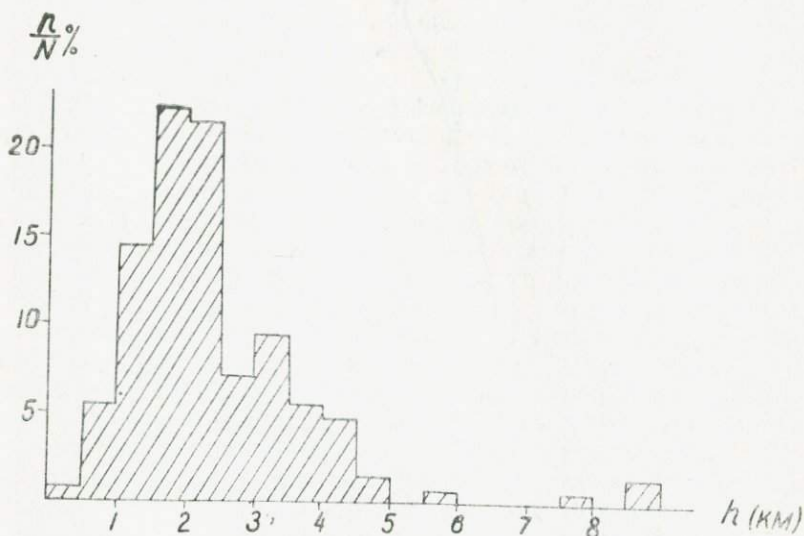
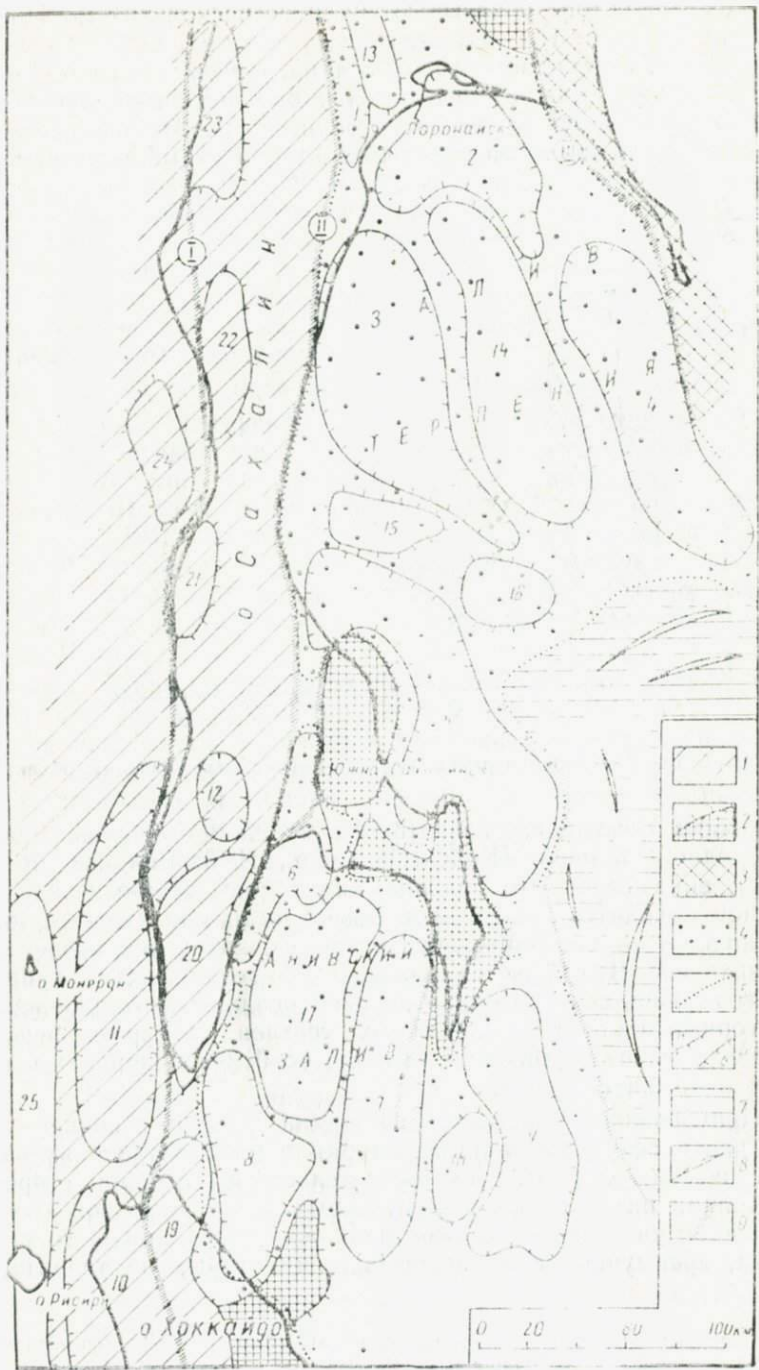


Рис. 4. Распределение верхних кромок магнитовозмущающих объектов

осадочных отложений, представленных слоистой, сравнительно однородной толщей (Красный и др., 1975; Соловьев и др., 1974), показывает, что большая часть рассчитанных верхних кромок находится вблизи этой поверхности или залегает ниже и лишь очень незначительное число их находится выше этой поверхности. Что касается последних, то геологическая природа их, возможно, связана с обогащением осадочных отложений ряда горизонтов туфами основного состава, которые нередко встречаются на территории острова, особенно в породах чеховской и лиманской свит.

Приуроченность большинства верхних кромок к кровле нижней части осадочной толщи, которая в ряде случаев является акустическим фундаментом, свидетельствует, с одной стороны, о влиянии интрузивных и эффузивных тел, а с другой — о повышенной интенсивности намагничивания пород нижнего комплекса, преимущественно меловых, для которых на территории

<sup>2</sup> Расчеты выполнены по программе «Особые точки-1», составленной А. А. Грозновой и Г. А. Трошковым (1968).



острова в среднем отмечается большая величина интенсивности намагничивания.

В низменных районах острова поднятия и прогибы фундамента отличаются соответственно относительно положительными и отрицательными аномалиями силы тяжести (Сычев, 1966). Аналогичная ситуация, очевидно, существует на шельфе острова, так как значительные части шельфа являются непосредственными подводными продолжениями ряда структурных элементов, протягивающихся с Сахалина. Это обстоятельство, а также данные о мощностях осадков позволяют построить тектоническую схему для острова и его шельфа. Среди имеющихся тектонических схем территории острова более других соответствует геофизическим данным схема, предложенная Ю. М. Пушаровским (1964), которая и взята нами за основу.

По геофизическим данным, Западно-Сахалинский синклиниорий, выделенный Ю. М. Пушаровским на территории острова, на западе граничит с Рисире-Монеронским антиклинорием, протягивающимся с Хоккайдо через о-ва Ребун, Рисире и Монерон. Севернее Монерона граница Западно-Сахалинского синклинория не установлена. Можно отметить лишь общее погружение как Рисире-Монеронского поднятия, так и основания Западно-Сахалинского синклинория в северном направлении.

В пределах рассматриваемого синклинория выделяется ряд крупных структур второго порядка, в частности поднятия Крильонское, Томаринское, Красногорское, Углегорское, Ильинское — и прогибы Кузнецкий, Лютогский и др. (рис. 5). В ядре Крильонского поднятия меловые отложения выходят на поверхность, в других находятся в относительно приподнятом положении, но на поверхности не обнажаются.

В центральной и южной частях Сахалина обнажаются мас-

---

*Рис. 5.* Тектоническая схема Южного Сахалина и его шельфа: 1 — Западно-Сахалинский синклиниорий; 2 — относительно приподнятые блоки пород мезозойско-палеозойского возраста; 3 — Восточно-Сахалинская блоковая зона; 4 — наложенные впадины на шельфе Сахалина, 5 — границы наложенных впадин на шельфе; 6 — поднятия (а) и прогибы (б) в пределах наложенных впадин и Западно-Сахалинского синклинория; 7 — Курильская впадина с корой субокеанического типа; 8 — предполагаемые отрицательные тектонические структуры на борту Курильской впадины; 9 — зоны разлома.

Цифрами на схеме обозначены прогибы и поднятия.

Прогибы: 1 — Леонидовский; 2 — Поронайский (Невский); 3 — Макаровский; 4 — Тюлений; 5 — Стародубский; 6 — Сусунайский; 7 — Восточно-Анивский; 8 — Хоккайдо-Крильонский; 9 — Тонино-Анивский; 10 — Исикари; 11 — Кузнецовский; 12 — Лютогский.

Поднятия: 13 — Центрально-Поронайское; 14 — Центральное поднятие зал. Терпения; 15 — Западно-Пугачевское; 16 — Восточно-Пугачевское; 17 — Западно-Анивское; 18 — Мористое; 19 — Соя; 20 — Крильонское; 21 — Томаринское; 22 — Красногорское; 23 — Углегорское; 24 — Ильинское; 25 — Рисире-Монеронское.

Главнейшие разломы: I — Западно-Сахалинский, II — Центрально-Сахалинский, III — Центральный разлом Восточно-Сахалинских гор

сивы домеловых метаморфических пород, смятых в крутые складки и разбитых на блоки. Хотя выходы домеловых пород рядом исследователей относятся к образованиям Восточно-Сахалинского антиклинория (Алексейчук и др., 1967), не удастся точно установить положение ядра и крыльев этой структуры. Поэтому будем выделять только блоки метаморфизованных домеловых пород, не уточняя, части какой региональной тектонической структуры они представляют.

Восточную часть Среднего Сахалина занимает Восточно-Сахалинская блоковая зона (Пушаровский, 1964).

Региональные тектонические структуры на острове отделяются друг от друга Центрально-Сахалинским (Занюков, 1971) и Центральным разломом Восточно-Сахалинских гор (Ковальчук, Гальцев-Безюк, 1964). Наиболее погруженная часть Западно-Сахалинского синклинория отделяется от островной его части Западно-Сахалинским разломом (Сычев, 1962).

Территории Поронайской, Сусунайской и Муравьевской низменностей в тектоническом отношении представляют части наложенных прогибов (Пушаровский, 1964; Журавлев, 1970), которые раскрываются в соседние акватории шельфа Сахалина. Фундамент этих прогибов — в разной степени опущенные по разломам блоки домеловых метаморфических пород. В отдельных случаях на этот метаморфический фундамент ложатся отложения мелового, чаще неогенового возраста.

На акваториях заливов Анива и Терпения, по гравиметрическим данным, выделяется ряд поднятий и прогибов. На приводимой тектонической схеме они осложняют наложенные обширные впадины — Анивскую и Поронайскую.

Особенностью структуры Поронайской впадины является Центральное поднятие зал. Терпения, окруженное со всех сторон рядом прогибов: Тюленьим, Поронайским, Макаровским.

Центральное поднятие зал. Терпения располагается на южном продолжении Центрально-Поронайского поднятия, расположенного в Поронайской депрессии на Сахалине.

Наложённые отрицательные структуры, приуроченные к территории Сусунайской и Муравьевской низменностей, раскрываясь в сторону зал. Терпения, замыкаются в пределах последнего в единый обширный Стародубский прогиб. Между Стародубским и Макаровским прогибами расположен ряд поднятий, которые на предлагаемой схеме объединены в две положительные структуры: Западно-Пугачевскую и Восточно-Пугачевскую.

Система прогибов в зал. Терпения располагается вдоль его береговой линии. В строении их, судя по малым скоростям сейсмических волн в осадочной толще (Соловьев и др., 1974), существенную роль играют молодые плейстоцен-четвертичные отложения. Поэтому можно предполагать, что очертания прогибов определяются современными контурами близлежащих источников сноса терригенного материала. Это обстоятельство скрывает

связи структур мелового и более древнего возрастов на шельфе и на самом острове.

Строение верхней части земной коры Анивского залива во многом напоминает строение зал. Терпения. По периферии расположены прогибы Восточно-Анивский и Хоккайдо-Крильонский, которые не распространяются в пределы прилегающих островов. Северная часть Сусунайского прогиба находится на Сусунайской низменности; южная, наиболее прогнутая часть, — на акватории залива. Западно-Анивское поднятие, характеризующееся приподнятым положением домеловых пород, целиком размещается в заливе, по периферии которого расположен ряд прогибов. Тонино-Анивский выступ домеловых метаморфических пород прослеживается в южном направлении в соответствии с направлением полосы повышенных значений  $\Delta g$ . Мористое поднятие — часть Тонино-Анивского выступа, в минимальной степени перекрытое рыхлыми отложениями. С востока это поднятие граничит с Морским Тонино-Анивским прогибом.

Таким образом, комплексный анализ геофизических данных на шельфе Южного Сахалина позволил проследить сочленение крупных структур острова и его шельфа, построить карту мощности осадочных отложений с дефицитом плотности —  $0,4 \text{ г/см}^3$ . Эти отложения, в основном неогенового возраста на восточном и неоген-палеогенового — на западном шельфе Сахалина, на самом острове содержат признаки и даже небольшие месторождения нефти и газа. Большие мощности этих отложений на шельфе — благоприятный признак для проведения здесь в большом объеме работ с целью поисков месторождений нефти и газа.

#### Литература

Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Табояков А. Я., Шеремета О. О. Тектоническая схема Сахалина. В Атласе Сахалинской области. М., изд. Гл. упр. геодезии и картографии при СМ СССР, 1967, 27 с.

Андреев А. А. Геологическая структура Сахалина по результатам комплексной интерпретации гравиметрических данных (Автореф. канд. дис.). Новосибирск, «Наука», 1974, 21 с.

Андреев А. А. О плотностях горных пород Сахалина. — «Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР», вып. 36, 1975, с. 155—162.

Грознова А. А., Трошков Т. А. Типовая программа для определения параметров намагниченных тел на ЦВМ «Минск-2» «Особые точки-1», ВИРГ. Л., 1968, 32 с.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., «Наука», 1971, 286 с.

Журавлев А. В. Характер унаследованности и наложенности тектонических процессов в разные периоды развития Хоккайдо-Сахалинской геосинклинали. — В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Сахалинской области. Южно-Сахалинск, 1970, с. 35—41.

Занюков В. Н. Центральное-Сахалинское разлом и его роль в тектонике острова. — «ДАН СССР», т. 196, 1971, № 4, с. 913—916.

Ковальчук В. С., Гальцев-Безюк С. Д. Глубинные разломы Сахалина. — В кн.: Материалы по региональной тектонике СССР. М., «Недра», с. 85—92.

Красный М. Л., Павлов Ю. А., Снеговской С. С., Васильев Б. И., Куликов А. А., Табояков А. Я., Тютрин И. И. Результаты региональных комп-

лексных геофизических исследований в заливе Анива (Южный Сахалин). — «Геология и геофизика», 1975а, № 9, с. 37—51.

Красный М. Л., Павлов Ю. А., Снеговской С. С., Васильев Б. И., Куликов А. А., Косыгин В. Ю. Геологическое строение залива Анива (Южный Сахалин) по результатам комплексных геофизических исследований. — «ДАН СССР», т. 222, 1975б, № 2, с. 421—424.

Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклиналиный прогиб и его монологи в Тихоокеанском поясе. М., «Недра», 1973, 174 с.

Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М., «Наука», 1970, 170 с.

Милашин А. П., Сиплатов В. А., Юнов А. Ю., Волков А. П., Таболяков А. Я. Сейсмические данные о структуре осадочной толщи в южной части Татарского пролива. — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 117—120.

Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. О геологической природе Хоккайдо-Сахалинского гравитационного минимума. — «ДАН СССР», т. 217, 1974, № 6, с. 1390—1393.

Пуцаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1964, № 12, с. 42—61.

Русаков Д. Ф., Мавринский Ю. С., Брутман В. Ш. Геолого-структурное районирование Сахалина. — «Сов. геология», 1967, № 12, с. 54—64.

Снеговской С. С., Дружин В. Н. О структурах шельфа юго-восточного Сахалина и его сочленение с Курильской котловиной. — «ДАН СССР», т. 219, 1974, № 2, с. 458—461.

Соловьев С. Л., Тузов И. К., Васильев Б. И., Кочергин Е. В., Красный М. Л., Куликов А. А., Павлов Ю. А., Алексеев Б. В., Шкурченко-Величко А. М., Тютрин И. И., Таболяков А. Я., Смирнов Г. П., Радюш В. М., Кочергин А. В. Строение залива Терпения (Сахалин) по материалам комплексных геофизических и геологических исследований. — «Геология и геофизика», 1974, № 12, с. 47—60.

Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966, 122 с.

# О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СООТНОШЕНИЯ ЯПОНОМОРСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ И КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР САХАЛИНА

А. В. Журавлев

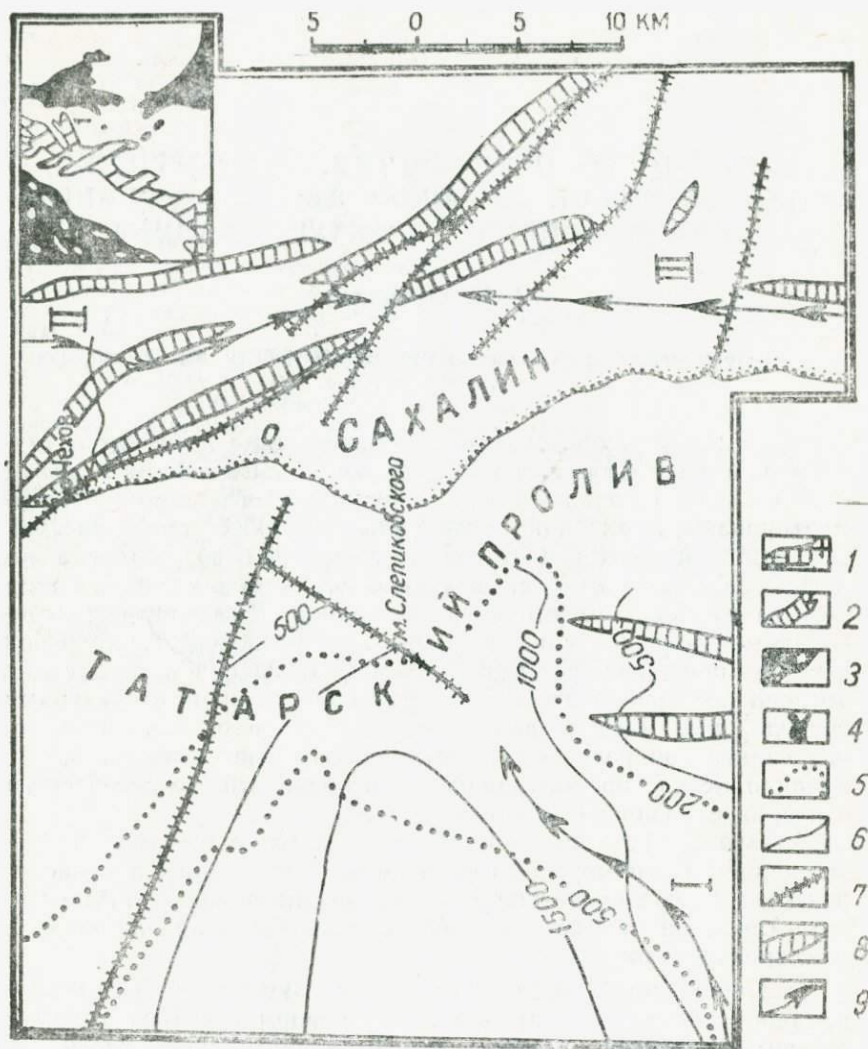
Тихоокеанская экспедиция НПО ЮЖМОРГЕО МГ СССР,  
г. Южно-Сахалинск

Взгляды на происхождение, формирование и развитие глубоководных котловин окраинных морей Дальнего Востока СССР принципиально различны и, как правило, недостаточно аргументированы, так как материалы морских геофизических исследований дают недостаточные сведения о возрасте и литологии осадочного комплекса и его основания, а также о характере соотношения их структурных планов. Для выяснения особенностей формирования и развития глубоководных котловин существенное значение может иметь изучение зон сочленения последних с хорошо изученными разновозрастными структурами сопредельных материковых и островных земель, так как в зонах сочленения разнопорядковых тектонических элементов, как правило, четко просматриваются особенности геологического строения и развития каждого из них.

Акватория Татарского пролива является естественным продолжением Япономорской глубоководной котловины и расположена в зоне сочленения последней с поздними мезозоидами Сихотэ-Алиня на западе и с кайнозойдами Сахалина на востоке (см. врезку на рисунке).

В современном структурном плане акватория Татарского пролива представляет продолжающийся формироваться крупный и пологий (первые градусы) прогиб, в центральной части выполненный мощными (до 3000 м) слаболитифицированными позднекайнозойскими толщами, еще не затронутыми процессами складкообразования. Его можно рассматривать в качестве своеобразного краевого прогиба на фланге молодых тектонических сооружений Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.

В геоморфологическом отношении глубоководная южная часть Татарского пролива выражена в виде широкого каньона, интенсивно разветвляющегося севернее широты о-ва Монерон. Одно из его ответвлений (см. 1 на врезке рисунка) протягивается к самому побережью о-ва Сахалин. В районе мыса Слепиковского в 35—40 км от берега глубины моря превышают



Тектоническое строение юго-западного побережья Сахалина и прибрежной зоны Татарского пролива в районе мыса Слепиковского: 1 — абиссальная равнина Япономорской глубоководной котловины; 2 — ось каньона юга Татарского пролива; 3, 4 — материковые и островные земли Сихотэ-Алинской позднемезозойской (3) и Хоккайдо-Сахалинской кайнозойской (4) складчатых областей; 5 — изобаты; 6 — изогипсы условного горизонта в позднекайнозойских (маруямская свита) отложениях; 7 — предполагаемые разрывные нарушения; 8 — антиклинальные структуры; 9 — оси региональных гравитационных максимумов (стрелки направлены к замыканиям максимумов): 1 — Слепиковский; II — Томаринский; III — Холмский. Условные обозначения 1—4 относятся к врезке в верхнем углу рисунка

1000 м, в то время как обычно в присахалинских акваториях на подобных удалениях от берега глубины менее 200 м. Это ответвление, представляющее одно из звеньев северного окончания Япономорской глубоководной котловины, ориентировано субперпендикулярно кайнозойским складчатым структурам, и для зоны сочленения их характерны следующие особенности.

1. Отсутствует зона шельфа в обычном ее понимании. В районе мыса Слепиковского фиксируется, как и вдоль современных островных дуг, узкая прибрежная отмель с крутым (до  $1-2^\circ$ ) погружением донной поверхности, в то время как в непосредственной близости к югу и северу отмечается широкая и пологая ( $5-10'$ ) зона шельфа.

Следует также отметить, что юго-западное побережье Сахалина на всем своем протяжении характеризуется узким пляжем, незначительными (первые метры) мощностями четвертичных отложений и крутыми обрывистыми берегами, в районе же мыса Слепиковского широко распространены низменные участки, где развиты аккумулятивные формы рельефа и сравнительно мощные (до 7 м и более) четвертичные отложения.

2. По материалам морских сейсмических работ МОВ, в позднекайнозойских отложениях этого района фиксируется крупная центриклиналь, четко совпадающая с окончанием рассматриваемого ответвления (см. рисунок) и раскрывающаяся в запад-юго-западном направлении к осевой зоне Татарского прогиба.

В пределах островной отмели наблюдается несогласное залегание позднекайнозойских (верхнемиоцен-четвертичных) толщ на нижележащих кайнозойских отложениях, что обычно менее четко выражено в сопредельных районах острова и присахалинского шельфа.

3. Рассматриваемый (Холмско-Чеховский) район юго-западного Сахалина характеризовался наиболее активным, исключая о-в Монерон, проявлением вулканической деятельности нижне-среднемиоценового (аракайско-невельского) времени.

4. По материалам ГСЗ (профиль 18), в приостровной зоне Татарского пролива на широте мыса Слепиковского и несколько севернее фиксируются (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) максимальные погружения сейсмических границ со скоростями 6,0—6,5 км/с, отождествляемых с различными поверхностями в докайнозойских образованиях.

5. В пределах мыса Слепиковского и приостровной отмели в позднекайнозойских отложениях отмечается полное отсутствие складчатых структур, при этом по сейсмическим материалам МОВ достаточно отчетливо видно, как складчатые элементы тектонических структур в отложениях кайнозойского возраста, прослеживающиеся с юга, в этом районе погружаются под позднекайнозойские толщи, постепенно теряя выраженность в последних.

В пределах островной суши района мыса Слепиковского отмечаются многочисленные разрывные нарушения субширотного и запад-северо-западного простирания, вероятно образующие зону сравнительно крупного регионального разлома. Характер складчатости в кайнозойских отложениях к северу и югу от зоны этого разлома существенно различается.

Южнее разлома структуры характеризуются субмеридиональным простиранием и, как правило, пологими ( $10-20^\circ$ ) углами падения пород на крыльях. Севернее разлома крылья антиклинальных структур более крутые (до  $40-60^\circ$ ), антиклинали часто тесно взаимосвязаны с разломами и приобретают отчетливое северо-западное простирание. Следует отметить, что аномальное северо-западное простирание кайнозойских и, вероятно, верхнемеловых структур севернее мыса Слепиковского не нашло еще удовлетворительного объяснения среди геологов Сахалина. В зоне самого разлома намечаются слабовыраженные антиклинальные структуры субширотного простирания, совершенно не свойственного кайнозойским структурам Сахалина.

6. К району мыса Слепиковского приурочено сочленение трех крупных региональных гравитационных максимумов: Томаринского, Холмского и Слепиковского. Первые два имеют субмеридиональное простирание, характерное для гравитационного поля Сахалина, а последний, расположенный на продолжении крупной Япономорской зоны гравитационных максимумов, — восток-северо-восточное, не свойственное сахалинским гравитационным аномалиям разного порядка.

Слепиковский, Томаринский максимумы и северная часть Холмского не отражают особенностей современного структурного плана кайнозойских образований, что нехарактерно для Сахалина, где, как правило (в том числе и для большей, южной, части Холмского гравитационного максимума), наблюдается прямое соотношение аномального гравитационного поля структурному плану и распределению мощностей кайнозойских толщ. При этом выраженность разнопорядковых структурных элементов в гравитационном поле обычно изменяется в соответствии с амплитудой и размерами структур.

Для объяснения этого отклонения от закономерности выдвинуто несколько предположений: приподнятое положение поверхности «базальтового» слоя (Лившиц, 1963) или метаморфизованных палеозойских и более древних пород (Алексейчик и др., 1961); наличие крупных глубинных интрузий (Милашин, 1960; и др.) или сочетание последних с зонами повышенного термометаморфизма верхнемеловых и кайнозойских отложений (Мавринский и др., 1972). Не вдаваясь в полемику по поводу определяющего значения одного из названных факторов на формирование аномального гравитационного поля, следует обратить внимание на общность природы Томаринского и северной части Холмского гравитационных максимумов со Слепиковским и

со всей Япономорской зоной гравитационных максимумов.

Таким образом, имеющиеся материалы по зоне сочленения одного из звеньев северного окончания Япономорской глубоководной котловины со складчатыми структурами кайнозойд Сахалина свидетельствуют о сопряженном, хотя и разнонаправленном развитии в позднекайнозойское время этих крупных принципиально различных элементов. Несомненно, например, тесная взаимосвязь неогенового (аракайско-невельского) вулканизма на западе Сахалина и Хоккайдо с активизацией тектонических процессов в пределах современной глубоководной котловины, так как не случайно максимальное развитие вулканизма фиксируется в непосредственной близости от глубоководной котловины (Моерон-Ребунская зона, Юго-Западное Хоккайдо), а также в районах сопряжения крупных звеньев северного окончания ее с кайнозойдами Сахалина: Холмско-Чеховский и Лесогорско-Александровский районы юго-западного побережья острова. Вполне возможно, что рассмотренные гравитационные максимумы (Томаринский, Слепиковский), не взаимосвязанные с современным структурным планом, а также некоторые другие (например, Лопатинский) максимумы юго-западного Сахалина обусловлены влиянием глубинных ранне-среднемиоценовых интрузий и уплотненных верхнемеловых и кайнозойских толщ. Это подтверждается существенно повышенной литификацией верхнемеловых пород на Лопатинском гравитационном максимуме.

В пределах современной Япономорской глубоководной котловины ниже-среднемиоценовый вулканизм, вероятно, проявился еще более широко. Интрузивно-эффузивные образования этого времени входят в состав «основания» осадочного комплекса, а нижняя часть последнего скорее всего представлена слаболитифицированными вулканогенными и кремнисто-вулканогенными образованиями этого возраста (Журавлев, 1975).

Несомненно также активное прогибание современной глубоководной котловины в позднекайнозойское (позднемиоцен-четвертичное) время, что убедительно подтверждается как материалами морских сейсмических исследований в ее пределах (Журавлев, 1975), так и вышеприведенными данными по зоне сочленения одного из звеньев котловины с кайнозойдами Сахалина. Прогибание носило явно наложенный характер по отношению к одновременно формировавшимся складчатым структурам Сахалина и обуславливало замедление развития последних в зонах, вовлеченных в погружение.

Не все отмеченные особенности строения рассмотренной выше зоны сочленения на современной стадии изученности можно объяснить. В частности, до конца не ясна природа аномального северо-западного простирания кайнозойских складчатых структур севернее мыса Слепиковского. Тем не менее полученные материалы позволяют конкретизировать некоторые моменты развития глубоководных котловин, поэтому углубленное изу-

чение подобных зон (Южное Приморье, Голыгинский район юго-западной Камчатки, заливы Терпения и Олюторский) поможет восстановить историю формирования глубоководных котловин окраинных морей Дальнего Востока и обосновать однозначное решение проблемы их генезиса.

#### Литература

*Алексейчик С. Н.* Роль вертикальных глыбовых подвижек в формировании структур о-ва Сахалин. — «Труды ВНИГРИ», вып. 181, 1961, с. 112—120.

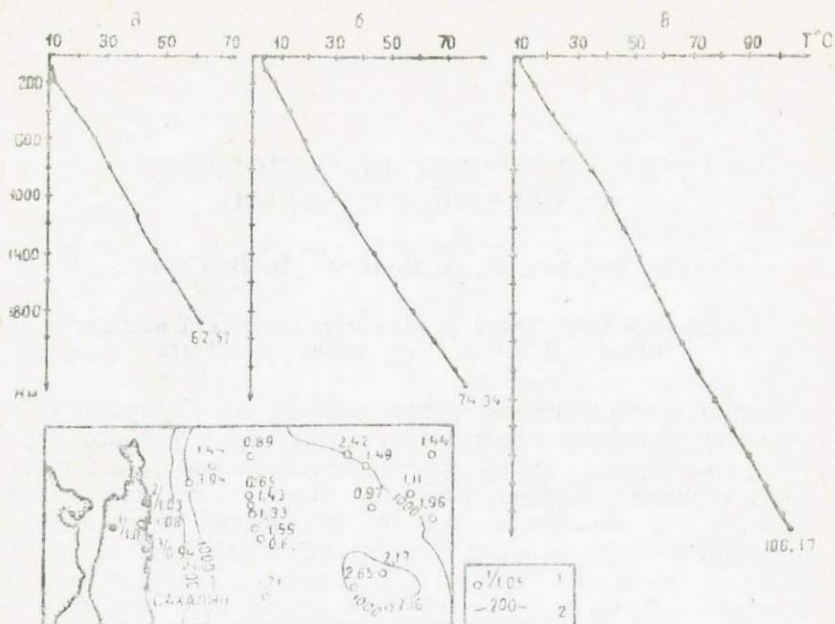
Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., «Наука», 1971, с. 263—269.

*Журавлев А. В.* Особенности тектоники и распределения мощностей осадочных образований Япономорской глубоководной впадины. — «Труды СахКНИИ», вып. 37, 1975, с. 108—117.

*Лившиц М. Х.* Новые представления о тектонике острова Сахалин в свете геофизических данных и некоторые соображения о его нефтегазоносности. — «Геология и геофизика», 1963, № 6, с. 49—57.

*Мавринский Ю. С., Брутман В. Ш., Журавлев А. В., Новиков Г. И.* К вопросу о строении юго-западного побережья Сахалина и прилегающей к нему акватории Татарского пролива в связи с перспективами нефтегазоносности. — «Труды ВНИГРИ», вып. 306, 1972, с. 93—104.

*Милашин А. П.* О тектоническом районировании Сахалина в свете геофизических исследований. — «Геология и геофизика», 1960, № 9, с. 76—80.



Термограммы скважин и схема расположения районов проведения геотермических исследований на Северном Сахалине: а — термограмма скв. № 20 площади Одопту; б — скв. № 2 Березовской площади; в — скв. № 3 площади Восточный Осоой; 1 — числитель — номер участка (1 — Березовская пл., 2 — пл. Одопту, 3 — пл. Восточный Осоой), знаменатель — тепловой поток, мкал/с.см<sup>2</sup>; 2 — изобаты, м

Сахалина и ограничена акваториями Охотского моря, заливов Одопту и Пильтун. Геотермические наблюдения выполнены в скв. 18, 20 и 33. Все три скважины проведены наклонно направленным бурением фактически из одного устья.

Определения геотермического градиента сделаны по данным измерений в скв. 20 как наиболее выстоявшейся. Отклонение ствола от вертикали в ней 880 м по азимуту 72° при глубине 2725 м. Температурные измерения выполнены дважды: 30—31.VIII 1973 г. и 3.IX 1974 г. Скважина начата бурением 28.VI 1972 г., окончена 6.VII 1973 г.

В верхних 1100 м скважины преобладают песчаные пласты с глинистыми пропластками, ниже до забоя чередуются глинистые и песчаные отложения. Верхняя часть разреза до глубины 1000 м находится в зоне свободного водообмена, поэтому для определения геотемпературного градиента использовались данные в интервале глубин 1150—2300 м, в котором выделены три участка, характеризующиеся постоянным градиентом: 1150—1650, 1650—2100, 2100—2300 м. Геотемпературные градиенты на

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА СЕВЕРНОМ САХАЛИНЕ

О. В. Веселов, Н. А. Волкова, В. В. Соинов

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

Начало геотермическим исследованиям на Северном Сахалине было положено работами Грозненского нефтяного института в скважинах нефтегазовых месторождений острова в 1964 г. (Сухарев, Барцев, 1965а, б). В настоящей статье освещаются некоторые результаты геотермических исследований, проведенных лабораторией геотермии СахКНИИ в 1973—1974 гг. на площадях Березовской, Одопту и Восточный Оссой Охинского района (см. рисунок). Методика скважинных измерений та же, что и применявшаяся нами ранее (Тихомиров и др., 1970). Теплопроводность образцов горных пород определяется сравнительным методом (Волкова, 1975).

Березовская площадь расположена на западе района. Геотермические наблюдения выполнены в скв. № 2. Скважина начата бурением 27.III 1968 г., окончена 4.IX 1968 г. с забоем на глубине 2404 м. В интервале 1917—2000 м поставлен цементный мост. Вскрытый разрез скважины характеризуется сложным литологическим составом. Верхние 1500 м представлены разнообразными песками с прослоями глин и алевролитов, иногда бурых глин, углей и лигнитов. Глубже преобладают песчаные отложения с отдельными пластами угля. Температурные измерения в скважине проведены 19.VIII 1973 г. и 22.VIII 1974 г. Для определения геотемпературного градиента использованы данные в интервале глубин 400—1900 м, в котором выделено 15 участков, характеризующихся постоянным градиентом (табл. 1). Определение теплопроводности горных пород для участков 600—650, 950—1050, 1100—1150, 1500—1600 и 1600—1700 м сделано по 7 образцам (табл. 1). Остальные участки керном не представлены.

Следует отметить хорошо выраженную обратно пропорциональную зависимость между теплопроводностью горных пород и геотермическим градиентом.

Средний тепловой поток по скважине принят равным  $1,01 \pm 0,02$  мккал/(с·см<sup>2</sup>).

Площадь Одопту находится на северо-восточном побережье

Геотермические данные по скважине № 2 Березовской площади

Интервал, м	Геотемпературный градиент, °С/100 м	Коэффициент теплопроводности, мккал (с·см·°С)	Тепловой поток, мккал (с·см <sup>2</sup> )
400—750	3,21	3,20	1,03
750—900	2,32	—	—
900—950	3,52	—	—
950—1050	2,54	3,90	0,99
1050—1100	2,20	—	—
1100—1150	2,98	3,46	1,03
1150—1200	2,42	—	—
1200—1300	2,95	—	—
1300—1350	2,08	—	—
1350—1500	3,47	—	—
1500—1600	2,61	3,74	0,99
1600—1700	2,94	3,46	1,02
1700—1750	3,74	—	—
1750—1800	3,10	—	—
1800—1900	2,61	—	—

этих участках равны соответственно 3,28; 3,40; 3,5°С/100 м. Определение теплопроводности горных пород для интервала 1650—2300 м сделаны по 14 образцам: 6 на участке 1150—1650 и 8 на участке 2100—2300 м. Участок 1150—1650 м керном не представлен. Вычисленные средние значения теплопроводности получились равными соответственно 2,94, 2,84 мккал/(с·см·°С). Тепловой поток, согласно этим данным, на участке глубин 1650—2100 м равен 1,00 мккал/(с·см<sup>2</sup>), на участке 2100—2300 м — 1,01 мккал (с·см<sup>2</sup>), а в целом для всей скважины — 1,01 ± 0,01 мккал/(с·см<sup>2</sup>).

Восточно-Осской площадь располагается на побережье Чайвинского залива в районе нижнего течения р. Оссой. Геотермические наблюдения выполнены 4—5.IX 1973 г. в параметрической скв. № 1, от устья до глубины 3340 м. Скважина начата бурением 24.III 1971 г., окончена 14.IV 1973 г. при фактическом забое на глубине 3609 м. Искусственный забой поставлен на глубине 3400 м. В верхней части разреза скважиной вскрыты толщи мелкозернистых песков, алевролитов, разнозернистых песков, в нижней — чередующиеся толщи глинистых и несчаных пород с преобладанием глинистых разностей. Для определения геотемпературного градиента использованы данные в интервале глубин 635—3335 м. В этом интервале выделены 4 участка, характеризующиеся постоянным градиентом (табл. 2). Определение теплопроводности горных пород из скв. 1 сделаны для участка 335—935 м по 10 образцам, 935—2035 м — по 7 образцам, 2035—2535 м — по 7 образцам, 2535—3335 м — по 5 образцам.

Геотермические данные по скважине № 1 Восточно-Осской площади

Интервал, м	Геотемпературный градиент, °С/100 м	Коэффициент теплопровод- ности, мкал/(с·см <sup>2</sup> ·°С)	Тепловой поток, мкал/(с·см <sup>2</sup> )
335—935	3,32	2,88	0,95
935—2035	2,50	3,20	0,80
2035—2535	2,80	3,00	0,84
2535—3335	3,29	3,13	1,03

Низкие величины теплового потока в верхних участках обусловлены, по-видимому, пониженными геотемпературными градиентами в недостаточно выстоявшейся скважине. Практика геотермических исследований в подобных скважинах Сахалина показывает, что градиенты в них занижены на 10—20%. Естественное температурное поле скв. 1 на участке 2535—3335 м подвергалось воздействию искажающих факторов в значительно меньшей степени. Вследствие этого полученное значение потока 1,03 мкал/(с·см<sup>2</sup>), по-видимому, можно считать близким к равновесному.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что тепловой поток на Северном Сахалине имеет значение меньше среднеземного. Приведенные результаты хорошо согласуются с полученными ранее (Сухарев, Барцев, 1965). Таким образом, Северный Сахалин можно уверенно отнести к Сахалино-Хоккайдской зоне субнормального теплового потока.

#### Литература

Волкова Н. А. Применение метода Брайниной для определения коэффициентов теплопроводности образцов горных пород. — «Труды СахКНИИ», вып. 30, 1972, с. 310—312.

Сухарев Г. М., Барцев О. Б. Некоторые данные о теплофизических свойствах горных пород, слагающих разрезы нефтегазовых месторождений северной части Сахалина. — «ДАН СССР», т. 162, 1965, № 1, с. 164—165.

Сухарев Г. М., Барцев О. Б. О температурных условиях и теплофизических свойствах горных пород, слагающих разрезы нефтегазовых месторождений Сахалина. — «Геология нефти и газа», 1965, № 7, с. 40—42.

Тихомиров В. М., Туезов И. К., Волкова Н. А., Веселов О. В. Тепловой поток в Приморье. — «Труды СахКНИИ», вып. 24, 1970, с. 186—189.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

О. В. Веселов, Н. А. Волкова, Г. Д. Еремин, Н. А. Козлов,  
В. В. Соиннов

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

В настоящее время существует ряд методов измерения теплопроводности горных пород при определении величины внутр-риземного теплового потока. В лаборатории геотермии СахКНИИ использовались методы мгновенного линейного источника, двух температурно-временных точек и сравнительный.

Метод мгновенного линейного источника для образцов горных пород с отношением длины к диаметру не менее 10 был разработан в ИФЗ (Любимова и др., 1964). В СахКНИИ установка подвергалась существенной переработке. Для удобства в работе термопары были заменены термисторами и вместо зеркального гальванометра использовались самописец Н-373/2 и мост постоянного тока МО-62. Такая замена позволила записывать изменение температуры в процессе всего опыта. По полученной кривой можно с большой точностью определить максимальную величину температуры и время, в течение которого она достигается. Эти параметры необходимы для вычисления коэффициента теплопроводности. Образец записи представлен на рис. 1, а.

Для кернов небольшого размера применялся метод двух температурно-временных точек (Волькенштейн, 1955). Как и в методе мгновенного линейного источника, зеркальный гальванометр был заменен самописцем Н-373/2, в результате чего для каждого образца получена запись изменения во времени показаний дифференциальной термопары (см. рис. 1 в), позволяющая повысить точность исходных параметров для расчета коэффициента теплопроводности.

Сравнительный метод (Брайнина, 1968) разработан на принципе квазистационарного режима теплопередачи при граничных условиях второго рода. Эталонный образец, коэффициент теплопроводности которого известен, нагревался равномерным тепловым потоком до установления постоянного температурного перепада на нагреваемой и противоположной поверхностях образца. Затем на это же место, точно на таком же расстоянии от нагревателя, устанавливался исследуемый образец, который

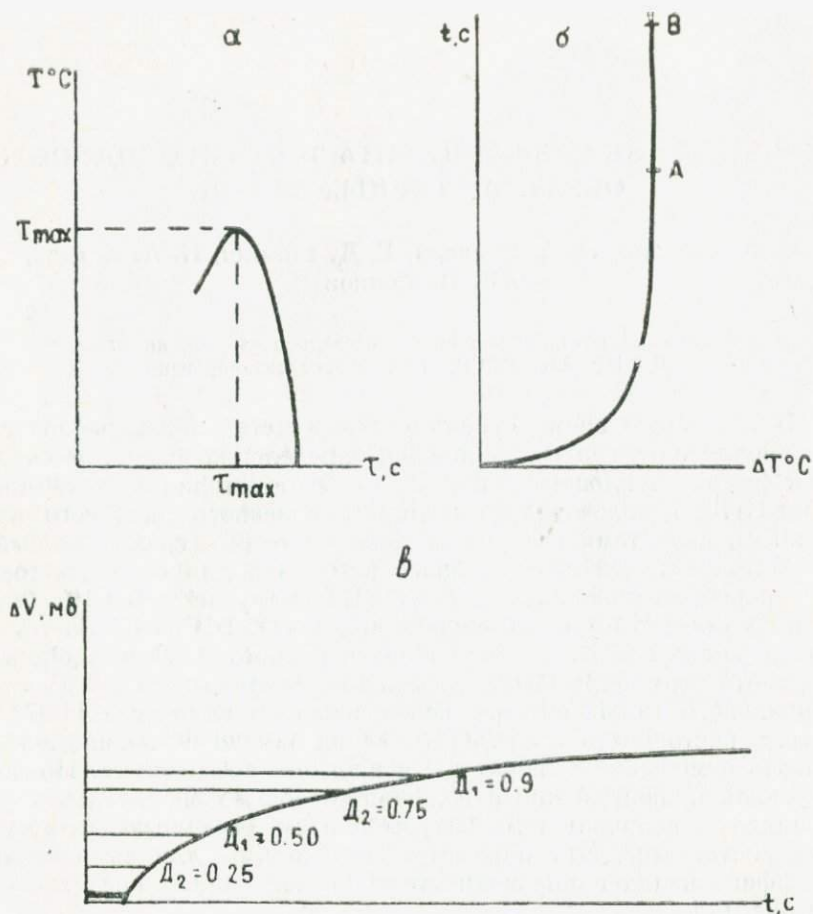


Рис. 1. Изменение температуры образца во времени в методах: а — мгновенного линейного источника; б — сравнительном; в — двух температурно-временных точек

тоже нагревался до установления постоянного температурного перепада. Для крепления образца использовалась изготовленная из плексигласа кассета, передняя стенка которой была окрашена в черный цвет. В качестве источника тепла служила электрическая лампочка накаливания с отражателем, позволившим заметно расширить рабочую зону. Нагреватель устанавливается так, чтобы диаметр этой зоны в 1,5—2 раза превышал диаметр образца. Перепад температур определялся дифференциальной термопарой медь — константан и записывался самописцем Н-39. Сигнал от термопары на самописец поступал через усилитель Ф-359. Образец записи представлен на рис. 1, б. Установление постоянного перепада температур на кривой от-

мечается прямолинейным участком АВ, параллельным оси времени (Волкова, 1975).

Кроме того, была использована установка, в которой перепад температур определялся с помощью термисторов СТ1-18. При этом электрический сигнал измерялся по схеме балансного моста. Так как расстояние между передней стенкой кассеты и источником тепла строго фиксировано, то плотность теплового потока, приходящего через образцы и эталон, одинакова. Это условие можно записать в виде

$$\lambda_x \cdot \text{grad}_x \cdot T = \lambda_{эм} \cdot \text{grad}_{эм} \cdot T.$$

Отсюда коэффициент теплопроводности исследуемого образца

$$\lambda_x = \lambda_{эм} \cdot \frac{\text{grad}_{эм} \cdot T}{\text{grad}_x \cdot T}.$$

В качестве эталонов в этом методе использовались пластинки плавленного кварца марки КВ с теплопроводностью 3,18 мкал/(с·см·°С).

Для контроля работы установки теплопроводность 5 образцов керна была определена в лаборатории геотермии ВСЕГЕИ на установке «Лямбда» (Сергеев и др., 1971). Результаты приведены в таблице.

Результаты определения теплопроводности на установке «Лямбда» и сравнительным методом

Индекс образца	Описание образца	$\lambda$ , мкал/(с·см·°С) (ВСЕГЕИ)	$\lambda$ , мкал/(с·см·°С) (СахКНИИ)
Монерон, скв. I h=406—412	Андезито-базальтовый туф	3,11	3,40
h=1848—1853	Андезито-базальтовая лавобрекчия	3,37	3,26
h=1097—1102	Туфогенный алевролит и туфопесчаники равнозернистые	3,20	3,0
h=1433—1438	Туфопесчаники разнозернистые	3,20	2,53
h=894—899	Переслаивание алевролитов и песчаников	3,0	2,98

Из 5 образцов лишь в одном случае расхождение между данными ВСЕГЕИ и СахКНИИ превышает 10% по отношению к результатам контрольных определений. Таким образом, сравнительный метод можно считать пригодным для определения коэффициентов теплопроводности образцов горных пород.

Описанными методами были исследованы на теплопроводность 405 образцов. Все они отбирались из верхних нескольких

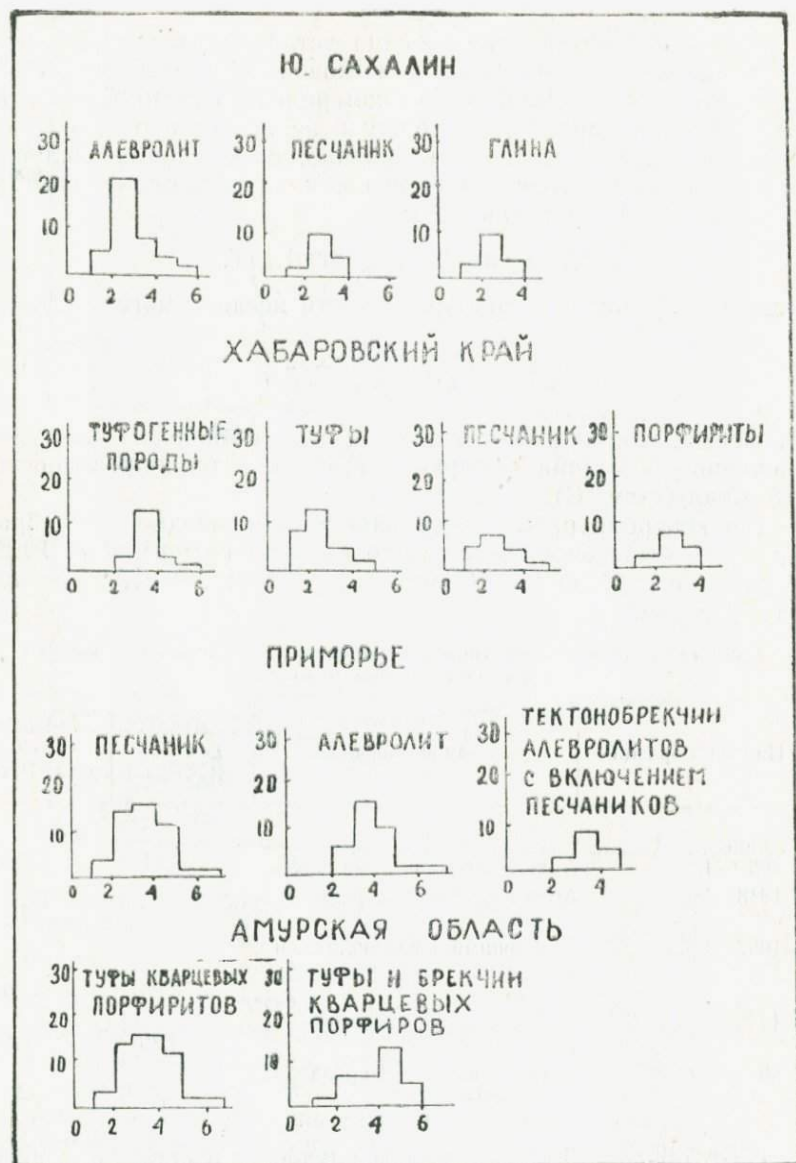


Рис. 2. Гистограммы коэффициентов теплопроводности образцов из скважин Южного Сахалина, Приморского и Хабаровского краев, Амурской области. По оси ординат отложено количество образцов, по оси абсцисс — значения коэффициентов теплопроводности ( $10^{-3}$  кал/с·см·°С)

сотен метров осадочного чехла в скважинах Южного Сахалина, Приморского и Хабаровского краев и Амурской области.

На Южном Сахалине исследованные образцы представлены в основном глинами, песчаниками и алевролитами. Для этих пород получены следующие значения коэффициентов теплопроводности: глина — 1,66—3,67; песчаник — 3,71—7,71; алевролит — 1,64—3,67 мкал/(с·см·°С).

В Приморье значительная часть керн была отобрана из скважин, приуроченных к Николаевскому интрузиву. В связи с этим среди образцов наряду с осадочными (песчаники, алевролиты) довольно широко представлены вулканогенно-осадочные породы (тектонобрекчии алевролитов, туфы и брекчии кварцевых порфиров и т. д.). Значения коэффициентов теплопроводности следующие: песчаники — 1,62—6,60; алевролиты — 1,85—4,98; тектонобрекчии алевролитов — 2,72—4,88; туфы кварцевых порфиритов — 1,12—6,60; туфы и брекчии кварцевых порфиров — 2,57—5,41 мкал/(с·см·°С).

В Хабаровском крае всеми исследованными скважинами были вскрыты практически одни и те же породы — туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфы кварцевых порфиров. Разрез обследованных в Амурской области скважин представлен в основном осадочными породами: песчаниками разной зернистости, переслаивающимися пачками аргиллитов и алевролитов, глинами с прослоями уплотненных или слабосцементированных песчаников. Для пород, отобранных в Хабаровском крае и Амурской области, получены следующие значения коэффициентов теплопроводности: песчаники — 1,65—4,13; порфириты — 0,68—3,50; туфы — 1,14—4,19; туфогенные породы — 1,91—5,33 мкал/(с·см·°С).

Таким образом, теплопроводность рассмотренных пород осадочного комплекса изменяется в широких пределах, что согласуется с результатами, полученными для аналогичных пород в других регионах (Дьяконов, 1958; Любимова, 1968; и др.).

На рис. 2 представлены гистограммы значений коэффициентов теплопроводности образцов из скважин Южного Сахалина, Хабаровского и Приморского краев, а также Амурской области, из которых видно, что для исследованных пород характерны довольно низкие теплопроводности — 3÷5 мкал/(с·см·°С).

К сожалению, гистограммы построены по сравнительно небольшому количеству значений при их довольно значительном разбросе. Поэтому проведенные результаты будут уточняться и дополняться в процессе дальнейших исследований.

#### Литература

- Брайнина Е. Ю. Описание изобретения к авторскому свидетельству № 211835. 1968.  
Волкова Н. А. Использование метода Брайниной для определения коэффи-

циента теплопроводности образцов горных пород. — «Труды СахКНИИ», 1975, вып. 30, с. 302—304.

*Волькенштейн В. С.* Измерение тепловых характеристик твердых и жидких тел методом двух температурно-временных точек. — «Труды ЛТИ», 1955, вып. 32, с. 32—41.

*Дьяконов Д. И.* Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостехиздат, 1958, 276 с.

*Любимова Е. А., Старикова Г. Н., Шушпанов А. П.* Теплофизические исследования горных пород. — В кн.: Геотермич. исследования, М., «Наука», 1964, с. 115—174.

*Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968, с. 279.

*Сергеев О. А., Филатов Л. И., Френкель И. М.* Прибор «Лямбда» с непосредственным отсчетом теплопроводности. — «Измерительная техника», 1971, с. 10—12.

## СВЯЗЬ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА С ДРУГИМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

Г. Д. Еремин

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,  
пос. Новоалександровск

Рассмотрим однородную среду, физические свойства которой выражены в гравитационном и магнитном полях и в поле скоростей распространения упругих колебаний. Выберем уровень наблюдений таким образом, чтобы все поля на нем не меняли своего значения (эквипотенциальная поверхность).

В момент времени  $t_1=0$  на расстоянии  $H$  от уровня наблюдений появилась неоднородность в виде шара. Появление неоднородности вызовет изменение полей: через некоторое время, практически мгновенно, все они, кроме поля теплового потока, примут вид стационарного распределения. Поле теплового потока не изменится, так как скорость распределения температур в среде очень мала. Условимся называть поля, время становления которых мало, геофизическими, в отличие от поля теплового потока.

Расчет по геофизическим полям даст температуры, соответствующие шару, а по тепловому потоку — те, что были до появления неоднородности.

Через длительный промежуток времени распределение температур в среде примет стационарный вид, и поле теплового потока будет иметь распределение, вызванное шаром.

Расчет температур по геофизическим и геотермическим полям даст одинаковые результаты.

В момент времени  $t_2=0$  неоднородность исчезает. Геофизические поля примут вид, соответствующий однородной среде (прямая), поле теплового потока будет иметь вид, обусловленный шаром.

Расчет температур по полю теплового потока даст распределение, которое было в присутствии шара, расчет по геофизическим полям — в отсутствии его.

Следовательно, температуры, рассчитанные по геофизическим полям, соответствуют температурам в момент наблюдения, расчет по полю теплового потока дает распределение температур прошлого, т. е. палеотемпературы. Сравнение тех и других

полученных температур дает возможность судить о температурном режиме региона.

Из сопоставления температур можно сделать следующие выводы.

Чем больше разница температур, тем ближе момент возникновения неоднородности.

Если температуры, вычисленные по геофизическим данным, больше рассчитанных по геотермическим данным, можно говорить о разогревании региона, в противном случае — о его охлаждении.

В случае, когда сравниваемые температуры равны (стационарный процесс), можно оценить время возникновения источника физической неоднородности (нижний предел).

Вопрос о температурном режиме региона можно рассмотреть и с другой стороны—сравнивая величины теплового потока, рассчитанные по геофизическим данным, с наблюдаемым тепловым потоком. Выводы получаются аналогичные вышеизложенным.

# ПОЛЕ ТОЧЕЧНОГО ИСТОЧНИКА ТЕПЛА В СЛУЧАЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ГРАНИЦ РАЗДЕЛА

Г. Д. Еремин

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,  
пос. Новоалександровск

Обозначим мощности каждого слоя земной коры через  $h$  и коэффициенты теплопроводности через  $\lambda_i$ . На расстоянии  $H$  от нижней границы находится постоянно действующий источник тепла мощностью  $q$ . Применяя цилиндрическую систему координат с началом на источнике и осью  $z$ , направленной вертикально вверх, с учетом осевой симметрии ( $\frac{\partial u}{\partial \psi} = 0$ ), уравнение Лапласа для потенциальных функций температур можно записать так:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u}{\partial r} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0. \quad (1)$$

Искомые функции  $u$  должны удовлетворять следующим условиям.

1. Функция  $u_1$  для первого слоя должна иметь вид

$$u_1(r, z) = \frac{q}{4\pi\lambda_1} \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} + u_1^1(r, z),$$

причем функция  $u_1^1$  должна быть всегда конечной и обращаться в нуль для бесконечно удаленных точек.

2. Функции  $u_2, u_3, \dots, u_n$  — тоже конечны и обращаются в нуль для бесконечно удаленных точек.

3. На каждой границе раздела должны соблюдаться равенства

$$u^{(i)} \Big|_{z=H+\Sigma h_i} = u^{(i+1)} \Big|_{z=H+\Sigma h_i},$$
$$\lambda_i \frac{\partial u^{(i)}}{\partial z} \Big|_{z=H+\Sigma h_i} = \lambda_{i+1} \frac{\partial u^{(i+1)}}{\partial z} \Big|_{z=H+\Sigma h_i},$$

т. е. должны быть непрерывны на границе раздела температуры и нормальные составляющие теплового потока.



$$U_1(r, z) = \frac{q}{4\pi\lambda_1} \left( \frac{1}{\sqrt{r^2+z^2}} + \frac{k_{12}}{\sqrt{r^2+(2H-z)^2}} \right);$$

$$U_2(r, z) = \frac{q}{4\pi\lambda_1} (1+k_{12}) \frac{1}{\sqrt{r^2+z^2}}$$

Вертикальная составляющая теплового потока во второй среде будет иметь вид

$$q_z^{(2)} = \frac{q}{4\pi} (1-k_{12}) \frac{z}{(r^2+z^2)^{3/2}}.$$

Две границы раздела ( $n=3$ )

Решение (2) с учетом разложения

$$(1+k_{12}k_{23}e^{-2mH})^{-1} = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n k_{12}^n k_{23}^n e^{-2mnH},$$

$$\text{где } k_{23} = \frac{\lambda_2 - \lambda_3}{\lambda_2 + \lambda_3},$$

дает возможность найти коэффициенты А и В.

Подставляя найденные коэффициенты в выражения для температур, получим

$$U_1(r, z) = \frac{q}{4\pi\lambda_1} \left[ \frac{1}{\sqrt{r^2+z^2}} + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{k_{12}^{n+1} k_{23}^n}{\sqrt{r^2+(2(H+nh_1)-z)^2}} + \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{k_{12}^n k_{23}^{n+1}}{\sqrt{r^2+(2(H+(n+1)h_1)-z)^2}} \right];$$

$$U_2(r, z) = \frac{q}{4\pi\lambda_1} (1+k_{12}) \left[ \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{k_{12}^n k_{23}^n}{\sqrt{r^2+(2nh_1+z)^2}} + k_{23} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{k_{12}^n k_{23}^n}{\sqrt{r^2+(2(H+(n+1)h_1)-z)^2}} \right];$$

$$U_3(r, z) = \frac{q}{4\pi\lambda_1} (1+k_{12})(1+k_{23}) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{k_{12}^n k_{23}^n}{\sqrt{r^2+(2_n h_1+z)^2}};$$

Вертикальная составляющая теплового потока в третьей среде запишется

$$q_z^{(3)} = \frac{q}{4\pi} \frac{(1+k_{12})(1+k_{23})(1-k_{13})}{(1+k_{13})} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{k_{12}^n k_{23}^n (2nh_1+z)}{(r^2+(2nh_1+z)^2)^{3/2}},$$

$$\text{где } k_{13} = \frac{\lambda_1 - \lambda_3}{\lambda_1 + \lambda_3} \quad (4)$$

Из формул (3), (4) видно, что тепловой поток  $q_z$  является функцией мощности источника  $q$ , границ раздела  $h_1$  и коэффициентов теплопроводности  $\lambda_1$ .

# РАСЧЕТ МОЩНОСТИ МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА КАК ТЕПЛООВОГО ИСТОЧНИКА

Г. Д. Еремин

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,  
пос. Новоалександровск

В работе А. А. Александрова с соавторами (1973) о тепловом потоке в Курило-Камчатской зоне было показано, что подводный вулкан может создать увеличение теплового потока через дно моря. Для оценки теплового потока от магматического очага была использована упрощенная геометрическая картина (двухслойная среда).

Очаг сферической формы радиуса  $r_0$  на глубине  $h$  под уровнем дна моря имеет температуру магмы  $T_1$ . Коэффициент теплопроводности пород, слагающих дно, равен  $\lambda_1$ . Теплопроводность воды принята равной бесконечности, температура ее  $T_2$ . Тепловой поток рассчитывался по формуле

$$\left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{\lambda_1 (T_1 - T_2) 2hr_0}{\left( 1 - \frac{r_0}{2h} \right) (R^2 + h^2)^{3/2}}, \quad (1)$$

где  $R$  — расстояние от вулкана на плоскости дна до пункта наблюдения.

В случае двухслойной среды тепловой поток от точечного источника мощности  $q$  во второй среде имеет вид

$$q^{(2)}_z = \frac{q}{4\pi} (1 - k_{12}) \frac{z}{(r^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (2)$$

где  $k_{12} = \frac{\lambda_1 - \lambda_2}{\lambda_1 + \lambda_2}$ ;

$\lambda_1$  — теплопроводность первой среды;

$\lambda_2$  — теплопроводность второй среды;

$r^2 = x^2 + y^2$ ;

$z \geq h$ ;

$h$  — расстояние от источника до границы раздела.

Подставляя значения  $k_{12} = -1$  ( $\lambda_2 = \infty$ ),  $z = h$ ,  $p^2 = R^2$  в (2), получим выражение для теплового потока на дне моря

$$\left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=h} = \frac{q}{4\pi} \frac{2h}{(R^2 + h^2)^{3/2}} \quad (3)$$

Сравнивая уравнения (1) и (3), можно записать для мощности источника:

$$q = 4\pi \frac{\lambda_1 (T_1 - T_2) \gamma_0}{1 - \frac{\gamma_0}{2h}}$$

Приняв значения входящих в формулу величин  $T_1 - T_2 = 1000^\circ$ ,  $\lambda_1 = 6 \cdot 10^{-3}$  кал/с·см· $^\circ$ С,  $\gamma_0 = 3$  км,  $h = 1,5 \gamma_0$ ,  $R = 10$  км (Александров и др., 1973), получим мощность магматического источника, равную  $\sim 3 \cdot 10^7$  кал/с.

#### Литература

Александров А. Л., Горшков А. П., Шелягин В. А., Любимова М. А., Некоторые результаты измерения теплового потока в Курило-Камчатской зоне.— В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1973, с. 32—38.

Еремин Г. Д. Поле точечного источника тепла в случае горизонтальных границ раздела (В наст. сб.)

## ОСТАТОЧНЫЕ МАГНИТНЫЕ ПОЛЯ ДЛЯ МОДЕЛИ ЭКСЦЕНТРИЧНОГО ДИПОЛЯ

Б. Е. Мардерфельд, В. В. Проскурня

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

Аналитический метод разложения потенциала магнитного поля Земли в ряд по сферическим функциям дает формальную возможность количественно разделить поле, наблюдаемое на поверхности Земли, на поле однородного намагничивания (дипольное) и поле, соответствующее неоднородной его части (недипольное, или остаточное). При этом считают, что диполь совпадает с геометрическим центром Земли (так называемая модель «центрального» диполя). Исследуя такую модель, Т. Юкутаки и Н. Тахинака (Yukutake, Tachinaka, 1968) выявили и детально проанализировали «западный дрейф» магнитного поля Земли, т. е. перемещение всей системы изолиний остаточного поля с востока на запад со скоростью примерно 0,2 град/год. Этот факт вытекает из сопоставления карт изолиний материковых аномалий, построенных для различных эпох.

Явление западного дрейфа имеет большое значение для понимания причин происхождения главного магнитного поля и его вековых вариаций: перемещение остаточного поля вдоль земной поверхности должно быть связано с перемещением их источников. Так как земная кора и верхняя мантия Земли малоподвижны, источники должны быть расположены в ядре Земли. Поэтому одним из вариантов объяснения происхождения материковой аномалии для модели центрального диполя является гипотеза о наличии вихревых токов на границе ядрооболочки. В этом случае перемещение недипольной части магнитного поля вызывается различной скоростью вращения ядра и оболочки. В последние годы большую популярность получила модель земного магнитного поля, в основу которой положено представление о дрейфующем эксцентричном диполе Шмидта (Bartels, 1936). Введение дрейфующего эксцентричного диполя позволило некоторым исследователям сделать предположение, что остаточные поля для такой модели не дрейфуют [Пудовкин и др., 1973]. Это в свою очередь позволяет предположить, что причиной материковых магнитных аномалий могут являться различные не-

однородности в оболочке Земли, а западный дрейф магнитных аномалий вполне можно объяснить дрейфом эксцентричного диполя около геометрического центра Земли.

Жесткая привязка остаточных полей к поверхности Земли, сопоставление их и обнаружение связей с гравиметрическими и геотермическими полями может дать интересный материал для выводов о единой природе региональных магнитных, гравитационных и геотермических аномалий и для разработки моделей глубинных неоднородностей в оболочке Земли.

Вывод И. М. Пудовкина (Пудовкин, Валуева, 1973) о стабильности остаточных полей для модели эксцентричного диполя Шмидта сделан на основании сравнительно короткого временного интервала данных последних 30 лет. В настоящей работе выполнен анализ для более длинного ряда с периодом 450 лет.

Расчет остаточных полей для модели эксцентричного диполя сводился к синтезу компонент поля по коэффициентам  $g_n^m$  и  $h_n^m$  для данной эпохи, определению координат эксцентричного диполя по формулам Шмидта и расчетам компонент магнитного поля на поверхности Земли от эксцентричного диполя (Бенькова и др., 1964). Остаточные поля получаются вычитанием поля эксцентричного диполя в разных точках земной поверхности из синтезированного поля в тех же точках. Расчеты выполнялись на ЭВМ «Минск-22» с шагом по широте и долготе  $5^\circ$ . Расчет синтезированного поля и поля эксцентричного диполя проводился по коэффициентам сферического гармонического анализа для эпох 1550—2000 гг. с интервалом в 50 лет (Бенькова и др., 1974). Введение дрейфующего эксцентричного диполя Шмидта позволило надеяться, что остаточные поля для такой модели будут недрейфующими. Однако анализ показал, что остаточные поля во времени очень изменчивы, дрейф их весьма значителен.

В табл. I приводятся географические координаты экстремумов остаточных полей для различных эпох. За период 1550—2000 гг. выделяются десять аномалий поля — пять положительных и пять отрицательных. Практически все экстремумы аномалий за рассматриваемый период существенно изменили свое положение. Часть аномалий (I, II, VI) распалась; аномалия VII на 200 лет исчезла, затем для эпохи 1850 г. появилась вновь; аномалии IX и X возникли примерно в середине рассматриваемого интервала времени. На рисунке показан дрейф остаточных полей рассматриваемых десяти аномалий. Видно, что часть аномалий (IV, VI, VIII, X) дрейфует на запад; III — на северо-восток; аномалия I дрейфует на север, знак дрейфа аномалии VII меняется, лишь аномалии II, V, IX практически не дрейфуют. Очевидно, две гармоники анализа, описывающие поведение эксцентричного диполя, не исчерпывают дрейфовый характер главного поля и существенная часть дрейфа вносится более высокими гармониками.

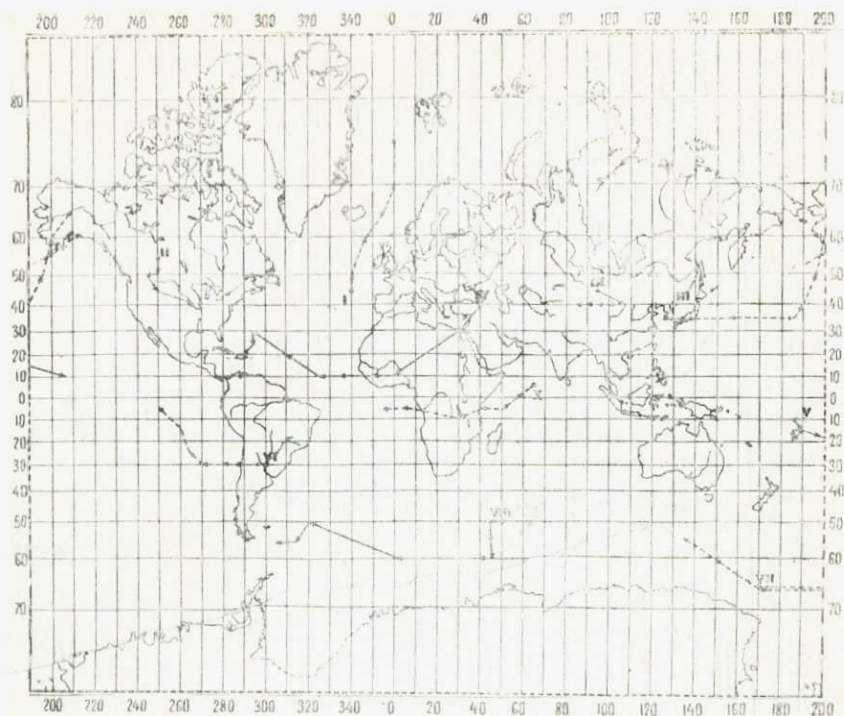
Таблица 1

Географические координаты экстремумов аномалий остаточных полей  
для модели эксцентричного диполя

Эпо- ха	Аномалии																			
	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X	
	$\psi^0$	$\lambda^0$	$\psi^0$	$\lambda^0$	$\psi^0$	$\lambda^0$	$\psi^0$	$\lambda^0$	$\psi^0$	$\lambda^0$	$\psi^0$	$\lambda^0$	$\psi^0$	$\lambda^0$	$\psi^0$	$\lambda^0$	$\psi^0$	$\lambda^0$	$\psi^0$	$\lambda^0$
1550	45	340	55	250	40	130	40	40	10	190	30	300	65	170	50	50	—	—	—	—
1600	50	340	50	250	35	125	30	30	10	185	30	295	65	175	50	45	—	—	—	—
1650	60	345	50	245	35	130	10	0	15	190	30	285	—	—	55	45	—	—	—	—
1700	65	355	45	250	35	140	10	350	15	190	30	280	—	—	55	45	—	—	5	65
1750	70	0	40	265	35	160	10	335	20	185	30	270	—	—	60	45	45	95	0	55
1800	70	0	—	—	35	185	10	325	20	185	25	265	—	—	60	40	40	105	5	50
1850	75	360	—	—	40	190	20	310	20	185	15	260	65	225	60	0	40	100	5	40
1900	—	—	—	—	50	195	30	295	15	185	5	250	65	170	50	320	40	95	10	30
1950	—	—	—	—	60	200	25	295	15	190	—	—	60	150	55	315	40	90	5	5
2000	—	—	—	—	65	210	20	290	20	205	—	—	55	135	55	305	40	85	5	355

Интенсивности экстремумов Z-компоненты аномалий остаточных полей  
для модели эксцентричного диполя, десятки гамм

Эпоха	Аномалии									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1550	-297	1613	-2412	785	1763	-1818	-1909	2486	—	—
1600	-230	1505	-2159	576	1605	-1912	-1320	2071	—	—
1650	-334	1337	-1670	716	1364	-1837	—	1622	—	—
1700	-475	1051	-963	835	1103	-1664	—	1247	—	-865
1750	-623	779	-433	892	894	-1408	—	958	123	-987
1800	-728	—	-335	862	745	-1108	—	790	700	-1109
1850	-764	—	-540	710	643	-767	-508	764	1209	-1115
1900	—	—	-845	586	605	-521	-707	992	1637	-1100
1950	—	—	-1130	495	567	—	-1080	1191	1959	-1251
2000	—	—	-1362	472	696	—	-1520	1293	2148	-1598



Дрейф экстремумов остаточных полей для модели эксцентричного диполя (сплошными линиями показан дрейф положительных аномалий, пунктирными — отрицательных)

В значительных пределах изменяются интенсивности Z-компоненты экстремумов аномалий (табл. 2). Плавность, точнее монотонность изменения интенсивностей, на наш взгляд, свидетельствует о высокой достоверности сглаженных коэффициентов, полученных Н. П. Беньковой (Бенькова и др., 1974), по сравнению с более ранними анализами. Значительное изменение интенсивности экстремумов, распад и возникновение новых аномалий является наиболее серьезной трудностью в выделении дрейфующих полей, имеющих самостоятельное значение с точки зрения интерпретации их геофизической природы, так как в этом случае как дрейф, так и изменение интенсивности должны быть заложены в оптимальный источник поля.

#### Литература

- Бенькова Н. П., Винникова Т. Л., Тюрина Л. О. Геомагнитный эксцентричный диполь. — «Геомагнетизм и аэрономия», т. 4, 1964, № 5, с. 917—923.  
 Бенькова Н. П., Коломийцева Г. И., Черевко Т. Н. Аналитическая модель геомагнитного поля и его вековых вариаций за 400 лет (1550—1950 гг.) — «Геомагнетизм и аэрономия», т. 14, 1974, № 5, с. 876—887.

*Пудовкин И. М., Валуева Г. Е.* К вопросу о причинной обусловленности некоторых физико-географических явлений с позиций дрейфа магнитного центра Земли. Ритмичность природных явлений. (Доклады на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга) Л., «Наука», 1973, с. 195—207.

*Bartels J.* The eccentric dipole approximation the earth's magnetic field.— «Terr. Magn. Atm. El.», vol. 41, № 3, 1936, p. 225—250.

*Yukitake T., Tachinaka H.* The non-dipole part of the earth's Magnetic Field.— «Bull. Earthq Res. Inst.», 1968, vol. 46, № 4, p. 1027—1074.

# ПЕРЕМЕННОЕ ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ НА СЕВЕРЕ ИТУРУПА

А. М. Ляпишев

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

Как отмечалось ранее (Ляпишев и др., 1975), на юге Урупа наблюдается аномалия в геомагнитных вариациях. Осенью 1975 г. на севере Итурупа была проведена регистрация переменного геомагнитного поля в диапазоне суббури — солнечносуточные вариации в Курильске (пункт 1) и бухте Медвежьей (пункт 2) с целью проследить простираание аномалии на юг Курильских островов.

На рисунке (а) показаны величина и направление векторов индукции в этих пунктах и ранее полученный вектор на Ван-дер-Линде (пункт 3). Данные сведены в табл. 1.

Таблица 1

Величина (К) и направление (Θ) векторов индукции

Пункт наблюдения	Периоды в диапазоне	15 м ÷ 60 м	Количество возмущений
	К	Θ	
Курильск	0,54	31	15
Бух. Медвежья	1,53	7	15
Ван-дер-Линд	1,67	198	40

На рисунке (б) приведены солнечносуточные вариации, зарегистрированные в течение трех суток синхронно с Южно-Сахалинском. Видно, что длиннопериодные вариации типа бухт (пункт 2) гораздо интенсивнее в вертикальной компоненте, а в горизонтальных компонентах они сравнимы друг с другом.

Нами проведен гармонический анализ солнечносуточных вариаций (табл. 2 и 3). При этом вертикальная компонента была усреднена (показно пунктиром).

Аномалия на севере Итурупа приурочена к проливу Фриза, является составной частью Среднекурильской аномалии и плавно затухает с севера на юг.

В пунктах 1 и 2 гармоника солнечносуточных вариаций изменяются синфазно по всем компонентам — Н, Д и Z.

Таблица 2

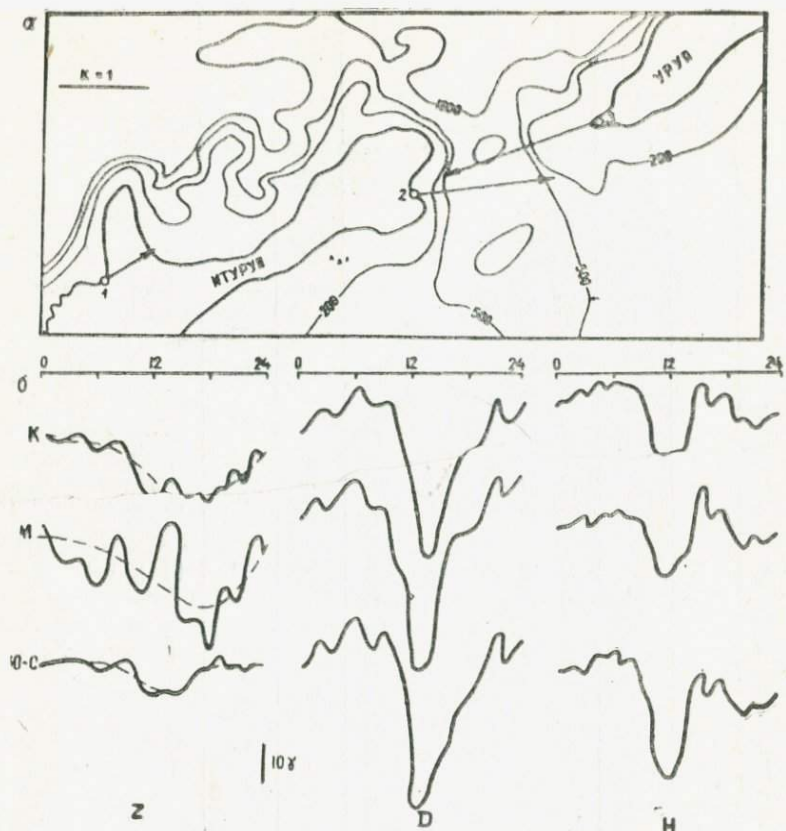
## Относительные значения амплитуд гармоник Sq-поля

Пункт наблюдения	$Z_{ст} / Z_{ю-сах.}$				$H_{ст} / H_{ю-сах.}$				$D_{ст} / D_{ю-сах.}$			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Курильск	2,42	0,40	1,46	1,13	0,53	0,68	0,78	0,68	0,94	0,96	0,99	0,74
Бух. Медвежья	2,49	1,28	1,11	1,48	0,22	0,65	0,89	0,99	0,97	1,08	0,87	0,87
Ван-дер-Линд	5,97	6,10	5,18	4,23	0,90	0,84	0,86	0,98	1,05	0,96	1,00	1,05

Таблица 3

## Разность фаз гармоник Sq-поля

Пункт наблюдения	$\varphi_Z^{ст.} - \varphi_Z^{ю-сах.}$				$\varphi_H^{ст.} - \varphi_H^{ю-сах.}$				$\varphi_D^{ст.} - \varphi_D^{ю-сах.}$			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Курильск	-32	-131	-302	-40	-14	17	15	-56	7	11	28	8
Бух. Медвежья	-28	-111	-238	19	6	25	24	-53	17	14	25	2



Распределение векторов индукции по бухтообразным возмущениям (а) и характер солнечносуточных вариаций компонент (К — Курильск, М — Медвежий, Ю-С — Южно-Сахалинск) (б)

Аномалия в Н-компоненте увеличивается с увеличением периода в пункте 2; в пункте 1 аномалия выражена слабее и в пункте 3 практически отсутствует. В Д аномалия не выражена.

Если предположить, что аномалия вызывается индукционными токами пролива Фриза, то эффекты в вертикальной и горизонтальных компонентах должны быть сравнимы в пунктах 2 и 3, что противоречит полученным данным. Региональные изменения вертикальной и горизонтальной компонент вариаций свидетельствуют в пользу глубинного источника аномалий.

#### Литература

Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Полозов А. А. Применение метода Визе — Паркинсона для анализа аномалии в Sq-вариациях на средних Курильских островах. — «Труды СахКНИИ», вып. 30. 1975, с. 204—209.

## СТРУКТУРА ПОЛЯ Sq-ВАРИАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА СССР

А. М. Лянишев, Б. Е. Мардерфельд

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

За последние десять лет на территории Дальнего Востока было выполнено магнитовариационное профилирование сгущенной сетью станций, что позволило выявить аномалию в вертикальной составляющей бухтообразных возмущений (Ваньян и др., 1968), обусловленную в основном береговым эффектом. Аномальные искажения в горизонтальных составляющих практически отсутствуют. Большой интерес представляет анализ длиннопериодных вариаций, в частности пространственной структуры поля Sq-вариаций и ее гармоник.

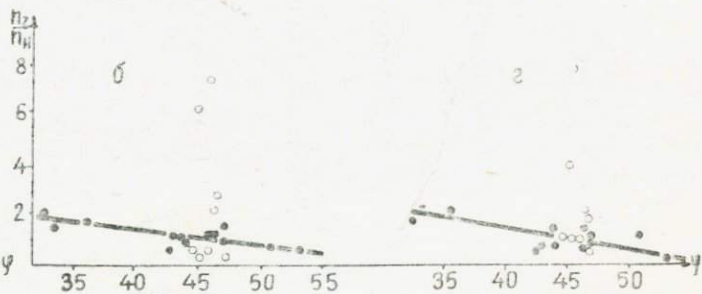
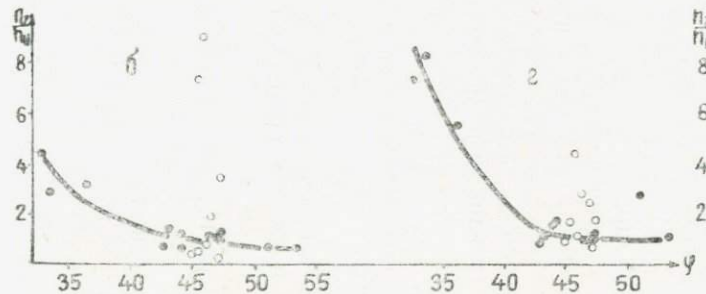
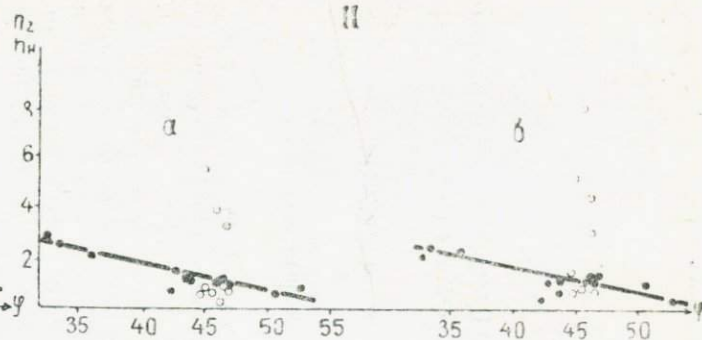
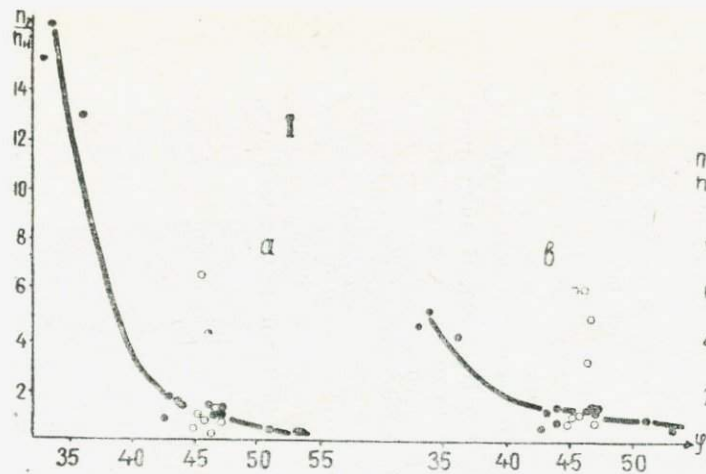
Работами ряда авторов (Бенькова, 1941; и др.) показано, что планетарное распределение Sq-поля носит регулярный характер. Интенсивность вариаций плавно изменяется с севера на юг. Фазовые изменения в пунктах, отстоящих друг от друга на расстоянии нескольких сот километров, незначительны.

Нами были рассмотрены четыре гармоники Sq-вариаций, зарегистрированные в 21 пункте Дальнего Востока. В пяти пунктах расположены стационарные обсерватории, а в остальных проводились полевые наблюдения. В таблице приводится перечень пунктов наблюдений с указанием их географических координат. Так как температурный коэффициент вариаметров меньше одного гамм/градуса и температурный суточный ход в помещениях, где располагались вариационные станции, был невелик, то температурное влияние на Sq-вариации нами не учитывалось.

На рисунке показано изменение  $\frac{h_z}{h_n}$  и  $\frac{h_z}{h_0}$  с широтой, где

$$h_i = \frac{H_i \text{ станции}}{H_i \text{ Ю-Сахалинск}}, \text{ а } i = Z, H, D.$$

Из рисунка видно, что зависимость  $\frac{h_z}{h_n} = f(\psi)$  носит гипербо-



Разность фаз гармоник Z-составляющей Sq-поля

Наименование пункта	Широта	Гармоники $\Delta\varphi_z = \varphi_z^{\text{ст}} - \varphi_z^{\text{ю-сах}}$			
		I	II	III	IV
Ассо	32,9	- 10	8	26	25
Симосато	33,6	- 4	45	73	-289
Какпока	36,2	- 5	34	55	46
Находка	42,8	2	9	- 2	100
Владивосток	43,1	- 6	- 13	- 8	14
Момабецу	43,9	2	14	33	31
Дальнегорск	44,1	- 24	26	- 28	44
Буревестник	44,9	58	-251	136	305
Сентябрьский	45,3	11	66	89	62
Ван-дер-Линд	45,6	26	28	37	97
Подгорное	45,9	- 6	37	50	42
Кастрикум	46,2	209	-154	192	106
Новиково	46,4	34	14	13	12
Чирпой	46,5	85	-180	158	87
Горнозаводск	46,6	3	2	- 5	1
Скалистый	46,8	8	19	5	268
Южно-Сахалинск	47,0	0	0	0	0
Холмск	47,1	- 17	13	- 10	10
Брутон	47,1	26	60	53	220
Михайловка	51,0	- 8	- 11	- 28	-131
Николаевск-на-Амуре	53,2	12	67	- 22	280

лический характер, а зависимость  $\frac{h_z}{h_D} = f(\psi)$  — линейный. Эти зависимости отмечены для всех четырех гармоник. Большой коэффициент  $\frac{h_z}{h_n}$  в японских обсерваториях получается за счет уменьшения абсолютной величины минимума H-компоненты в южных широтах. Исключением, как видно, являются Sq-поле на Средних Курильских островах. Здесь аномальный эффект в 3—5 раз отличается от полученной эмпирической зависимости. Фазовый анализ гармоник Sq-поля (см. таблицу) показывает, что аномалия на Средних Курильских островах прослеживается и в фазовых соотношениях для вертикальной компоненты геомагнитного поля, вызывая изменение знака суточного хода (Ляпишев и др., 1975).

Т. Рикитаки отмечена аномалия солнечносуточных вариаций в Центральной Японии (Рикитаки, 1969), которая проявляется в фазовых различиях вертикальной компоненты Sq-вариаций. Отметим, что пункты, расположенные на Курильских островах и в Центральной Японии, находятся в аналогичных поверхностных геоэлектрических условиях, т. е. береговой эффект в этих пунктах должен проявляться примерно одинаково. Поэтому аномальный характер пространственного распределения Sq-поля на

Средних Курильских островов должен вызываться особенностями глубинного строения этого района.

#### Литература

*Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Туезов И. К.* Аномалия в геомагнитных вариациях на Дальнем Востоке. — «Геомагнетизм и аэрономия», т. 8, 1968, № 4, с. 719—725.

*Бенькова Н. П.* Солнечносуточные вариации земного магнетизма. — «Труды НИУ ГУГМС. Сер. VI», вып. 1, 1941, 74 с.

*Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Половов А. А.* Применение метода Визе—Паркинсона для анализа аномалии в Sq-вариациях на Средних Курильских островах. — «Труды СахКНИИ», вып. 30, 1975, с. 204—209.

*Рикитаки Т.* Электромагнетизм и глубинное строение Земли. Л., «Недра», 1969, 331 с.

# ИЗУЧЕНИЕ БЕРЕГОВОГО ЭФФЕКТА В ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЯХ ПРИ ПОМОЩИ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Б. Е. Мардерфельд, В. М. Кобзова, И. П. Мороз, А. В. Родионов

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

Широко известно, что многие задачи электродинамики, связанные со структурой переменного электромагнитного поля в реальных геоэлектрических средах, из-за огромных вычислительных трудностей не поддаются аналитическим и численным решениям.

Поэтому вполне естественной представляется попытка изучить зависимость переменного электромагнитного поля Земли от особенностей геоэлектрического строения ее при помощи физического моделирования. В этом случае можно не только избежать неразрешимых математических трудностей, но и получить качественную и количественную характеристику структуры поля в условиях, приближенных к натуре.

В настоящей работе проводится анализ электромагнитного поля высокопроводящей океанической толщи, покрывающей изучаемый геоэлектрический разрез. Такой выбор объекта объясняется тем, что электромагнитное поле ионосферного источника в средних широтах представляется как поле плоских электромагнитных волн от полосы с током, расположенной на высоте 100—120 км над поверхностью Земли. Оно возбуждает (индуцирует) в морской воде индукционные токи, магнитное поле которых, накладываясь на первичное поле источника, вносит существенный эффект в наблюдаемые вариации (Ваньян и др., 1970). В настоящее время принято называть эти индукционные токи морскими теллурическими токами.

Первые лабораторные исследования магнитного поля морских теллурических токов были выполнены в середине 60-х гг. (Roden, 1964; Мардерфельд и др., 1968). Были изучены некоторые черты берегового и островного эффектов в геомагнитных вариациях. Наблюдения проводились на полосе с током. Однако такая модель оказалась слишком грубым приближением к реальности. Как показывают расчеты (Ваньян и др., 1970), значительное влияние на магнитное поле морских теллурических токов оказывают параметры геоэлектрического разреза.

В частности, на распределение поля существенно влияет про-

водящий слой верхней мантии, расположенный в различных районах земного шара на различных глубинах — от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Поэтому установка для моделирования, позволяющая в полном объеме решать поставленные задачи, конструктивно должна отражать реальное геоэлектрическое строение Земли, с одной стороны, и воспроизводить реальный ионосферный источник плоских электромагнитных волн, «просвечивающий» глубинные толщи, — с другой.

В Ленинградском университете (Брюнелли и др., 1969) при помощи лабораторного моделирования проводились исследования магнитотеллурического поля, возбуждаемого плоской электромагнитной волной в электролите при наличии двухмерных геоэлектрических неоднородностей (цилиндр, ступенчатый сброс или поднятие и др.). В диапазоне короткопериодических колебаний (1—10 Гц) моделировались магнитотеллурические поля, представляющие интерес для некоторых задач разведочной геофизики. Так как установка имела двухслойное строение (проводящий слой электролита расположен на непроводящем основании), решение задач глубинной геоэлектрики оказалось принципиально невозможным.

Наиболее широкие возможности для решения глубинных геоэлектрических задач представляются на установке лабораторного моделирования Львовского филиала Института математической физики АН УССР (Бондаренко и др., 1971). На этой установке нами была рассмотрена зависимость интенсивности поля при береговом эффекте от периода вариаций, глубины моря, расстояния точки наблюдения от береговой линии.

Установка представляет собой электролитическую ванну размерами  $4 \times 4 \times 0,65$  м<sup>3</sup>. Электролитом служит раствор NaCl, сопротивление которого меняется от 12 ом (водопроводная вода) до 0,05 ом (насыщенный раствор соли). В основании ванны находится медный лист толщиной 1,5 мм, площадью  $3,6 \times 3,8$  м<sup>2</sup>. Слой электролита отделяется от проводящего основания воздушной прослойкой. Верхний слой перегорожен брезентом на две части. Одна часть заполняется раствором поваренной соли, вторая — пресной водой. Перемешивание растворов через брезентовую перегородку происходит сравнительно медленно: в течение 2—3 дней концентрация растворов практически постоянна, и этого времени достаточно для выполнения необходимых измерений.

Поле плоской электромагнитной волны создавалось специальной рамочно-полосовой антенной с одинаково распределенной по ширине линейной плотностью тока. Антенна состоит из ряда параллельно соединенных витков прямоугольной формы ( $4,0 \times 1,95$  м<sup>2</sup>), каждый виток можно рассматривать как отдельную двухпроводную линию. К линии подключен через усилитель УР-4 генератор высокой частоты Г4-18А. Для предотвращения образования стоячей волны на высоких частотах каждая двух-

проводная линия (виток) с волновым сопротивлением  $W$  нагружается на конце активным сопротивлением  $R_{\text{н}}$ , равным волновому. В каждой линии обеспечивается режим бегущей волны, и поэтому распределение тока по длине витка имеет постоянную амплитуду, что обеспечивает высокую степень однородности создаваемого внутри антенны первичного поля в диапазоне частот от 0,1 до 10 мГц. Модель помещается внутри антенны. Одностороннее проникновение поля сверху в моделирующую среду обеспечивают сплошные боковые экраны и лист на дне бака.

Измерение напряженности электромагнитного поля на моделирующей установке осуществляется специальным измерительным зондом, в который вмонтированы приемные магнитные и электрические диполи и специальное устройство, преобразующее напряженность электромагнитного поля рабочего диапазона 0,1—10 мГц в электрический сигнал промежуточной частоты 15 кГц. Амплитуда этого сигнала измеряется милливольтметром ВЗ-14 и регистрируется автоматически на двухкоординатном самопишущем регистраторе ПДС-21. Предварительная эталонировка измерительного канала установки при помощи колец Гельмгольца позволяет производить измерения напряженности магнитного поля в абсолютных единицах с точностью 2—5%.

Рабочие частоты, размеры модели и сопротивление выбираются на основании закона подобия:

$$K^2_L = K_p \cdot K_T$$

где  $K_L$ ,  $K_p$ ,  $K_T$  — масштабные коэффициенты соответственно размеров модели, сопротивления и времени. Реальный линейный масштаб данной модели равен  $10^5$ . При этом масштабе море (океан) глубиной 3—10 км моделируется проводящей пленкой 3—10 см, мощность непроводящего слоя мантии в этом случае примерно 50 км. При сопротивлении концентрированного раствора  $\rho_2 = 0,068$  омм, сопротивлении морской воды 0,25 омм временной масштабный коэффициент равен  $4 \times 10^{-10}$ . Это значит, что рабочему диапазону частот 0,1—10 мГц соответствуют периоды от  $2,5 \cdot 10^2$ — $2,5 \cdot 10^4$  с или от 4 мин до 8 ч. Таким образом, при выбранных параметрах модели осуществляется моделирование реально существующих в природе электромагнитных колебаний от короткопериодических, например внезапные начала магнитных бурь, до третьей гармоники солнечносуточных вариаций, в том числе бухтообразных геомагнитных возмущений.

При моделировании производилась автоматическая регистрация измерения компонент магнитного поля  $H_x$  и  $H_z$  вдоль профиля, перпендикулярного границе раздела море — суша, и электрического поля, направленного вдоль границы, т. е. был реализован случай Е-поляризации поля (ток в первом слое направлен вдоль контакта). За нормальное значение горизон-

тального поля принято значение  $H_0$ , которое направлено вдоль профиля и измеряется в точке, удаленной на 0,8 м от границы раздела в сторону суши. Здесь первичное поле практически не искажено влиянием контакта. За нормальное электрическое поле  $E_y | \infty$  принято электрическое поле в этой точке, направленное вдоль контакта. При анализе характера распределения поля магнитные составляющие нормировались на  $H_0$ , электрическая — на  $E_y | \infty$ . Этим исключалась зависимость измеряемых полей от частоты источника.

На рис. 1 представлено распределение  $\frac{E_y}{E_y | \infty}$ ,  $\frac{H_x}{H_0}$ ,  $\frac{H_z}{H_0}$  для моря глубиной 5 км вдоль профиля, пересекающего контакт. Отчетливо видно, что все рассматриваемые компоненты поля значительно меняют свою интенсивность в районе контакта. Напряженность электрического поля  $E_y$  уменьшается по величине при переходе от суши к морю. Длиннопериодные вариации и первые гармоники суточных вариаций мало меняют свою величину, интенсивность вариаций с периодом около 1 мГц уменьшается примерно на 50%, с увеличением частоты интенсивность их заметно уменьшается. Отметим, что область резкого изменения электрического поля распространяется примерно на 50 км в обе стороны от контакта, что равно мощности непроводящего слоя.

Горизонтальная составляющая магнитного поля  $H_x$  в районе контакта со стороны суши для периода короче 1 мГц уменьшается примерно на 10—15%, для более длинных периодов интенсивность  $H_x$  почти не меняется. Со стороны моря наблюдаются значительные изменения в  $H_x$ , практически на всех частотах интенсивность поля возрастает. При этом наблюдаемый эффект наиболее ярко выражен для вариаций с периодом около 1 мГц: интенсивность их в районе увеличивается на 60%. С увеличением или уменьшением периода наблюдаемый эффект затухает и для периодов около 10 и 0,1 мГц составляет примерно 10% нормального поля. Размеры области действия эффекта со стороны суши 20—25 км, со стороны моря — около 100 км.

Вертикальная составляющая вариаций магнитного поля  $H_z$  значительно меняет интенсивность в районе вертикального контакта. В данном случае также наблюдается избирательная чувствительность поля к береговому эффекту в зависимости от частоты. Экстремум для вариаций с частотой около 1 мГц составляет примерно 40% интенсивности горизонтального поля. С увеличением частоты до 10 мГц и уменьшением ее до 0,1 мГц эффект заметно ослабевает и в предельных случаях составляет менее 10%. Размеры области действия эффекта со стороны суши 50—70 км, что также сравнимо с мощностью непроводящего слоя.

С увеличением глубины моря (рис. 2) искажающее влияние

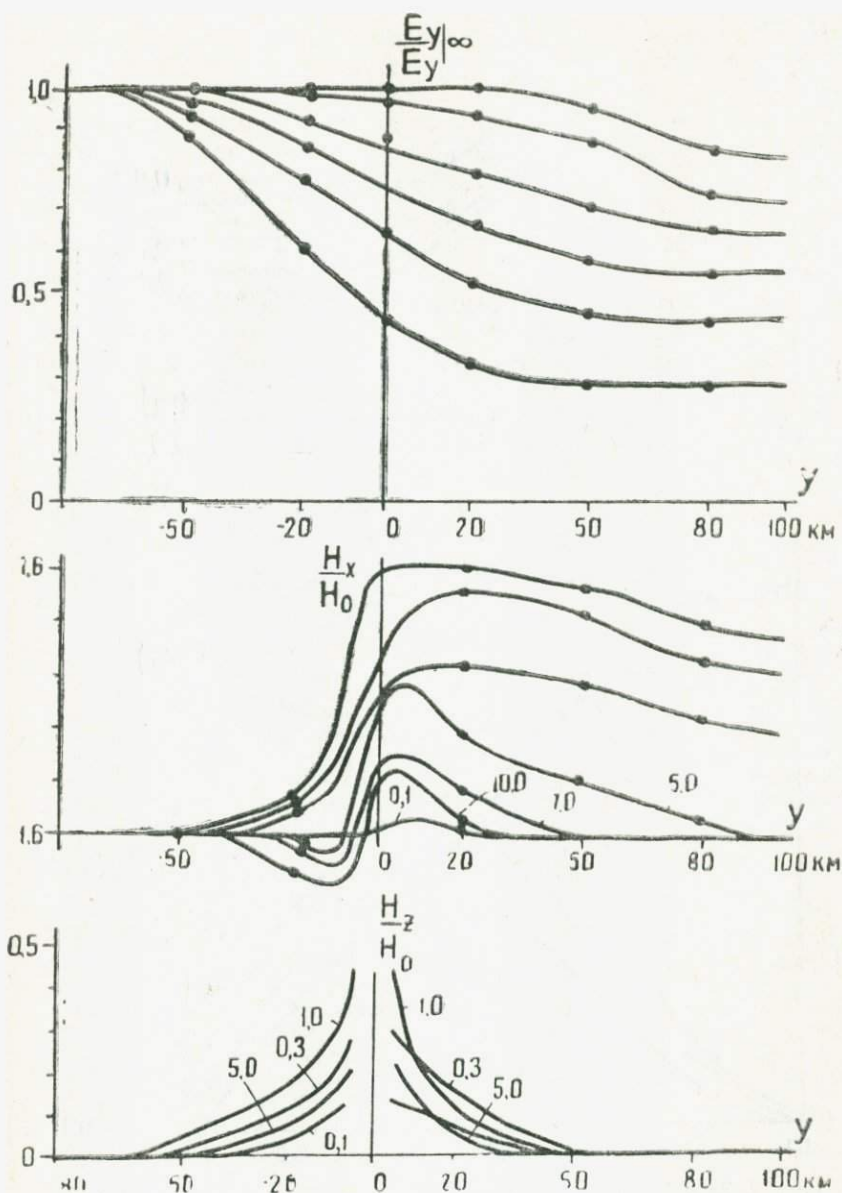


Рис. 1. Распределение компонент электромагнитного поля вдоль профиля, пересекающего контакт суша — море, для глубины моря, равной 5 км. Индекс кривых соответствует частоте поля

берегового эффекта усиливается: величина электрического поля в море уменьшается, интенсивность вариаций  $H_x$  и  $H_z$  увеличивается. Интересной особенностью магнитных кривых является

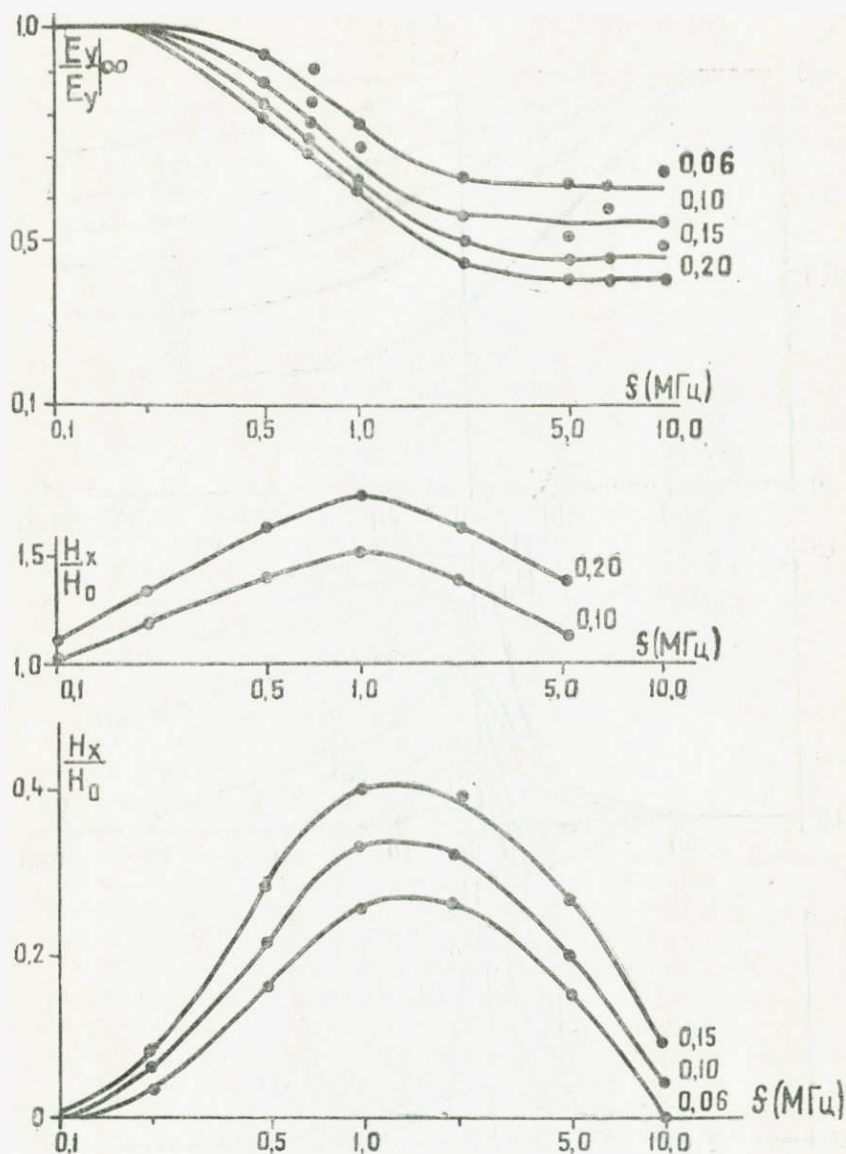


Рис. 2. Зависимость интенсивности нормированных компонент ( $E_y$ ,  $E_x$ ,  $E_z$ ) электромагнитного поля от частоты. Шифр кривых  $h_1/h_2$  ( $h_1$  — глубина моря)

независимость абсциссы максимума от глубины моря. Как для частотной кривой  $H_x$ , так и для кривой  $H_z$  (см. рис. 2) максимум расположен около частоты в 1 МГц.

Таким образом, основные закономерности в пространствен-

ном распределении электромагнитных вариаций при береговом эффекте сводятся к следующему.

Береговой эффект значительно изменяет интенсивность составляющей электрического поля, направленной вдоль контакта, что вызывает искажение в нормальной к контакту составляющей магнитного поля и в вертикальной составляющей.

Интенсивность берегового эффекта зависит от частоты вариаций поля, от глубины моря и мощности непроводящего слоя.

Зона действия берегового эффекта в горизонтальном магнитном поле со стороны моря и в вертикальном поле со стороны суши и моря сравнима с мощностью непроводящего слоя.

Частота, при которой наблюдается максимум интенсивности берегового эффекта в горизонтальной и вертикальной составляющих магнитного поля, не зависит от глубины моря.

Выявленные закономерности содержат информацию о параметрах глубинного геоэлектрического разреза: частотная зависимость интенсивности поля при береговом эффекте и характерные размеры области проявления эффекта позволяют оценить мощность непроводящего слоя верхней мантии.

#### Литература

Бондаренко А. П., Кобзова В. М., Мозоз И. П. О лабораторном моделировании задач электромагнитной индукции в Земле.— «Геофизический сборник АН УССР», вып. 43, 1971, с. 15—19.

Брюнелли Б. Е., Добровольская М. А., Ковтун А. С. Некоторые результаты МТП и МТЗ на моделях неоднородных структур.— В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1969, с. 68—74.

Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Туезов И. К. Аномалия в геомагнитных вариациях на территории Дальнего Востока.— «Геомагнетизм и аэрономия», т. 8, 1968, № 4, с. 719—725.

Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В. Влияние индукционных токов мантии на распределение геомагнитных вариаций при береговом эффекте.— «Труды СахКНИИ» вып. 20, 1970, с. 277—279.

Мардерфельд Б. Е., Ляпишев А. М., Грицук В. П. Некоторые закономерности в распределении вертикальной составляющей геомагнитных вариаций при береговом эффекте.— «Геология и геофизика», 1968, № 1, с. 117—119.

Roden R. B. Model studies of coast effect Sq-variations «Geoph. Journ.», vol. 8, № 4, 1964, p. 375—388.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ  
В БЕРЕГОВОЙ СИСТЕМЕ  
(ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

В. М. Кобзова, Б. Е. Мардерфельд

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

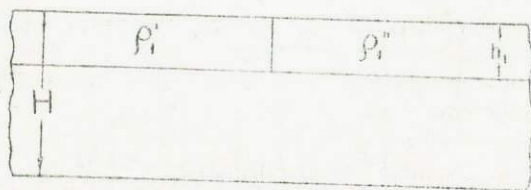
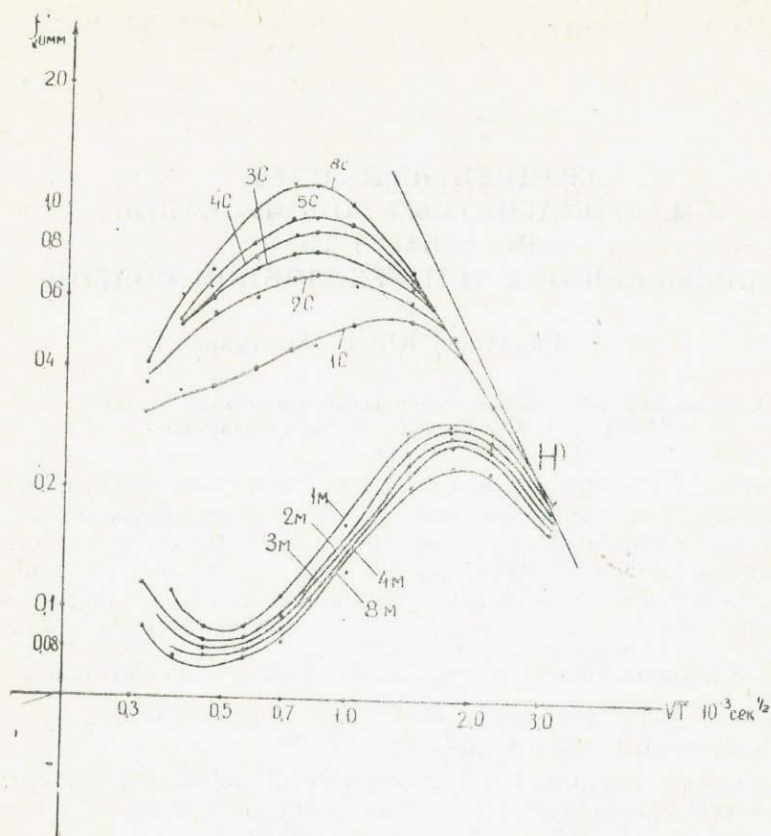
Напряженность вариаций электрического поля, направленного вдоль контакта, и горизонтального магнитного поля, ориентированного поперек контакта, существенно искажается береговым эффектом, а интенсивность вариаций зависит от глубины моря, расположения точки наблюдения от береговой линии, мощности непроводящего слоя (Мардерфельд и др., наст. сб.) В связи с этим интересно отметить поведение кривых магнитотеллурического зондирования, построенных в ряде точек профиля, пересекающего контакт суша — море.

На рисунке дано семейство кривых  $\rho_k$  для трехслойного разреза с параметрами:  $h_1=5$  см,  $\rho_1^{11}=0,32$  ом м,  $\rho_1^{11}=0,063$  ом м  $H=49$  см,  $\rho_2=\infty$   $\rho_3=0$ . Для линейного масштаба  $10^5$  кривые будут соответствовать разрезу в натуре ( $h_1=5$  км;  $H=49$  км). Диапазон частот выбран таким образом, чтобы удельное сопротивление верхнего слоя  $\rho_1^{11}$  равнялось удельному сопротивлению морской воды.

Значения  $\rho_r$  определялись по формуле  $\rho_k = 0,2 \cdot T \cdot \left( \frac{E_y}{H_x} \right)^2$  (Бердичевский, 1968).

Сухопутные и морские кривые зондирования представляют собой два независимых семейства кривых для суши и моря с общей асимптотой «Н», соответствующей мощности непроводящего слоя. В интервале «S» оба семейства резко искажены, что, по-видимому, значительно затрудняет интерпретацию разведочных МТЗ, полученных в районе контакта. Интересно отметить ложный минимум на кривых зондирования, полученных в море. По всей видимости, он обусловлен индукционным эффектом и должен учитываться при постановке морских МТЗ в прибрежной зоне.

В заключение отметим, что истинную информацию о глубинном разрезе по данным МТЗ в районах с вытянутой береговой линией (квазидвухмерный случай) содержат кривые, полученные для продольной поляризации.



$$h_1 = 5 \text{ см}$$

$$H = 49 \text{ см}$$

$$\rho_2 = \infty$$

$$\rho_1' = 0,32 \text{ ом-м} \quad \rho_1'' = 0,083 \text{ ом-м}$$

$$\rho_3 = 0$$

Кривые  $\rho_k$  в районе контакта море — суша (случай Е-поляризации). Индексы кривых соответствуют положению пункта на профиле. Цифры показывают расстояние точки наблюдения в десятках километров от контакта, *с* и *м* — сухопутные и морские пункты

#### Литература

Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М., «Недра», 1968, 255 с.

Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Мороз И. П., Родионов А. В. Изучение бергского эффекта при помощи лабораторного моделирования.

**ГРАДИЕНТНЫЙ МЕТОД  
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ  
НА АКВАТОРИИ  
В ПРИМЕНЕНИИ К ЧЕТЫРЕХСЛОЙНОЙ МОДЕЛИ**

А. В. Родионов, Ю. П. Лаштунов

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

Методика электромагнитных зондирований на акватории в применении к трехслойной модели Земли уже обсуждалась в литературе (Мардерфельд и др., 1970, 1972). Рассмотрим четырехслойную модель, состоящую из моря, слоя осадков, плохо проводящего слоя и хорошо проводящей мантии. Каждый из названных слоев (кроме последнего) характеризуется мощностью  $h$  и проводимостью  $\sigma = \frac{1}{\rho}$ , где  $\rho$  — удельное сопротивление, постоянное для всего слоя. Последний слой характеризуется только удельным сопротивлением.

В качестве источника электромагнитных вариаций принимаем плоскую, падающую сверху электромагнитную волну с компонентами  $E_1$  и  $H_1$ . На дне моря компоненты этой волны  $E_2$ ,  $H_2$ .

На основании рекуррентных формул для импеданса (Бердичевский, 1968) отношение горизонтальных компонент магнитного поля на поверхности моря и на дне после некоторых преобразований можно записать:

$$\frac{H_2}{H_1} = \frac{k_2 \operatorname{cth} \left\{ k_1 h_1 + \operatorname{arcth} \left[ \frac{k_1}{k_2} \operatorname{cth} \left( k_2 h_2 + \operatorname{arcth} \left( \frac{k_2}{k_3} \operatorname{cth} (k_3 h_3 + \right. \right. \right. \right. \right. \right.}{k_1 \operatorname{cth} \left\{ k_2 h_2 + \operatorname{arcth} \left[ \frac{k_2}{k_3} \operatorname{cth} \left( k_3 h_3 + \operatorname{arcth} \left( \frac{k_3}{k_4} \right) \right) \right] \right\} \right. \right. \right. \right. \right.}{\operatorname{ch} k_1 h_1 + k_2 \operatorname{sh} k_1 h_1} \quad (1)$$

$$\text{где } k_j = \frac{2\pi}{\sqrt{10\rho_j T}} (1-i).$$

Если применить низкочастотную асимптотику (Мардерфельд, 1972), получим выражение

$$\frac{H_2}{H_1} = \frac{1 + k^2_2 \cdot h_2 \cdot h_3}{1 + k^2_2 \cdot h_2 \cdot h_3 + k^2_1 \cdot h_1 \cdot h_2 + k^2_1 \cdot h_1 \cdot h_3} \quad (2)$$

Выражения (1) и (2) — комплексные: модуль их дает отношение амплитуд, а аргумент — разность фаз вариаций на поверхности и на дне. Расчет этих выражений производился на машине «Минск-22» для следующих параметров разреза:

$h_1$ , км . . .	0,5; 1; 2; 3; 5; 10
$\rho_1$ , ом·м . . .	0,4
$h_2$ , км . . .	0,5 1; 1,5 2; 3; 4; 5
$\rho_2$ , ом·м . . .	4
$h_3$ , км . . .	50; 100; 150; 200; 300; 500
$\rho_3$ , ом·м . . .	$10^3$
$\rho_4$ , ом·м . . .	0; 0,4; 1; 10
$T$ , с . . .	1; 10; 100; 500; $10^3$ ; $1,8 \cdot 10^3$ ; $3,6 \cdot 10^3$ ; $510^4$ ; $10^4$ ; $8,6 \cdot 10^4$ ; $10^5$ .

В данной работе ставилась задача: по отношению горизонтальных компонент магнитного поля на поверхности и на дне моря найти мощности слоя осадков и плохо проводящего слоя. Третьим неизвестным параметром в исследуемой модели является удельное сопротивление мантии  $\rho_4$ .

В принципе нахождение всех трех параметров возможно путем решения трех уравнений с тремя неизвестными:

$$\left. \begin{aligned} \left| \frac{H_2}{H_1} \right| &= f_1(h_i, \rho_i, T) \\ \arg \frac{H_2}{H_1} &= f_2(h_i, \rho_i, T) \\ \left( \arg \frac{H_2}{H_1} \right)^1 \Big|_{T=T_{\max}} &= 0. \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Третье уравнение получается путем дифференцирования  $\arg \frac{H_2}{H_1}$  по  $T$  в точке, соответствующей максимальному значению разности фаз. Однако прямое решение системы приведенных уравнений довольно затруднительно, тем более что для набора статистического материала их необходимо решать во всем частотном спектре.

Применить палеточный метод в том виде, как это описано для трехслойной модели (Мардерфельд и др., 1970, 1972), в

случае введения слоя «осадков», также не представляется возможным, хотя расчет и показал, что зависимость отношения  $\frac{H_2}{H_1}$  от параметров разреза проявляется достаточно четко.

Для данного случая и для моделей с любым количеством слоев можно применить другую методику, основанную на зависимости кажущегося сопротивления от отношения  $\frac{H_2}{H_1}$ .

Без учета слоя воды кажущееся сопротивление как функция отношения  $\frac{H_2}{H_1}$  в общем виде запишется

$$\rho_k = 2T \left| \frac{\left( \frac{H_1}{H_2} - \operatorname{ch} k_1 h_4 \right)^2}{\operatorname{sh}^2 k_1 h_1} \right| \cdot \frac{\omega^2}{k^2_1}, \quad (4)$$

где  $\frac{H_1}{H_2} = 1 / \frac{H_2}{H_1}$ ;

$\omega$  — круговая частота;  $\omega = \frac{2\pi}{T}$ ;

$\frac{H_1}{H_2} = r (\cos \varphi + i \sin \varphi)$ ;

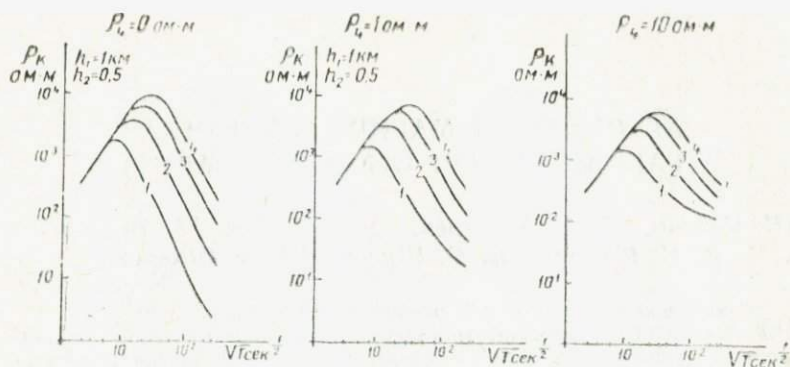
$r = \left| \frac{H_1}{H_2} \right|$ ;

$\varphi = \arg \frac{H_2}{H_1}$ .

Расчет выражения (4) производился для всех параметров разреза во всем диапазоне периодов.

На рисунке в качестве примера представлены кривые расчета кажущегося сопротивления в зависимости от периода вариаций для идеально проводящей мантии, а также сопротивления мантии, равного 1 и 10 ом·м. Глубина моря 1 км, мощность слоя осадков 0,5 км. Кривая 1 соответствует мощности плохо проводящего слоя — 50; 2 — 150; 3 — 300; 4 — 500 км. Все кривые соответствуют типичным трехслойным кривым кажущегося сопротивления и могут быть интерпретированы по известным соотношениям (Бердичевский, 1968).

Изменение сопротивления мантии  $\rho_4$  приводит к изменению угла наклона нисходящей ветви кривой. Если в случае идеально проводящей мантии ( $\rho_4 = 0$ ) наклон соответствует типичным кривым зондирования, то при конечной величине удельного сопротивления мантии ( $\rho_4 \neq 0$ ) кривые падают более полого. Это позволяет определить сопротивление мантии.



Примеры зависимости кажущегося сопротивления от периода вариаций для различных сопротивлений мантии и параметров разреза

Приведенная методика позволяет по отношению горизонтальных компонент на поверхности моря и на дне с учетом разности фаз определить параметры разреза и удельное сопротивление мантии.

#### Литература

Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М., «Недра», 1968, 255 с.

Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Фонарев Г. А. Определение глубины до проводящего слоя мантии при помощи наблюдений горизонтальных компонент вариаций геомагнитного поля на поверхности и на дне океана.— «Геомагнетизм и аэрономия», 1970, № 6, с. 1122—1123.

Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Фонарев Г. А. Амплитудно-фазовый метод определения глубины до проводящего слоя мантии по наблюдениям горизонтальных компонент вариаций геомагнитного поля на поверхности и на дне океана.— «Труды СахКНИИ», вып. 26, 1972, с. 160—170.

## АВТОНОМНАЯ МАГНИТНАЯ ДОННАЯ ВАРИАЦИОННАЯ СТАНЦИЯ (АМДВС)

А. Н. Костин, О. Н. Михалев, В. К. Попов, А. В. Родионов,  
В. С. Швецов, В. С. Шнеер, Ю. А. Шленский

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, Иркутский государственный университет им. Жданова,  
Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн  
АН СССР, Москва

В последние годы в Иркутском государственном университете совместно с СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, Институтом земного магнетизма ионосферы и СиБИЗМИРОм АН СССР проводится разработка и изготовление опытных образцов автономной станции для измерения вариаций геомагнитного поля на дне морских акваторий.

В настоящее время основные работы по конструированию закончены, и эта статья является дополнением к уже опубликованным материалам (Костин и др., 1975).

На рис. 1 показана общая конструкция установочно-измерительной системы магнитной вариационной станции; на рис. 2 — структурная схема АМДВС. Предложенное конструкторское решение, по нашему мнению, позволило существенно упростить эксплуатацию вариометра и повысить его надежность.

Блок магнитометров состоит из 3 кварцевых датчиков системы ИЗМИРАН, помещенных в токовые кольца, содержащие градуировочные обмотки, а для датчиков H и Z — обмотки автокомпенсации постоянного магнитного поля. Расположение основного и запасного осветителей в оптической схеме магнитометра выполнено так, что дублирующий осветитель позволяет зеркально воспроизводить ход лучей основного осветителя при выходе из строя последнего.

Система автоматики станции состоит из программно-временного устройства (ПВУ), схемы управления лентопротяжным механизмом (ЛПМ) и схемы управления установкой АМДВС. Управление работой станции осуществляется с помощью электронных и электромеханических устройств. Вся программа работы задается ПВУ, управляющим лентопротяжным механизмом фоторегистратора, в котором размещены командные электромеханические устройства. Программно-временное устройство (ПВУ) построено на принципе деления частоты кварцевого генератора. В качестве элементов деления используются двончные феррит-транзисторные элементы, способные надежно работать

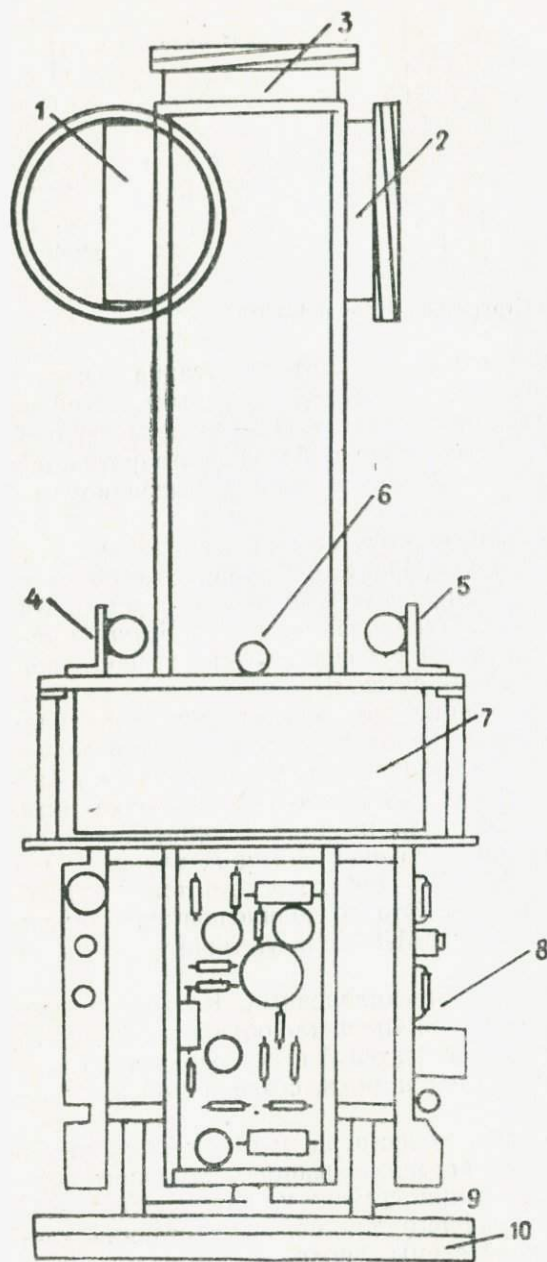


Рис. 1. Установочно-измерительная система магнитной вариационной станции: 1, 2, 3 — датчики Д, Н, Z (блок магнитометров); 4, 5 — основной и запасной осветители; 6 — осветитель часовых меток; 7 — фоторегистратор; 8 — блоки питания и электроники; 9 — системы ориентации и автокомпенсации; 10 — опорно-поворотное устройство

в довольно широком температурном диапазоне и отличающиеся малым потреблением. Частотостабилизирующим элементом кварцевого генератора служит кварц, собственная частота которого равна 9600 Гц. Делитель частоты построен таким образом, что после каждых четырех двоячных ячеек введены усилители-формирователи для сохранения амплитуды и формы импульса. Выходы усилителя соответствуют скоростям протяжки лентопротяжного механизма — 1 импульс в 15 с, в 1 мин и в 4 мин. Дальнейшее деление происходит механически в лентопротяжном механизме фоторегистратора.

Редуктор лентопротяжного механизма приводится во вращение двигателем переменного тока Д4Д 0,5 ( $u=36$  в,  $f=400$  Гц). В него введены дис-

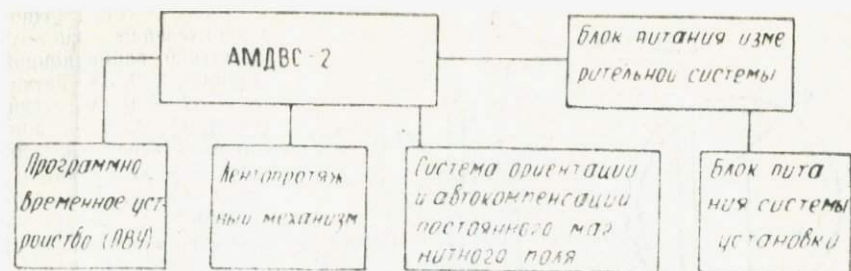


Рис. 2. Структурная схема АМДВС

ки с кулачками, включающие переключатели питания осветителя часовых меток, суточных меток (градуировочных), устройства установки АМДВС один раз в 6 суток. Протяжка ленты дискретная с шагом 0,2 мм. Управление работой лентопротяжного механизма осуществляется специальной схемой, контролируемой ПВУ.

Установка АМДВС производится схемой управления установкой магнитометра. Она управляет ориентацией станции по магнитному меридиану и компенсацией постоянных магнитных полей по компонентам  $H$  и  $Z$ . Первичная установка станции производится через любое время до 4 ч после спуска за борт, коррекция установки — каждые 6 суток. Время установки — 30—40 мин. Точность ориентации по магнитному меридиану  $\pm 20$  мин. Схемные решения не нуждаются в дополнительной стабилизации и работают при значительном разбросе напряжений. В новой конструкции АМДВС имеется 2 источника питания, один из которых служит для питания измерительной системы, катушек градуировки и автокомпенсации, второй — для питания схем установки АМДВС и фоторегистратора, потребляющих значительную энергию. Это позволило повысить надежность измерительной системы АМДВС и увеличить время ее автономности.

Фоторегистратор системы — трехленточный. Каждая компонента пишется на свою ленту, что упрощает обработку полученной информации. Применение двигателей переменного тока позволило избавиться от магнитной помехи, создаваемой электромагнитом.

Наиболее ответственным и существенным узлом станции является система ориентации и автокомпенсации постоянного магнитного поля. Система ориентации состоит из датчика  $D$ , двигателя переменного тока, служащего для поворота станции вокруг оси на  $360^\circ$ , электронной схемы, управляющей включением и выключением двигателя, фотоэлемента, подающего сигнал торможения на схему управления, и осветителя. Система автокомпенсации работает аналогичным образом, но в отличие от системы ориентации двигатель вращает движок потенциометра,

регулирующего ток, поступающий в кольца автокомпенсации. Остановка двигателя происходит при попадании луча света, отраженного зеркалом датчика, на фотоэлемент, установленный в схему управления двигателем.

Благодаря большому коэффициенту редукции ( $\overline{240\,000}$ ) редуктора, передающего вращение с двигателя на опорно-поворотное устройство, инерционность системы настолько мала, что не вносит значительной ошибки в установку.

Все электронные схемы станции работоспособны в интервале температур  $-10 \div +35^\circ$ .

Испытание отдельных узлов и блоков станции производилось в магнитной обсерватории «Патроны» (Иркутск). Все системы и блоки показали правильность выбора конструкторских решений.

Натурные испытания станции должны показать ее пригодность для выполнения поставленных задач.

#### Литература

*Костин А. Н., Новыш В. В., Понсов А. Г., Шнейер В. С., Родионов А. В.* Автономная система для измерения вариаций магнитного поля Земли на дне морских акваторий. — «Геофизическая аппаратура», вып. 57. Л., «Недра», 1975, с. 44—49.

## УНИВЕРСАЛЬНЫЙ СИГНАЛЬНЫЙ БУЙ ДЛЯ ПОСТАНОВКИ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ В МОРЕ

Н. П. Вепров, А. Н. Костин, А. В. Родионов, В. С. Шнеер,  
С. В. Щербаков

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВНЦ АН СССР, Иркутский государственный университет им. Жданова,  
Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн  
АН СССР, Москва

В настоящее время постановка аппаратуры на автономную работу в море осуществляется в основном с помощью гидрологических буйев. Наряду с существенными достоинствами их (прочности конструкции, большая грузоподъемность, малая стоимость) имеется целый ряд недостатков, которые не позволяют ставить при помощи таких буйев дорогостоящую аппаратуру. В первую очередь, они не обеспечивают скрытности постановки, что приводит к частым потерям аппаратуры. Кроме того, нахождение буя на поверхности в течение длительного времени приводит к нежелательным механическим воздействиям на аппаратуру. Недостаток сигнальных средств затрудняет поиск буя в море при работе на судах со штатными навигационными средствами.

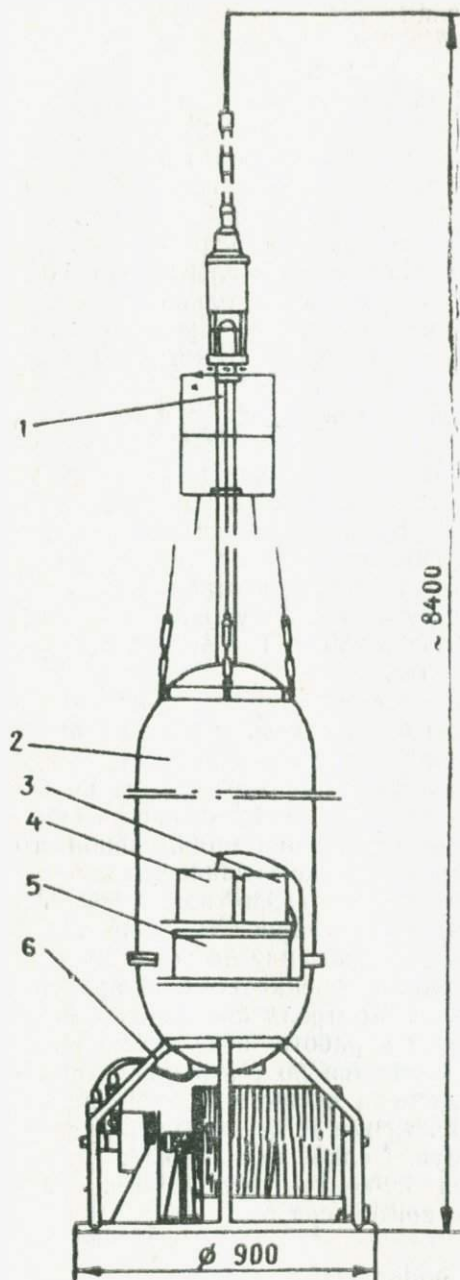
В СКБ Иркутского университета совместно с СахКНИИ ДВНЦ и ИЗМИР АН СССР был разработан универсальный сигнальный буй<sup>1</sup>, оснащенный дополнительными сигнальными средствами. Разработанный буй позволяет: устанавливать аппаратуру на срок в пределах 30 суток; выбирать горизонт установки до глубины 250 м; размещать в контейнере буя блоки приборов и питание с выводом датчиков наружу.

Установленные на бую средства обнаружения позволяют определять местонахождение буя в дневное время при помощи радиопеленгатора и пассивного отражателя в пределах 40—50 км, а в ночное время еще и при помощи светового маяка в пределах 5 км. Система активного вызова увеличивает срок автономности работы передатчика до 15 суток, считая от момента всплытия. Общий вид буя представлен на рисунке.

По функциональному назначению все системы буя могут быть разделены на две: систему постановки и систему обнаружения. В систему постановки входят: программно-временное устройст-

<sup>1</sup> Первая модель универсального буя была описана в работе Костина с соавторами (1975).

Общий вид буя: 1— антенное устройство; 2— корпус; 3— передатчик и блок автоматики; 4— блок питания; 5— система командных механизмов; 6— лебедка с отдающими устройствами



во; блок установки на заданную глубину; отдающее устройство; пульт управления и аварийные системы (система контроля напряжения питания и гидростатический замыкатель). Система обнаружения включает приемник с дешифратором, передатчик буя, проблесковый огонь (световой маяк), антенно-сигнальное устройство, вызывной передатчик, устанавливаемый на поисковом судне.

### Система постановки

Программно-временное устройство (ПВУ) работает по принципу деления частоты кварцевого генератора. Деление осуществляется декадными делителями. Для установки времени работы всей системы предусмотрена возможность занесения необходимого количества часов в декадные делители с пульта управления при помощи генератора одиночных импульсов. Выполнено ПВУ на интегральных микросхемах с малым потреблением. Ча-

стота кварцевого генератора — порядка 10 кГц. В качестве дублирующей системы применены механические часы.

**Отдающее устройство** включает лебедку, закрепленную в каркасе, приваренном к нижней крышке контейнера, и фиксирующее устройство. Фиксирующее устройство состоит из основного и дополнительного электромагнитов. Якорь основного электромагнита связан с тягой самозатягивающегося ленточного тормоза, а якорь дополнительного электромагнита удерживает фиксирующую пружину тормоза. На лебедке помещается до 500 м стального маломагнитного троса с разрывным усилием около 800 кг. Основной и дополнительный электромагниты работают одновременно только по сигналу на всплытие буя. При установке на заданный горизонт работает только основной электромагнит. Для дублирования основного электромагнита применен пиропатрон, при взрыве которого отжимается тяга ленточного тормоза и освобождается лебедка.

**Блок установки на заданную глубину** (заданный горизонт) является системой с односторонним регулированием, т. е. включается только при заглублении ниже установленного горизонта. Датчиком глубины служит серийный гидростат, контакты которого через усилитель мощности управляют основным электромагнитом. Выбор необходимой глубины производится с пульта управления при помощи шагового искателя, контроль осуществляется по стрелочному индикатору на пульте управления. Максимальная устанавливаемая глубина 250 м. Точность установки определяется точностью гидростата.

**Аварийные системы** предотвращают потерю буя и находящейся вместе с ним аппаратуры из-за отказа источника питания (преждевременный разряд аккумуляторов) и случайной разгерметизации буя. Источник питания контролируется по величине напряжения. Система контроля напряжения питания подает команду на всплытие при достижении минимальной его величины, при которой еще возможно срабатывание отдающих устройств. При разгерметизации буя попавшая вода стекает в нижнюю часть контейнера и включает гидростатический замыкатель, который в свою очередь дает команду на всплытие.

**Пульт управления** служит для включения всей аппаратуры и контроля ее работоспособности. Контроль питающих напряжений, устанавливаемой глубины и работа отдельных узлов электрической части буя осуществляется по стрелочному индикатору; контроль набранного времени пребывания буя под водой — по цифровому индикатору. Кроме того, возможна частичная имитация работы систем буя. Подключение пульта управления производится при помощи 50-контактного разъема, расположенного в нижней крышке контейнера буя.

### Система обнаружения

**Приемник с дешифратором** необходим при работе передатчика буя в активном режиме для включения его с поисково-

го судна. Принятый с поискового судна закодированный сигнал судового передатчика преобразуется на выходе приемника в серию импульсов, поступающих на дешифратор. В случае совпадения комбинации импульсов с кодом дешифратора приемника включается передатчик буя. После цикла работы (2 мин излучения, 4 мин молчания) необходимо вновь подать вызов с поискового судна. Подобный режим работы передатчика (активный) увеличивает срок автономности системы обнаружения. Приемник выполнен по супергетеродинной схеме с двойным преобразованием и частотным детектором на выходе. Чувствительность приемника порядка 10 мкв/м. Гетеродин используется в качестве задающего генератора передатчика буя. Схема приемника выполнена на транзисторах и интегральных схемах.

**Передатчик сигнального буя** предназначен для поиска в море с помощью радиопеленгатора. Работает на частоте около 2 МГц в телеграфном режиме. Кодирование радиосигналов осуществляется механически кодовым барабаном с приводом от электродвигателя постоянного тока. Подводимая мощность к антенне—10—12 Вт. Передатчик может включаться автоматически при всплытии (пассивный режим) или по команде с поискового судна (активный режим). Дальность действия передатчика 40—50 км. Продолжительность работы 2 мин, период молчания 4 мин. Передатчик выполнен полностью на транзисторах.

**Проблесковый огонь** (световой маяк) выполнен на лампе типа ИФК-120 с питанием ее от преобразователя. Работает с периодом 5—10 с. Периодичность работы обусловлена разрядом накопительной емкости через импульсный трансформатор поджига. В качестве коммутирующего элемента применен диодный тип КН-102И. Для выключения светового маяка в дневное время в схему проблескового огня введено фотореле на фоторезисторе типа ФСК.

**Антенно-сигнальное устройство** состоит из антенны (4-метровый штырь из дюралюминиевых труб диаметром до 35 мм), уголкового отражателя и светового плафона из оргстекла, внутри которого размещены импульсный трансформатор, лампа ИФК-120 и фоторезистор. Антенна укреплена на изоляторе и расположена над верхним основанием буя на высоте около 2 м. Для увеличения механической прочности основание, на котором крепится изолятор, закреплено стальными тросовыми растяжками. Для повышения эффективности работы антенна имеет вариометр настройки, расположенный в цилиндрическом корпусе непосредственно под изолятором. Антенна разборная, что удобно при транспортировке.

**Вызывной передатчик**, устанавливаемый на поисковом судне, предназначен для формирования командного сигнала на включение передатчика буя. Сигнал вызывного передатчика представляет комбинацию частотно-манипулированных посылок по системе двоичного кода. Количество посылок 8, общая длитель-

ность порядка 250 м/с. Частота передатчика около 2 мГц с девиацией  $\pm 500$  Гц. Код посылок можно менять при помощи тумблеров, расположенных на передней панели передатчика. Передатчик однополосной, смена частоты происходит при переключении задающих тональных генераторов. Шифратор передатчика выполнен на интегральных схемах, высокочастотные каскады — на транзисторах. Подводимая мощность к антенне — 10—15 Вт.

Вес буя около 300 кг. Положительная плавучесть 100 кг, что позволяет размещать в нем дополнительную аппаратуру весом до 60—70 кг. Испытания буя производились неоднократно на оз. Байкал, в Охотском море и в 1975 г. на Черном море. Отказов аппаратуры не наблюдалось.

### Литература

Костин А. Н., Новыш В. В., Понсов А. Г., Шнеер В. С., Родионов А. В. Автономная система для измерения вариаций магнитного поля Земли на дне морских акваторий.— «Геофизическая аппаратура», вып. 57, Л., «Недра», 1975, с. 44—49.

## АЭРО-МОРСКОЙ ПРОТОННЫЙ МАГНИТОМЕТР

И. И. Беляев, В. А. Цымбал, М. И. Курасов, Е. М. Алампиева,  
Н. С. Крапивин, А. М. Филин

Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизики МГ СССР, Москва

Высокие технические характеристики протонных магнитометров позволяют широко использовать их для различных видов геомагнитных измерений. В Советском Союзе и за рубежом разработана целая серия протонных магнитометров: переносные, автомобильные, морские и аэромагнитометры, а также вариационные станции.

Вначале разработка каждого типа магнитометра производилась применительно к одному из видов съемки. В последнее же время за рубежом начали выпускать протонные магнитометры унифицированного типа: одни и те же основные блоки используются для различных типов магнитометров. Так, американская фирма «Geometrics» изготавливает протонные магнитометры G 801/3 с гондолами двух типов: для морских и аэромагнитных измерений.

Аэро-морской протонный магнитометр (АМПМ) разработан и во ВНИИ геофизики. Он может использоваться как на судах, так и на самолетах. При этом применяются лишь разные гондолы, все остальные блоки используются одни и те же. Вначале макет этого прибора был выполнен на унифицированных функциональных узлах (Васильев и др., 1974). В дальнейшем разработка магнитометра была выполнена в двух вариантах: на микросхемах серии 217 (АМПМ № 1) и серии 155 (АМПМ № 2).

Основные технические данные магнитометра: диапазон измерения геомагнитного поля от 20 000 до 100 000 гамм; максимальная чувствительность 0,625 гаммы; инструментальная точность абсолютных измерений  $\pm 1$  гамма.

Виды регистрации: а) аналоговая на диаграммной ленте шириной 160 мм в одном из масштабов: 1 гамма/мм; 2, 4 и 16 гамм/мм; б) визуальная в двончном коде; в) цифровая на перфоленте.

Управление прибором: а) автоматическое с циклами 0,6 с; 2,3; 9,4 и 18,8 с; б) ручное (от кнопки); в) от регистратора, имеющего свою схему управления. Диапазон рабочих температур от  $-10^{\circ}$  до  $+40^{\circ}$  (для датчика аэромагнитометра — от  $20^{\circ}$  до  $+50^{\circ}$ ).

Питание прибора от бортовой сети (+27 в) или сети  $\sim 220 \text{ В} \pm 10\%$ , 50 Гц.

Средняя потребляемая мощность от сети  $\sim 220 \text{ В}$  50 Гц— 250 Вт. Масса магнитометра без буксиробочного кабеля — 50 кг.

Блоки магнитометра: две гондолы; электронный измерительный блок; аналоговый регистратор; блок питания; блок управления перфоратором; перфоратор ПЛ-80.

На рис. 1 представлена функциональная схема магнитометра. С помощью коммутационного устройства (2) обмотка датчика (1) периодически подключается к источнику поляризации (7). Время поляризации задается схемой управления (9), в которой вырабатываются импульсы различной длительности в зависимости от цикла работы. После выключения поляризации обмотка датчика подключается к входу усилителя (3), который усиливает сигнал до необходимой амплитуды. Сигнал поступает на умножитель частоты (4), а также на схему синхронного включения поляризации (8), обеспечивая связь включения поляризации с фазой сигнала. С умножителя частоты импульсы через селектор (5) проходят на счетчик (6). Время, в течение которого селектор находится в открытом состоянии, задается формирователем временного интервала, находящимся в схеме управления (9). Схема управления обеспечивает работу в двух режимах: автоматическом и ручном (от кнопки). Помимо этого предусмотрена работа от регистраторов, имеющих свои схемы управления (таких, например, как уравновешенный мост МС1-07). Показания счетчика фиксируются световой индикацией и записываются аналоговым регистратором (10) и перфоратором (11).

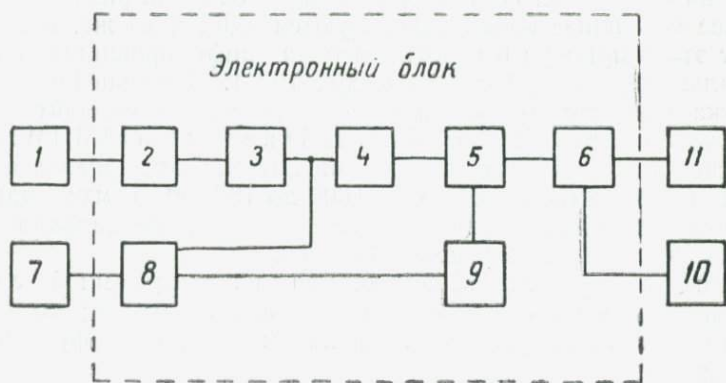


Рис. 1. Функциональная схема аэро-морского протонного магнитометра: 1 — датчик; 2 — коммутационное устройство; 3 — усилитель; 4 — умножитель частоты; 5 — селектор; 6 — счетчик; 7 — источник поляризации; 8 — схема синхронного включения поляризации; 9 — схема управления; 10 — аналоговый регистратор; 11 — перфоратор

Для аэро- и морской гондол используется датчик магнитометра одной и той же конструкции. Он представляет собой тороидальную катушку с медным проводом диаметром 0,8 мм (1500 витков). Датчик помещается во внутренней части гондолы, которая заливается керосином, используемым в качестве рабочего вещества. Диаметр морской гондолы 140 мм, длина 575 мм; аэрогондолы — 155 и 150 мм соответственно.

Электронный измерительный блок (рис. 2) обеспечивает включение тока поляризации в соответствии с режимом работы прибора, усиление сигнала прецессии, умножение его частоты, подсчет числа импульсов, выдачу двоичного кода результата измерения в регистр памяти и его индикацию на световом табло. Устройство включения поляризации содержит схему, позволяющую привязать момент включения поляризации к определенной фазе сигнала прецессии. Это дает возможность получить удовлетворительный сигнал при времени поляризации 0,3 с.

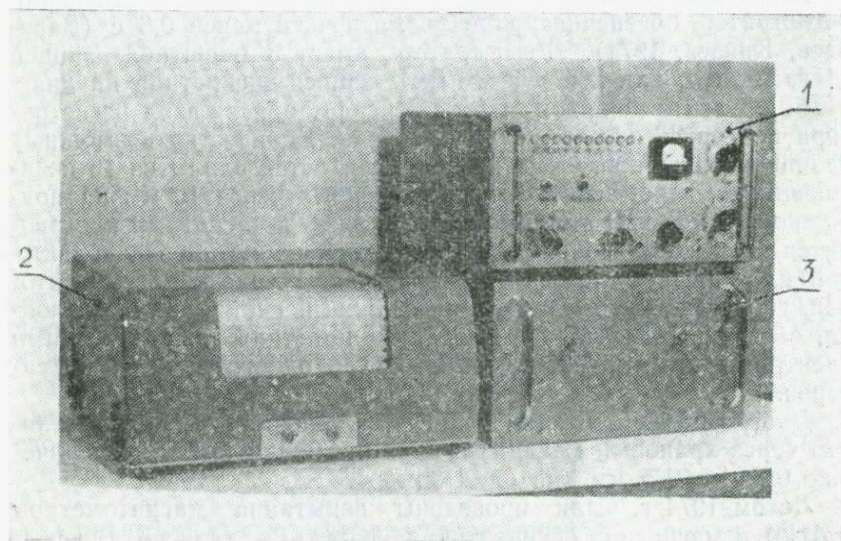


Рис. 2. Аэро-морской протонный магнитометр: 1 — электронный измерительный блок; 2 — аналоговый регистратор; 3 — блок питания

Для получения достаточного отношения сигнал — шум в блоке имеются две перестраиваемые резонансные цепи: входная часть (с датчиком) и резонансный усилитель. Входной каскад усилителя выполнен на полевом транзисторе, что позволило применить во входной цепи повышающий трансформатор. Перестройка контуров осуществляется с помощью двух переключателей — «Грубо» и «Точно». Переключатель «Грубо» имеет 11 положений и коммутирует настроечные емкости контура датчика, резонансного каскада и умножителя частоты. Переключатель

«Точно» подстраивает только контур датчика в пределах каждого из одиннадцати поддиапазонов.

Умножитель частоты выполнен по схеме управляемого генератора с обратной связью (Алампиева, Беляев, 1974). Максимальный коэффициент умножения частоты 256. Изменение чувствительности магнитометра происходит за счет уменьшения коэффициента умножения частоты.

Время счета, постоянное на всех циклах работы (0,14679 с), определяется формирователем временных интервалов, который также выдает все программные управляющие импульсы.

Для измерений  $\Delta T$  в приборе применен десятиразрядный двоичный счетчик. Показания восьми младших разрядов этого счетчика фиксируются аналоговым регистратором. Для определения абсолютного значения базисной линии записи производится замер при минимальной чувствительности 160 гамм на 1 импульс.

Для аналоговой записи был разработан быстродействующий регистратор, обеспечивающий время печати менее 0,6 с (Васильев, Князев, 1974). Регистратор имеет 3 масштаба записи (1 гамма/мм, или 2 и 8 гамм/мм); запись дискретная на диаграммной ленте шириной 160 мм. Информация на вход регистратора поступает с 8 триггеров счетчика. Количество возможных позиций печати 256. Отметка осуществляется одним из 16 печатающих электромагнитов, расположенных через 10 мм на подвижной пластине. Управление этими электромагнитами производится счетчиком (разрядами с 5-го по 8-й). Установка подвижной пластины осуществляется с помощью соленоидов-фиксаторов, управляемых 4 младшими разрядами счетчика, и соленоида, обеспечивающего перемещение пластины с печатающими электромагнитами (от 0 до 10 мм) до одного из этих фиксаторов.

Диаграммная лента передвигается дискретно электромагнитом через храповый механизм. Шаг протяжки имеет три значения: 0,5; 1 и 1,5 мм (на один замер).

Летом 1974 г. были проведены испытания магнитометров АМПМ в магнитной обсерватории «Южно-Сахалинск». В испытаниях входило: проверка частоты кварцевых генераторов магнитометров; определение курсовой девиации буксируемых гондол; сравнение показателей магнитометров АМПМ между собой и с показаниями других протонных магнитометров; сравнение показаний магнитометров при длительной работе.

Проверка частоты кварцевых генераторов производилась серийным частотомером после 30-минутного прогрева магнитометров (табл. 1).

Снятие девиации гондол производилось на 8 курсах через  $45^\circ$  в спокойном магнитном поле. Максимальная амплитуда девиационных кривых морских гондол магнитометров АМПМ № 1 и 2 составила 4 гаммы.

## Результаты измерений

Но- мер АМПИМ	Расчетная частота, Гц	Измеренная частота, Гц	Относительное отклонение от заданной частоты	Вносимая погрешность при поле 50 000 гамм, гамма
1	55 805,2	55 805,3	$2 \cdot 10^{-6}$	0,1
2	55 805,2	55 805,4	$4 \cdot 10^{-6}$	0,2

Для проверки электронной части магнитометров АМПИМ были проведены сравнительные измерения от одного и того же датчика. С учетом вариаций получены следующие значения геомагнитного поля: АМПИМ № 1 — 51 321,4 гаммы, АМПИМ № 2 — 51 321,3 гаммы.

Затем были проведены сравнительные измерения АМПИМ с другими протонными магнитометрами, которые находились в это время в магнитной обсерватории: морскими протонными магнитометрами МПИМ-4 № 01 и 02 (Новыш и др., 1974) — разработка ВНИИ геофизики, автоматизированными протонными магнитометрами АПИМ-3 № 002 и 003 — разработка Морского гидрофизического института АН УССР. Сравнения производились путем установки датчиков магнитометров поочередно на столбе в абсолютном павильоне, в фиксированном положении. С учетом вариаций значения всех трех типов магнитометров совпали в пределах  $\pm 1$  гаммы.

Однако при сравнении приборов с обсерваторским протонным магнитометром, созданным на базе автомобильного протонного магнитометра завода «Казгеофизприбор» (Пак и др., 1968) и используемым в обсерватории для определения абсолютного значения базисной линии вариометров, получились значительные расхождения: разность между показателями обсерваторского прибора и другими приборами составила: МПИМ-4 (№ 02) — минус 3 гаммы; АМПИМ (№ 1) — минус 4 гаммы; АПИМ-3 (№ 003) — минус 4,3 гаммы.

Сравнительные измерения обсерваторского протонного магнитометра и АМПИМ № 1 при работе от одного и того же датчика (обсерваторского магнитометра) выявили почти ту же величину — минус 3 гаммы. Можно сделать предположение, что ошибка в измерениях обсерваторского магнитометра вносится электронной частью прибора. Несколько позже были проведены сравнительные измерения в абсолютном павильоне ИЗМИРАН (Красная Пахра). Разность между показаниями АМПИМ № 1 и обсерваторского прибора +1 гамма.

Сравнение показаний магнитометров при длительной работе производилось дважды в течение 10—12 ч. В измерениях использовалось одновременно несколько приборов. Датчики магнитометров устанавливались на расстояниях, исключающих их

взаимное влияние. Вариации геомагнитного поля регистрировались обсерваторской вариационной станцией — кварцевым Т-вариометром (Бобров, 1970).

За истинные значения вариаций были приняты средние значения, вычисленные по всем приборам, включая вариационную станцию. Для оценки точности из сравнительных наблюдений были произвольно выбраны серии из 20 последовательных измерений, отнесенных к получасовым интервалам времени. Отклонения от средних значений были использованы для оценки инструментальной точности магнитометров. В табл. № 2 приведены значения среднеквадратичной ошибки измерений ( $\sigma$ ) по каждому из магнитометров.

Таблица 2

Средняя квадратичная ошибка измерений, гамма

Но- мер изме- рений	Вариан- станция	АМПИМ		МПИМ-4		АПИМ-3	
		№ 1	№ 2	№ 01	№ 02	№ 002	№ 003
1	0,37	0,54	—	—	0,24	0,6	0,34
2	0,37	0,51	0,35	0,16	0,73	0,61	0,39

После проведения испытаний в обсерватории «Южно-Сахалинск» с магнитометрами АМПИМ были проведены измерения в Охотском море на НИС «Пегас». Гондола магнитометра буксировалась в помощью кабеля КВД-8 на расстоянии 140 м от судна. Девиационная кривая 1, полученная при этом, представлена на рис. 3. На этом же рисунке показана девиационная кривая, снятая в аналогичных условиях летом 1973 г.

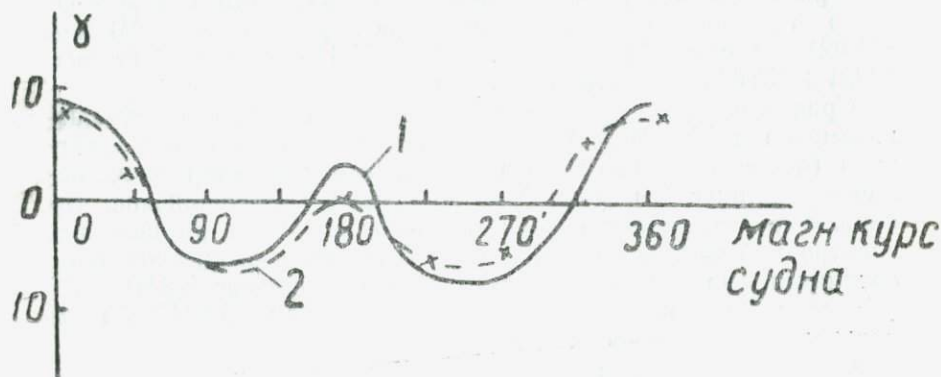


Рис. 3. Девиационная кривая: 1 — получена летом 1974 г.; 2 — получена летом 1973 г.

Кривая за год изменилась незначительно. При измерениях геомагнитного поля разброс показаний в основном не превышал  $\pm 1$  гаммы. Магнитометрами были выполнены измерения на нескольких рабочих профилях.

#### Литература

*Алампиева Е. М., Беляев И. И.* Умножитель частоты для протонных магнитометров.—В кн.: Геофизическая аппаратура, вып. 54. Л., «Недра», 1974, с. 36—39.

*Бобров В. И.* Кварцевый магнитный варнометр.—«Геомagnetизм и аэрономия», т. X, 1970, № 3, с. 562—563.

*Васильев Р. Т., Князев Л. И., Сергеев В. А.* Многоцелевой протонный магнитометр с синхронной поляризацией.—«Геомagnetизм и аэрономия», т. XIV, 1974, № 6, с. 1130—1133.

*Васильев Р. Т., Князев Л. И.* Регистрирующее устройство. Авт. свид. № 413380, 1974.

*Новиш В. В., Беляев И. И., Фингер Д. Л., Абрамова Л. М.* Морская магнитометрическая аппаратура. ВИЭМС. Серия XIII. М., 1974, 58 с.

*Пак В. П., Свядищ Ф. Н., Жиров Г. К.* Особенности устройства автомобильного магнитометра.—В кн.: Геофизическая аппаратура, вып. 37. Л., «Недра», 1968, с. 9—21.

Marine/airborne proton magnetometer model G-801/3. «Geometrics», 1973.

# СИНХРОННАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ В ПРОТОННЫХ МАГНИТОМЕТРАХ

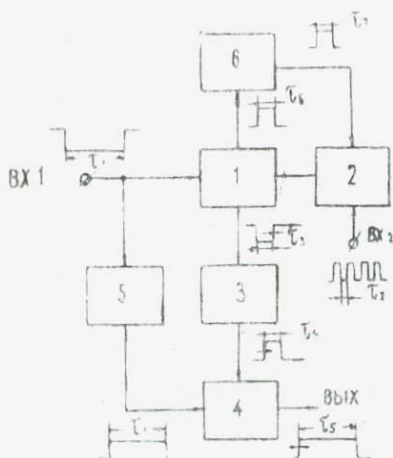
И. И. Беляев

Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизики МГ СССР,  
Москва

При обычном включении поляризации (несинхронном) очень часто момент создания поляризующего поля в датчике не совпадает с направлением вектора ядерного намагничивания, образовавшегося в результате предшествующей поляризации. При этом происходит вначале разрушение оставшейся намагниченности, а затем ее создание, требующее большого времени поляризации. В обычных протонных магнитометрах этот фактор не играет большой роли, так как время поляризации здесь может быть равным нескольким секундам. Однако при разработке быстродействующих магнитометров, например аэромагнитометров, где полный цикл измерения составляет одну секунду и менее, время поляризации ограничивается десятными долями секунды. При использовании протонносодержавшего образца (вода, спирт, керосин и т. п.) этого времени становится явно недостаточно. Поэтому в разработанных ранее быстродействующих протонных магнитометрах применяли один из двух путей уменьшения времени поляризации: использование динамической поляризации или применение растворов с парамагнитными солями, уменьшающими время релаксации. При первом способе значительно усложняется аппаратура, к тому же время действия соли Фреми ограничено. При втором — наблюдается уменьшение сигнала во времени из-за осадков.

В настоящее время наметился еще один способ: синхронное включение поляризации, при котором поляризация включается в определенный момент, жестко связанный с фазой ранее полученного сигнала (Патент США, 1969). При этом в момент включения сектор поляризации совпадает с прецессирующим вектором ядерного намагничивания. В этом случае происходит значительное сокращение времени поляризации.

На рисунке представлена блок-схема синхронной поляризации. Поступление на вход I импульса длительностью  $t_1$  вызывает изменение состояния триггера 1. Положительным передним



Блок-схема синхронной поляризации

мультивибратора 6 при наличии сигнала, длительность импульса ( $\tau_7$ ) больше длительности ( $\tau_2$ ) сигнала прецессии при самом нижнем значении диапазона измерения геомагнитного поля. При наличии сигнала задний фронт выходных импульсов ( $\tau_6$  и  $\tau_3$ ) триггера 1 связан с его фазой. Этим фронтом импульса ( $\tau_3$ ) производится запуск ждущего мультивибратора 3, вырабатывающего импульс, длительность ( $\tau_4$ ) которого может изменяться в некоторых пределах для получения синхронного включения поляризации. Задним фронтом импульса ( $\tau_4$ ) мультивибратора 3 опрокидывается триггер 4. Этот момент соответствует началу включения поляризации. Окончание поляризации соответствует моменту возвращения триггера 4 в первоначальное состояние. Это осуществляется задним фронтом инвертированного импульса ( $\tau_1$ ), поступающего со схемы «НЕ» 5. Таким образом, на выходе схемы синхронной поляризации вырабатывается импульс ( $\tau_5$ ), передний фронт которого привязан к фазе сигнала.

Настройка схемы заключается в подборе длительности ( $\tau_4$ ) ждущего мультивибратора 3 до получения стабильной амплитуды сигнала прецессии.

Такая схема была применена в аэро-морском протонном магнитометре (Беляев и др., в наст. сб.). Она позволяет получить сигнал прецессии достаточной амплитуды при времени поляризации 0,3 с (протоносодержащая жидкость — керосин).

#### Литература

- Беляев И. И., Цымбал В. А., Курасов М. И., Алампиева Е. М., Крапивин Н. С., Филин А. М. Аэро-морской протонный магнитометр (В наст. сб.). Патент США № 3.443.207 от 6.05 1969 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

Павлов Ю. А., Лютая Л. М. Гравитационные аномалии в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном	3
Лишневский Э. Н. Региональные аномалии силы тяжести и рельеф поверхности Мохоровичича территории Дальнего Востока СССР	20
Павлов Ю. А., Портнягина П. В., Семакин В. П. Изостазия и новейшие движения зеленой коры Дальнего Востока и Северо-Востока СССР	32
Павлов Ю. А. О гетерогенности берингоморского шельфа по гравиметрическим данным	39
Декин Г. П., Зубин М. И. Рельеф основных поверхностей раздела земной коры Камчатки	44
Павлов Ю. А., Красный М. Л., Андреев А. А., Еремина Г. Ф., Воробьев В. М. Аномальные гравитационное и магнитное поля и структура южного шельфа Сахалина	56
Журавлев А. В. О некоторых особенностях соотношения Япономорской глубоководной котловины и кайнозойских структур Сахалина	71
Веселов О. В., Волкова Н. А., Соинов В. В. Геотермические исследования на Северном Сахалине	77
Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Козлов Н. А., Соинов В. В. Определение коэффициента теплопроводности образцов горных пород	81
Еремин Г. Д. Связь теплового потока с другими геофизическими полями	87
Еремин Г. Д. Поле точечного источника тепла в случае горизонтальных границ раздела	89
Еремин Г. Д. Расчет мощности магматического очага как теплового источника	92
Мардерфельд Б. Е., Проскурня В. В. Остаточные магнитные поля для модели эксцентричного диполя	94
Ляпишев А. М. Переменное геомагнитное поле на севере Итурупа	100
Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е. Структура поля Sq-вариаций на территории Дальнего Востока СССР	103
Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Мороз И. П., Родионов А. В. Изучение берегового эффекта в геомагнитных вариациях при помощи лабораторного моделирования	107
Кобзова В. М., Мардерфельд Б. Е. Магнитотеллурическое зондирование в береговой системе (по данным лабораторного моделирования)	114
Родионов А. В., Лашгунов Ю. П. Градиентный метод электромагнитных зондирований на акватории в применении к четырехслойной модели	116
Костин А. Н., Михалев О. Н., Попов В. К., Родионов А. В., Швецов В. С., Шнеер В. С., Шленский Ю. А. Автономная магнитная донная вариационная станция (АМДВС)	120
Вепров Н. П., Костин А. Н., Родионов А. В., Шнеер В. С., Щербаков С. В. Универсальный сигнальный буй для постановки геофизической аппаратуры в море	124
Беляев И. И., Цымбал В. А., Курасов М. И., Аламиньева Е. М., Крапивин Н. С., Филин А. М. Аэро-морской протонный магнитометр	129
Беляев И. И. Синхронная поляризация в протонных магнитометрах	136

**Гравитационные аномалии в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном.** Павлов Ю. А., Лютая Л. М. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 3—19.

Общий повышенный региональный гравитационный фон зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном является следствием крупного зонального гравитационного максимума, приуроченного к Тихоокеанскому подвижному поясу. Обнаруживается тесная корреляция аномалий в свободном воздухе с основными геоморфологическими элементами. На карте аномалий силы тяжести в редукции Буге выделяется ряд обширных областей с разными параметрами аномального поля, которые соответствуют крупным геоблокам и тектоническим элементам, различающимся по строению земной коры.

Ил. 2, библи. 34.

**Региональные аномалии силы тяжести и рельеф поверхности Мохоровичича территории Дальнего Востока СССР.** Э. Н. Лишневецкий. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42). Владивосток, 1976, с. 20—31.

Выполнено районирование поля региональных аномалий и на основе корреляционных зависимостей построена карта рельефа поверхности М. Выделяется 19 региональных глубинных структур — поднятия, погружения и ступени поверхности М, а также гравитационные «седловины». Делается вывод о самостоятельной структурообразующей роли ступеней, к которым на поверхности литосферы приурочены низкорные хребты, небольшие межгорные впадины. Вещественный состав верхних горизонтов земной коры, отвечающих ступеням, в целом является промежуточным между «сиалистическим» типом в зонах погружений поверхности М и «фемическим» — в зонах ее поднятий.

Ил. 1, табл. 2, библи. 15.

**Изостазия и новейшие движения земной коры Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.** Павлов Ю. А., Портнягина П. В., Семанкин В. П. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42). Владивосток, 1976, с. 32—38.

На основании анализа изостатического состояния и новейших деформаций земной коры устанавливается, что нарушение равновесия в рассматриваемом регионе можно объяснить новейшими поднятиями коры с последующей частичной компенсацией возникших топографических нагрузок.

Ил. 2, библи. 9.

**О гетерогенности беринговоморского шельфа по гравиметрическим данным.** Павлов Ю. А. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42). Владивосток, 1976, с. 39—43.

На основании анализа гравиметрических данных в районе беринговоморского шельфа и сопоставления аномалий силы тяжести с тектоническими структурами прилегающих участков суши уточняется положение границы между разновозрастными областями гетерогенного фундамента эпимезозойской плиты Дежнева. Подтверждается правомерность выделения единого Чукотско-Юконского срединного массива. Устанавливаются границы этого массива и его погребенных частей, находящихся отражение в аномальном гравитационном поле.

Ил. 1, библи. 8.

**Рельеф основных поверхностей раздела земной коры Камчатки.** Декин Г. П., Зубин М. И. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42). Владивосток, 1976, с. 44—55.

На основе корреляционных зависимостей между аномалиями силы тяжести различных уровней трансформации и глубинами до границ раздела земной коры, полученными по данным ГСЗ, построены схемы рельефа поверхностей мелового и кристаллического фундамента и Мохоровичича. Устанавливается преимущественная приуроченность вулканических поясов Камчатки к зонам прогиба мелового и кристаллического фундамента. Изменение мощности земной коры от 40 до 20 км не оказывает заметного влияния на характер вулканизма. Данные гравиметрии и ГСЗ подтверждают предположение о существовании в коре крупных магматических очагов.

Ил. 3, библи. 9.

**Аномальное гравитационное и магнитное поля и структура южного шельфа Сахалина.** Павлов Ю. А., Красный М. Л., Андреев А. А., Еремينا Г. Ф., Воробьев В. М. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42). Владивосток, 1976, с. 56—70.

Изучены гравитационное и магнитное поля шельфа Южного Сахалина. По геофизическим и геологическим данным построены схемы мощности осадочного слоя с избыточной плотностью —  $0,4 \text{ г/см}^3$ . Наибольшие мощности (6 км) кайнозойских отложений приурочены к шельфу острова. Построена тектоническая схема для острова и его шельфа. Выделены тектонические структуры в соответствии с более ранними построениями Ю. М. Пушдаровского.

Ил. 5, библи. 19.

**О некоторых особенностях соотношения Японской глубоководной котловины и кайнозойских структур Сахалина.** Журавлев А. В. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42). Владивосток, 1976, с. 71—76.

Активное прогибание глубоководной котловины Японского моря в позднемiocен-четвертичное время носило наложенный характер по отношению к одновременно формировавшимся складчатым структурам Сахалина и обусловило замедление развития последних в зонах, вовлеченных в погружение.

Ил. 1, библи. 6.

УДК 550.361(571.64)

**Геотермические исследования на Северном Сахалине.** Веселов О. В., Волкова Н. А., Сонцов В. В. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42). Владивосток, 1976, с. 77—80.

В статье приведены результаты геотермических исследований на трех площадях Северного Сахалина: Березовской, Одопту, Восточный Оссой. Величина теплового потока по этим площадям характеризуется средним значением  $1,01 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{с}$ . Это позволяет отнести Северный Сахалин к Хоккайдо-Сахалинской зоне субнормального теплового потока.

Ил. 1, табл. 2, библи. 4.

УДК 550.362(571.6)

**Определение коэффициента теплопроводности образцов горных пород.** Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Козлов Н. А., Сонцов В. В. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 81—86.

Описаны методы определения коэффициентов теплопроводности образцов горных пород с погрешностью, не превышающей 10%. Приведены результаты определений теплопроводности 405 образцов керна из скважин Южного Сахалина. Приморского и Хабаровского краев, Амурской области, вскрывающих верхние несколько сотен метров осадочного чехла. Теплопроводность исследованных пород изменяется в широких пределах. Наиболее часто встречающиеся значения —  $3 \div 5 \text{ мкал/(с} \cdot \text{см} \cdot ^\circ \text{С)}$ .

Ил. 2, табл. 1, библи. 7.

УДК 550.361

**Связь теплового потока с другими геофизическими полями.** Еремин Г. Д. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 87—88.

Анализируются тепловые поля, рассчитанные по геофизическим данным и данным геотермии. Если температуры, рассчитанные по геофизическим данным, выше температур, получаемых по данным геотермии, — регион нагревается; в противном случае — охлаждается; если температуры равны, наблюдается стационарный процесс.

УДК 536.12

**Поле точечного источника тепла в случае горизонтальных границ раздела.** Еремин Г. Д. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 89—91.

В статье дано решение уравнения Лапласа, описывающее распределение температур в каждом слое многослойной среды, и делается вывод, что тепловой поток в многослойной среде является функцией мощности источника, границ раздела и коэффициентов теплопроводности в слоях.

УДК 550.361

**Расчет мощности магматического очага как теплового источника.** Еремин Г. Д. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана» (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 92—93.

Для оценки мощности теплового источника от подводного вулкана использована двухслойная среда. Наблюдаемый тепловой поток  $2 \cdot 10^{-6} \text{ кал/(с} \cdot \text{см}^2)$  можно объяснить мощностью очага, равной  $3 \cdot 10^7 \text{ кал/с}$ .

Библи. 2.

**Остаточные магнитные поля для модели эксцентричного диполя.** Мардерфельд Б. Е., Проскурня В. В. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 94—99.

Выполнен анализ остаточных магнитных полей для модели эксцентричного диполя Шмидта для десяти эпох (1550—2000 гг.). Выделено десять аномалий в вертикальной компоненте магнитного поля. Интенсивность аномалий монотонно изменяется во времени. Семь аномалий испытывают значительный дрейф, преимущественно западный, три аномалии практически не дрейфуют.

Ил. 1, табл. 2, библ. 5.

УДК 550.385(22 : 265.3К)

**Переменное геомагнитное поле на севере Итурупа.** Ляпишев А. М. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 100—102.

Аномалия геомагнитного поля в диапазоне суббури — солнечносуточная вариация приурочена к проливу Фриза и является основной частью Среднекурильской аномалии. Региональные изменения вертикальной и горизонтальной компонент длиннопериодных вариаций свидетельствуют о глубинной природе аномалий.

Ил. 1, табл. 3, библ. 1.

УДК 550.385(571.6)

**Структура поля Sq-вариаций на территории Дальнего Востока.** Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 103—106.

В результате гармонического анализа Sq-вариаций в 21 пункте Дальнего Востока получена эмпирическая зависимость распределения  $\frac{h_z}{h_n}$ ,  $\frac{h_z}{h_0}$  и  $\Delta\varphi_z$ . Полученные соотношения для Средних Курильских островов не укладываются в эмпирические зависимости и носят ярко выраженный аномальный характер. Наблюдаемая аномалия в гармониках Sq-вариаций обусловлена неоднородностью глубинного геоэлектрического строения района.

Ил. 1, табл. 1, библ. 4.

УДК 550.373.

**Изучение берегового эффекта в геомагнитных вариациях при помощи лабораторного моделирования.** Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Мороз И. П., Родионов А. В. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 107—113.

Искажения, наблюдаемые в вертикальной и горизонтальной (вдоль контакта) электрической составляющей, зависят от глубины моря, расстояния точки наблюдения от контакта и частоты вариаций поля. При фиксированной мощности непроводящего слоя частота экстремума интенсивности эффекта для магнитных составляющих остается постоянной и не зависит от глубины моря. Размеры области действия эффекта сравнимы с мощностью непроводящего слоя.

Ил. 2, библ. 6.

УДК 550.372

**Магнитотеллурическое зондирование в береговой системе (по данным лабораторного моделирования).** Кобзова В. М., Мардерфельд Б. Е. «Гео-

УДК 550.385.43

**Градиентный метод электромагнитных зондирований на акватории в применении к четырехслойной модели.** Родионов А. В., Лаштунов Ю. П. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 116—119.

На основе рекуррентных выражений для импеданса рассчитана четырехслойная модель градиентного электромагнитного зондирования на море. Построение кривых кажущегося сопротивления по отношению горизонтальных компонент на поверхности моря и на дне позволяет определить мощности слоя осадков, непроводящего слоя и сопротивление мантии.

Ил. 1, библи. 3.

УДК 550.380.8

**Автономная магнитная донная вариационная станция (АМДВС).** Костин А. Н., Михалев О. Н., Попов В. К., Родионов А. В., Шведов В. С., Шнейер В. С., Шленский Ю. А. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 120—123.

Предложена конструкция автономной вариационной станции для измерения трех компонент вариаций геомагнитного поля на дне морских акваторий. Станция имеет автоматические системы ориентации и компенсации. В качестве датчиков применены оптико-механические кварцевые системы. Все схемы выполнены на транзисторах и микромодулях.

Ил. 2, библи. 1.

УДК 550.380.8

**Универсальный сигнальный буй для постановки геофизической аппаратуры в море.** Вепров Н. П., Костин А. Н., Родионов А. В., Шнейер В. С., Щербаков С. В. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 124—128.

Разработаны функциональные узлы и системы пригипляемого сигнального буя для постановки аппаратуры на автономную работу в море. Срок пребывания буя под водой до 30 суток. Всплытие автоматическое, положительная плавучесть порядка 100 кг, глубина устанавки — до 300 м.

Ил. 1, библи. 1.

УДК 621.317.442

**Аэро-морской протонный магнитометр.** Беляев И. И., Цымбал В. А., Курасов М. И., Алампова Е. М., Крапивин Н. С., Филин А. М. «Геофизические поля северо-западной части Тихого океана». (Труды СахКНИИ, вып. 42), Владивосток, 1976, с. 129—135.

В статье приведено описание аэро-морского протонного магнитометра (АМПМ) и его испытания в магнитной обсерватории «Южно-Сахалинск» и

73 коп.

2469