



ЕСТЕСТВЕННЫЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

ВЛАДИВОСТОК
1977

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

550.3

ЕСТЕСТВЕННЫЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Владивосток
1977



2759

УДК 550.31+551.1.(576.6+265)

В сборнике освещены результаты исследований по естественным геофизическим полям окраинных дальневосточных морей и прилегающих частей Азиатского континента.

Приводятся сведения о мощности земной коры, полученные по гравиметрическим и сейсмическим данным, структуре аномального магнитного поля в целом для северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Для районов южной части Охотского моря, Татарского и Южно-Курильского проливов анализируются геофизические поля и делаются выводы о геологическом строении дна.

Значительная часть статей посвящена методическим вопросам проведения и интерпретации морских геофизических наблюдений, в частности выбору редукции приведения аномалий силы тяжести на море, о точности карт аномального магнитного поля.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов по морской геофизике и геологии.

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

Ответственный редактор **М. Л. Красный**

*С. Л. СОЛОВЬЕВ, Ю. А. ПАВЛО
М. Л. КРАСНЫЙ, В. В. СОННО
Б. Е. МАРДЕРФЕЛЬД, Н. А. ВОЛКОВА, Е. В. КОЧЕРГИ*

ИССЛЕДОВАНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ САХАЛИНСКИМ КОМПЛЕКСНЫМ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИМ ИНСТИТУТОМ

Основное направление геолого-геофизических исследований Сахалинского комплексного научно-исследовательского института (СахКНИИ) состоит в изучении строения земной коры верхней мантии зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном комплексом методов. В связи с утверждением 1964 г. Президиумом Академии наук СССР структуры института и его новых научных направлений исследования естественных геофизических полей получили широкое развитие.

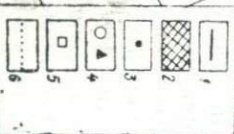
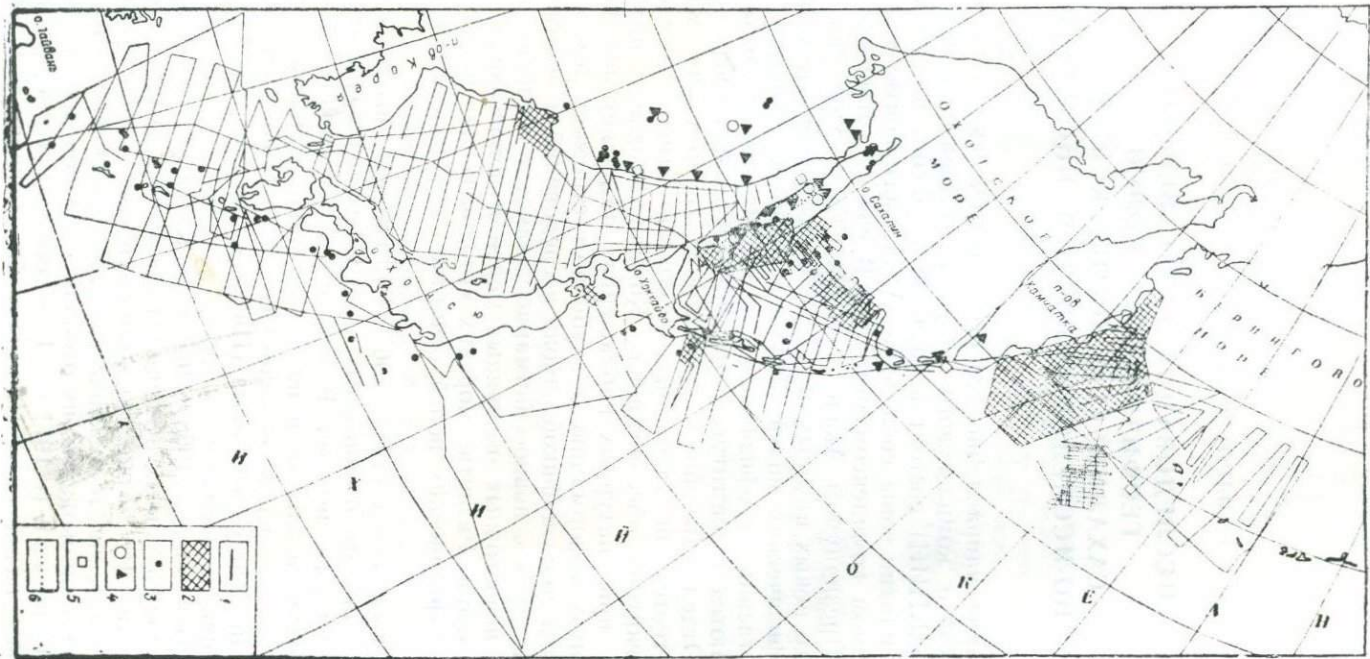
Естественные геофизические поля Дальневосточного региона изучаются в институте сотрудниками отдела геофизических полей. Отдел объединяет лаборатории гравиметрии, магнитометрии, геотермии, глубинных электромагнитных исследований с геомагнитной обсерваторией. Комплексование различных методов при натуральных наблюдениях позволяет получить более полную информацию о глубинном строении Земли.

В связи со спецификой района исследований и местоположением института основное внимание уделяется изучению акваторий дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Развитие морских методов исследования естественных геофизических полей отчетливо подразделяется на три этапа.

Первый этап (1965—1967 гг.). Работы выполнялись на арендованных малотоннажных и неспециализированных судах гидромагнитным методом. В это же время специалисты по другим методам, в частности по гравиметрии, принимали участие в различных морских экспедициях совместно с другими организациями Советского Союза (Институт океанологии АН СССР, Московский университет и др.).

Второй этап (1968—1970 гг.). Работы также проводились на арендованных неспециализированных судах, но среднего тоннажа. Это позволило комплексировать гидромагнитные гравиметрические, геотермические, сейсмические (МОВ) исследования и сопровождать их отбором образцов донных осадков.

Третий этап (с 1971 г.). Появляются собственные научные исследовательские суда. Институту был передан траулер-морской



зильщик «Пегас» водоизмещением около 3000 т, переоборудованный затем в специализированное судно, позволяющее проводить работы в открытом океане. С этого времени значительно расширился круг экспедиционных исследовательских задач, увеличился комплекс набортных геофизических и геологических методов, возрос экспедиционный период. В 1972 г. получен рыболовный сейнер «Отважный» водоизмещением 200 т, а в 1975 г. — специализированное научно-исследовательское судно «Морской геофизик» водоизмещением 1000 т.

Создание собственного флота позволило заняться не только выяснением глубинного строения земной коры и верхней мантии, но и одновременно решать вопросы прикладного характера, имеющие важное народнохозяйственное значение. Главное внимание при этом уделяется комплексному изучению строения осадочного слоя шельфа дальневосточных морей.

Основные экспериментальные и теоретические работы по изучению естественных геофизических полей Дальневосточного региона выполняются совместно с другими научно-исследовательскими организациями и вузами СССР.

Сведения об экспедициях, применявшихся в них методах, аппаратуре, объемах исследований, точностях съемок, районах и другие данные обобщены в таблице, а районы работ СахКНИИ показаны на рисунке. Отметим основные результаты изучения естественных геофизических полей.

Исследования гравитационного поля

Первые гравиметрические исследования выполнены в 1961 г. по субширотному профилю через северную часть о-ва Парамушир для уточнения геологического строения этого района и на вулканах Эбеко и Влодавца того же острова с целью изучения их глубинной структуры. Подобные работы были продолжены в 1964 г. на вулканах Эбеко и Чикурачки, а также в кальдере Головнина. В результате на Эбеко был выявлен периферийный магматический очаг, установлены его объем и глубина залегания, сделан вывод о «взрывном» происхождении кальдеры Головнина.

В 1964 г. проведена работа по обобщению и геологической интерпретации гравитационных аномалий Сахалина. На основании этих и других геофизических данных установлено наличие разуплотнения верхней мантии под Курильской островной дугой.

Районы исследования естественных геофизических полей: 1 — магнитная съемка; 2 — детальная магнитная съемка; 3 — пункты измерения теплового потока; 4 — пункты МТЗ (кружок) и МВП (залитый треугольник); 5 — пункты векового хода государственной сети; 6 — профили векового хода локальной сети

В 1965 г. в лаборатории гравиметрии, магнитометрии и электрометрии создана гравиметрическая группа, выделившаяся затем в лабораторию гравиметрии. С этого времени ведутся планомерные гравиметрические исследования в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Основное внимание уделяется акваториям дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. В тесном содружестве с ГАИШ МГУ, ВНИИ Геофизики и ИФЗ АН СССР лабораторией гравиметрии выполнен большой объем гравиметрических измерений в Восточно-Китайском, Японском, Охотском морях и на прилегающей акватории Тихого океана (см. таблицу, рисунок).

Впервые для северо-западной части Тихого океана доказана возможность использования малотоннажных судов для выполнения съемки набортными гравиметрами в окраинных морях с точностью $\pm 2-4$ мгл и целесообразность замены трудоемких донных измерений на шельфах при среднемасштабных съемках измерениями с помощью набортных гравиметров.

Для оценки гравитационного влияния рельефа морского дна вычислены поправки за рельеф дна всех дальневосточных окраинных морей и составлены карты таких поправок.

Большой объем работ по ГСЗ на Сахалине и ближайших к нему акваториях позволил получить важнейшие априорные данные для геологической интерпретации поля силы тяжести. Установлено, что структура Сахалина представляет собой сочетание ряда разнородных тектонических элементов, обоснована поперечная тектоническая зональность острова, показано, что развитие структуры Сахалина продолжается в условиях изостатической коры. Уточнены закономерности геологического строения Сахалина и сочленения его структур с Хоккайдо; по результатам планомерной площадной съемки установлены суммарные мощности третичных отложений на шельфе Южного Сахалина и составлена структурная схема этого региона; показано, что на шельфе Сахалина мощность осадочных отложений неоген-палеогенового возраста значительно больше, чем в пределах острова.

Большая работа проводится по обобщению сведений об аномалиях силы тяжести в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В 1967 г. совместно с ГАИШ МГУ выполнено обобщение результатов советских маятниковых измерений силы тяжести в Японском и Охотском морях и в западной части Берингова моря, а в 1974 г. завершено составление сводных гравиметрических карт по результатам советских, японских и американских исследований по всей зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном.

Выяснена общая структура и наиболее характерные черты аномального гравитационного поля, установлены его связи с геологическим строением региона. Для выявления региональных особенностей поля проведена трансформация его на раз-

личные уровни до высоты 125 км. Составлена карта глубинных разломов, находящихся отражение в геофизических полях.

Анализ гравитационных аномалий в пределах берингово-морского шельфа подтверждает гетерогенность фундамента плиты Дежнева и позволяет установить границу между областями мезозойской и кайнозойской складчатости его.

При изучении глубинного строения зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном уточнены плотностные модели земной коры и верхней мантии. В частности, установлено, что подавляющая часть этого региона характеризуется уменьшенным «гранитным» слоем по сравнению с внутриконтинентальными районами.

Показано отсутствие принципиального различия плотности верхней мантии океана и континента при наличии локальных зон уплотнения и разуплотнения, наиболее крупные из которых приурочены к районам глубоководных желобов (относительные уплотнения до $0,2 \text{ г/см}^3$) и островных дуг (относительные разуплотнения до $0,1-0,15 \text{ г/см}^3$).

Комплексная интерпретация данных гравиметрии и ГСЗ позволила построить схему мощности земной коры. При анализе изостатического состояния коры установлено, что на большей части зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном мощность коры меньше, чем это необходимо для обеспечения равновесия. Максимальный дефицит мощности приурочен к островным дугам (8—15 км); наиболее крупные котловины окраинных морей характеризуются недостатком мощности 1—2 км, а крупные подводные возвышенности — до 3—4 км. В континентальных районах дефицит мощности коры составляет 0—8 км при средней величине около 3 км. Избыток мощности коры до 8—15 км приурочен к глубоководным желобам.

Сопоставление изостазии с амплитудами новейших движений позволило сделать заключение о том, что в пределах Дальнего Востока и Северо-Востока СССР нарушение равновесия коры можно объяснить воздыманием последней на величину, равную амплитуде новейших поднятий при частичной последующей компенсации топографических нагрузок. В районах островных дуг изостазия нарушена сильнее, чем это может быть вызвано новейшими движениями.

Совместный анализ данных, полученных при геологической интерпретации гравитационных аномалий, и других геофизических и геологических сведений позволяет уточнить выводы о направленности развития земной коры в районе исследований. В частности, имеются основания утверждать, что в пределах глубоководных котловин окраинных морей земная кора находится на различных стадиях развития. По степени отличия их коры от коры континентального типа и по сходству с корой океанического типа котловины располагаются в следующем

Экспедиционные исследования естественных

№ пп	Год	Название судна	Водоизмещение, т	Район работ	Вид и масштаб съемки
1	1965	«Нельма»	300	Зал. Простор о-ва Итуруп	Площадная
2	1966	«Агата»	250	Татарский пролив, сев. часть Японского моря	Площадная 1 : 5 000 000
3	1966	—	—	Юж. часть о-ва Сахалин	Скважины
4	1967	—	—	Приморье	Скважины
5	1967	«Уруп»	700	Японское море	Площадная 1 : 5 000 000
6	1967	«Колесников»	—	Возвышенность Обручева	Площадная 1 : 2 000 000
7	1968	«Старательный»	770	Зал. Петра Великого, юж. часть Курильских островов	Площадная 1 : 1 000 000
8	1968	—	—	Хабаровский край	Скважины
9	1968	«Старательный»	770	Зап. фланг Алеутской островной дуги, хр. Бауэрса	Профильно-площадная
10	1969	«Старательный»	770	Островная дуга Рюкю, Восточно-Китайское и Филиппинское моря	Площадная 1 : 10 000 000
11	1970	«Оха»	1000	Юж. Курильск. острова, зал. Анива, сев. окончание Идзу-Бонинской дуги	Профильная и площадная
12	1970	—	—	Остров Кунашир	Скважины
13	1971	«Геофизик»	300	Юго-зап. шельф Сахалина, Татарский пролив Японского моря	Площадная
14	1971	—	—	Остров Итуруп	Скважины
15	1971	«Пегас» (1-й рейс)	3150	Курильская островная дуга	Профильная

геофизических полей СахКНИИ ДВНЦ АН СССР

Метод исследований	Тип прибора	Точность съемки	Объем исследований
Гидромагнитный	ЯП-1	$\pm 20 \gamma$	350 км
Гидромагнитный	МПМ-3		5000 км
Геотермия	Термисторный термометр	10%	7 скважин
Геотермия	То же	10%	10 скважин
Гидромагнитный	МПМ-3	$\pm 15 \gamma$	21 000 км
Гидромагнитный	МПМ-3	$\pm 30 \gamma$	3000 км
1 — гидромагнитный, 2 — геотермия, 3 — электромагнитный, 4 — наземное обеспечение станций	МПМ-3 ПТГ-3	$\pm 40 \gamma$ 15%	9000 км 4 станции 3 временные станции
Геотермия	Термисторный термометр	10%	9 скважин
Гидромагнитный	МПМ-3	$\pm 30 \gamma$	17 500 км
1 — гидромагнитный, 2 — геотермия, 3 — гравиметрия	МПМ-3,4 ПТГ-3 ГМКП	$\pm 60 \gamma$ 15% $\pm 5-6$ мгл	16 500 км 14 станций 6700 км
1 — гидромагнитный, 2 — геотермия, 3 — гравиметрия, 4 — сейсмометрия, 5 — отбор донных осадков	МПМ-4 ПТГ-3 ТГГ МОВ	$\pm 50 \gamma$ 15% $\pm 4-5$ мгл	3000 км 10 станций 3950 км 830 км
Геотермия	Термисторный термометр	10%	35 станций 1 скважина
Гравиметрия	ТГГ-1, ТАГГ-2	$\pm 2-3$ мгл	7400 км ²
Геотермия	Термисторный термометр	10%	1 скважина
1 — гидромагнитный, 2 — драгирование, 3 — обеспечение сейсмических стационаров, 4 — гидрофизические исследования		$\pm 50 \gamma$	1500 км

№ ин	Год	Назва- ние судна	Водоиз- меще- ние, т	Район работ	Вид и масштаб съемки
16	1971	«Пегас» (2-й рейс)	3150	Восточно-Китайское и Филиппинское моря	Профильная
17	1972	«Сибирь»	6000	Зал. Анива	Площадная
18	1972	«Витязь»	300	Вост. шельф о-ва Сахалин	
19	1973— 1974	—	—	Сев. Сахалин, о-в Монерон	Скважины
20	1973	«Пегас» (3-й рейс)	3150	Сев.-зап. часть Тихого океана	Профильно- площадная
21	1973	«Антарктида»		Юг Охотского моря	Площадная
22	1973	«Пегас» (4-й рейс)	3150	Зал. Терпения, юг Охотского моря	Площадная
23	1974	«В. Урываев»		Вост. шельф Сахалина	
24	1974	«Пегас» (6-й рейс)	3150	Шельф Вост. Са- халина, Охотское море	Площадная

Всего по методам выполнено: а) гидромагнитному (1965—1974 гг.)
 б) гравиметрическому (1969—1974 гг.)
 в) геотермическому (1966—1974 гг.)
 г) сейсмическому МОВ (1970—1974 гг.)

Примечание. МПМ — морской протонный магнитометр, ПТГ —
 мый Т-магнитометр, АМПМ — автоматизированный морской протонный
 струкции ВНИИГеофизика, ТГГ — Тульский гиростабилизированный грави-
 зированный гравиметр конструкции ИФЗ, ГГ — гиростабилизированный
 ность определения величины теплового потока.

порядке: Алеутская, Командорская, Япономорская, Хонсю, Ку-
 рильская, Окинава, Бауэрса.

Исследования постоянного геомагнитного поля

Экспериментальные исследования постоянного геомагнит-
 ного поля проводятся в институте с 1965 г., когда была выпол-

Метод исследований	Тип прибора	Точность съемки	Объем исследований
1 — гидромагнитный,	БТМ	$\pm 50 \gamma$	9000 км
2 — гравиметрический,	ТГГ	± 5 мгл	6000 км
3 — геотермия,	ПТГ-3	15%	6 станций
4 — сейсмометрия,	МОВ		700 км
5 — драгирование,			10 станций
6 — отбор донных осадков			32 станции
1 — гидромагнитный,	БТМ	$\pm 14 \gamma$	2000 км
2 — гравиметрия,		$\pm 3-4$ мгл	2000 км
3 — сейсмометрия			1500 км
Геотермия	ПТГ-3	15%	9 станций
Геотермия	Термисторный термометр	10%	16 скважин
1 — гидромагнитный,	БТМ МПМ-4	$+50 \gamma$	8050 км
2 — гравиметрия,	ТГГ-1	± 10 мгл	4090 км
3 — сейсмометрия,	МОВ		1320 км
4 — драгирование,			1 станция
5 — отбор донных осадков			
1 — гидромагнитный,	БТМ	$\pm 50 \gamma$	4800
2 — гравиметрия	ГГ	± 3 мгл	50 000 км ²
1 — гидромагнитный,	МПМ-4	± 25	10 300 км
2 — гравиметрический,	ТГГ-1	± 4 мгл	10 100 км
3 — сейсмометрия	МОВ		4800 км
4 — драгирование			
Геотермия	ПТГ-3	15%	8 станций
1 — гидромагнитный,	МПМ-4	$\pm 20 \gamma$	18 000 км
2 — гравиметрия,	АМПМ-1	$\pm 3-4$ мгл	15 000 км
3 — сейсмометрия	ГГ		13 000 км
	МОВ		129 000 км
			47 840 км
			105 станций
			22 150 км

погружной термоградиентограф, ЯП — ядерная приставка, БТМ — буксируемагнитометр, ГМКП — гравиметр морской кварцевый перезапушенный конметр конструкции ИФЗ, ТАГГ — Тульский автоматизированный гиростабилизированный гравиметр конструкции ИФЗ. В процентах указана относительная погреш-

нена опытно-методическая гидромагнитная съемка зал. Простор о-ва Итуруп, где пляжные отложения образованы титаномагнетитовым песком с очень высоким содержанием полезных компонентов. По результатам работ было прослежено продолжение этих отложений под водами залива.

В последующие годы выполнены площадные региональные

съемки на акваториях Японского и Восточно-Китайского морей, южной части Охотского и западной части Берингова морей, в зоне сочленения Алеутской и Курило-Камчатской островных дуг и в некоторых других районах северо-западной части Тихого океана. Эти работы позволили впервые составить представление о характере магнитного поля в Японском море, а также в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и существенно уточнить морфологию аномалий в других регионах.

Данные гидромагнитных съемок позволили провести геологическое районирование акваторий Японского моря, установить связь структур подводной возвышенности Обручева и п-ова Кроноцкого Камчатки.

По результатам детальных измерений выявлена связь возмущений магнитного поля с интрузивными и эффузивными образованиями шельфа Сахалина, и на основании различия намагниченности аномальных тел высказаны суждения о различиях состава пород, слагающих подводные горы прикурильской части Охотского моря. В ряде случаев по магнитометрическим данным намечены зоны разрывных нарушений и решены другие частные геологические задачи.

Проводятся большие работы по обобщению геомагнитных данных. С этой целью по результатам советских, японских и американских измерений составлена сводная карта аномально-го магнитного поля окраинных морей северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Анализ этой карты позволил установить продолжение тектонических структур с континента и островной суши в область современного моря. Установлено принципиальное различие магнитного поля в пределах континентальных областей, окраинных морей и северо-западной части Тихого океана. Для выяснения региональных особенностей поля проведена трансформация его на различные уровни, показана связь крупных региональных особенностей с геологическим строением. Выявлена значительная роль «базальтового» слоя земной коры в формировании региональных магнитных аномалий.

На основании массовых расчетов параметров магнитовозмущающих объектов сделан статистический анализ их распределения в связи со структурой земной коры. Установлено, что в районах развития континентального типа коры магнитоактивные тела залегают не глубже кровли «базальтового» слоя. Для коры субконтинентального и субокеанического типов характерно появление «смешанных» тел, верхняя кромка которых располагается в земной коре, а нижняя — в верхней мантии. В районах развития океанической коры устанавливается наличие «подкоровых» магнитных тел, полностью располагающихся в верхней мантии.

Ведется работа и по усовершенствованию методики измере-

ний, обработке и количественной интерпретации магнитных аномалий; составлены программы для первичной обработки полевых материалов и определения параметров магнитовозмущающих объектов на ЭВМ.

Геотермические исследования

В 1965 г. при лаборатории физики земной коры была организована группа, в задачу которой входило изучение распределения поверхностного теплового потока и термического режима земной коры и верхней мантии сектора северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.

В 1966—1968 гг. получены первые данные о плотности теплового потока для отдельных районов Приморья, Южного Сахалина и Хабаровского края, в частности характерные для континента пониженные значения величин теплового потока (1,0—1,2 тпе). В 1968 г. с помощью сотрудников ИФЗ АН СССР проведены первые измерения по определению величины теплового потока через дно акваторий, прилегающих к южной части Курильской островной дуги.

Впервые получены данные о тепловом потоке о-вов Итуруп и Кунашир, открыта аномалия высокого теплового потока вдоль восточного побережья о-ва Сикоку, уточнено пространственное расположение аномалии теплового потока в районе мыса Терпения о-ва Сахалин, определены значения теплового потока по скважинам Амурской области, Хабаровского и Приморского краев.

Всего за 1966—1975 гг. сотрудниками лаборатории геотермии проведено около 100 измерений, что составляет шестую часть имеющихся данных о тепловом потоке в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном.

Сухопутные измерения осуществлялись с помощью аппаратуры, разработанной и изготовленной силами сотрудников лаборатории, а морские — с помощью термоградиентографа типа ПТГ-3, разработанного в ОКБ ИФЗ АН СССР.

За 1973—1974 гг. проведена систематизация экспериментального материала, полученного различными организациями СССР, США, Японии, что позволило составить карты теплового потока масштаба 1 : 5 000 000. Карты охватывают 640 численных значений теплового потока по Беринговому, Охотскому, Японскому, Восточно-Китайскому, Филиппинскому морям, северо-западной части Тихого океана, Алеутской, Курило-Камчатской, Японской островным дугам и восточным окраинам Азиатского континента. К картам составлен сводный каталог, дающий полную характеристику каждого измерения. Общая картина распределения теплового поля вкрест простирающейся зоны перехода определяется величиной теплового потока: глубоководные желоба (Курило-Камчатский, Японский, Идзу-Бо-

пинский) — 0,94 тпе, краевые океанические валы Зенкевича, Идзу-Бонинский — 1,21 тпе; к областям с высокими значениями теплового потока относятся островные дуги (1,97 тпе) и глубоководные котловины окраинных морей (2,23 тпе).

Выполнен анализ связи теплового потока с другими геофизическими полями. При этом установлено, что в рассматриваемом регионе соотношение между мощностью земной коры и тепловым потоком не подчиняется прямой зависимости, установленной для тектонически стабильных областей континентов. Например, высокий тепловой поток (2,5—3,0 тпе) отмечается в глубоководных котловинах окраинных морей, где мощность земной коры не превышает 16 000 м, а низкий (1,0—1,2 тпе) характерен для океанической стороны Курило-Камчатской и Японской островных дуг, где мощность коры 28 000—36 000 м. Влияние толщи земной коры на формирование поверхностного теплового потока учтено оценкой радиогенного тепла долгоживущих изотопов U, Th, K в земной коре. Расчеты показали, что эта доля теплового потока для коры океанического и субокеанического типа составляет 10%, для субконтинентального — не более 50%, для континентального — не более 70%. Подобные оценки позволили сделать вывод о преобладающей роли верхней мантии в формировании теплового потока в переходной зоне, пространственные вариации которого находят свое отражение и в ряде особенностей распределения других геофизических полей. В целом связь теплового потока с другими геофизическими полями сводится к тому, что зонам перехода от низких значений теплового потока к высоким (и наоборот) соответствуют зоны резких изменений горизонтальных градиентов других геофизических полей.

В 1974—1975 гг. в лаборатории выполнялись работы, связанные с расчетом стационарных температур в земной коре и верхней мантии. На границе Мохоровичича под Курильской котловиной температуры оцениваются величиной 600°С, под западным склоном южной части Курильских островов — 800—900, под глубоководным Курило-Камчатским желобом — 200. Разность температур, приуроченная к месту сочленения островной дуги и желоба, составляет 700°С с условным горизонтальным градиентом 3—4°С/км. В интервале глубин 50—100 км кривая распределения температур лежит выше температур фракционного плавления. Температурный градиент в верхней мантии на глубинах от 100 до 300—350 км находится в пределах 0,5—1,0°С/км, а значения температуры — в пределах от 1400 до 1600°С. Ниже 350 км температурная кривая идет более круто с градиентом 1,5°С/км, температура на глубине 500 км возрастает до 1850°С.

Серьезное внимание уделяется вопросам совершенствования методики геометрических измерений. За прошедшее время созданы стенд для градуировки терморезисторов и установка для

измерения коэффициента теплопроводности горных пород, усовершенствован прибор ПТГ-3, ведется разработка и испытание узлов погружного термоградиентометра с наборной регистрацией полезного сигнала. Разработана и осуществлена на практике методика непрерывной записи температуры по стволу скважины с применением термисторного термометра. Хорошая экспериментальная основа геотермических исследований позволяет выполнять не только плановые задания, но и оказывать помощь другим организациям в прецизионных измерениях температур по стволу скважины.

Глубинные электромагнитные исследования

Начаты в 1964 г. на базе геомагнитной обсерватории «Южно-Сахалинск», которая входила в состав лаборатории гравиметрии, магнитометрии и электрометрии. До 1960 г. на обсерватории выполнялись только стационарные геомагнитные наблюдения, соответствующие принятой ранее международной программе геомагнитных наблюдений.

В 1964 г. обсерватория начала планомерное изучение структуры переменного электромагнитного поля на территории Дальнего Востока с целью исследования глубинного геоэлектрического строения этого региона.

В 1968 г. обсерватория выделилась из состава лаборатории и в 1973 г. была реорганизована в лабораторию глубинных электромагнитных исследований с геомагнитной обсерваторией на правах сектора. По программе работ этой лаборатории предполагалось определить мощность непроводящего слоя верхней мантии, выделить крупные локальные геоэлектрические неоднородности в коре и мантии Земли. Работы по этой программе продолжаются и в настоящее время. За период с 1968 г. в 50 пунктах, расположенных на Сахалине, Курильских островах, в Приморском и Хабаровском краях, выполнены магнитовариационные исследования, в шести из этих пунктов проведены глубинные магнитотеллурические зондирования. По результатам исследований установлено, что Дальнему Востоку свойственна сравнительно небольшая мощность непроводящего слоя — 120—150 км; в районе Средних Курильских островов наблюдается крупная локальная магнитовариационная аномалия, охватывающая весь диапазон наблюдаемых периодов от нескольких минут до суток. Верхняя кромка аномального тела, связанного, по-видимому, с аномальным разогревом в этом районе, расположена на глубине в несколько десятков километров.

Значительную роль при интерпретации экспериментальных данных приобретают выводы о структуре поля, полученные при помощи лабораторного физического моделирования. Работы по лабораторному моделированию электромагнитных полей в за-

зависимости от параметров глубинного геоэлектрического разреза выполняются с 1966 г. Большое внимание уделяется изучению особенностей составляющих электромагнитного поля в районе береговой линии, представляющей собой контакт двух сред (суша — море) с различной электрической проводимостью. Эти работы проводились совместно с Львовским филиалом математической физики Института математики АН УССР. На основании моделирования установлен ряд закономерностей, определяющих зависимость интенсивности составляющих электромагнитного поля при береговом эффекте от места расположения пункта наблюдения, глубины моря, периода вариаций, мощности непроводящего слоя верхней мантии.

Для постановки морских электромагнитных наблюдений разработано и изготовлено при помощи СКБ Иркутского университета несколько комплектов донной магнитовариационной аппаратуры, при помощи которой будут начаты наблюдения на акваториях Дальнего Востока.

В 1971 г. начато изучение геомагнитных предвестников сильных землетрясений. В южной части Сахалина, на Итурупе и Парамушире заложено около 100 пунктов геомагнитных наблюдений составляющих постоянного поля. Повторные наблюдения позволяют выявить геомагнитный эффект землетрясения по профилям расположения пунктов, что в будущем составит основу для прогноза сильных землетрясений геомагнитными методами.

Лаборатория совместно с ВЦ института занимается исследованием регионального поля вековых вариаций. Проанализированы остаточные поля эксцентричного диполя для эпох 1550—2000 гг. Показано, что из десяти аномалий семь испытывают дрейф, создающий в первом приближении наблюдаемое поле вековой вариации. Данные анализа поля вековой вариации показывают, что в начале 60-х гг. на территории Дальнего Востока (в Японии) возник фокус векового хода, дрейфующий на северо-запад. Изучение особенностей поведения этого фокуса позволит оценить электропроводность нижней мантии Земли на Дальнем Востоке.

Геомагнитная обсерватория «Южно-Сахалинск» выполняет стандартную программу геомагнитных наблюдений и является базой исследований, проводимых лабораторией. Обсерватория оснащена в основном современной измерительной аппаратурой; она первой в государственной сети перешла на машинную обработку получаемых данных.

В десятой пятилетке наряду с продолжением экспериментальных исследований большое внимание предполагается уделить углубленной геологической интерпретации экспериментальных данных и использованию их для практических народнохозяйственных нужд, особенно для уточнения перспективных запасов минерального сырья на шельфе дальневосточных мо-

рей. Планируется проведение большого объема комплексных геофизических исследований в районе Курило-Камчатской островной дуги и одноименного глубоководного желоба. Намечается широкое развитие изучения изменений естественных геофизических полей во времени. Будет широко внедряться автоматизация получения и обработки информации о параметрах полей, расширится использование электронных вычислительных машин при количественной интерпретации наблюдаемых аномалий.

СПИСОК

опубликованных работ сотрудников СахКНИИ по результатам изучения естественных геофизических полей

- Абрамова Л. М., Борец В. В., Митрофанов В. Н.** Некоторые результаты измерений электрического поля, индуцируемого морским волнением в прибрежной зоне. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1975, № 3.
- Андреев А. А.** Изостатическое состояние о-вов Сахалин и Хоккайдо. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 24, 1970.
- Андреев А. А.** Некоторые вопросы строения земной коры Сахалина в свете данных ГСЗ и гравиметрии. — «Геол. и геофиз.», 1971, № 2.
- Андреев А. А.** Геологическая, природа аномального гравитационного поля юго-западного района Сахалина. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1972.
- Андреев А. А.** К вопросу об изучении изостазии Охотского региона. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 8.
- Андреев А. А.** Геологическая структура о-ва Сахалин по результатам комплексной интерпретации гравиметрических данных. АКД. Новосибирск, 1974.
- Андреев А. А.** Об особенностях глубинного строения Северного Сахалина. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 9.
- Андреев А. А.** Два типа механизма осуществления изостазии в Охотско-Японском регионе. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 9.
- Андреев А. А.** Интерпретация гравиметрических данных района распространения гранитоидов в Восточно-Сахалинских горах. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.
- Андреев А. А.** О глубинном строении Поронайской низменности Сахалина, по геофизическим данным. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.
- Андреев А. А.** О плотностях горных пород Сахалина. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.
- Андреев А. А.** Региональные особенности аномального поля силы тяжести и некоторые вопросы глубинного строения о-ва Сахалин. — «Геол. и геофиз.», 1976, № 5.
- Андреев А. А., Жильцов Э. Г., Суворов А. А.** К геофизической характеристике типов земной коры Южно-Охотского региона. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1972.
- Аргентов В. В., Портнягина П. В.** Плотностные модели земной коры Приморья. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.
- Баграмянц 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. исслед. В. 6. М.: Изд-во МГУ, 1972.
- Бернштейн В. А.** Методика оценки намагниченности пород в вулканических районах, по магнитометрическим данным. — «Бюл. вулканологич. сб.», 1967, № 43.



- Бернштейн В. А.** Использование магнитотеллурических данных для решения некоторых проблем вулканизма о-ва Онекотан (Курильские острова). — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1972.
- Бернштейн В. А.** К анализу геомагнитного поля на Курильских островах с учетом влияния рельефа. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1972.
- Бернштейн В. А.** К вопросу о строении района кальдеры Заварицкого (о-в Симушир, Курильские острова), по магнитотеллурическим данным. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1972.
- Бернштейн В. А.** О специфике наземных магнитных съемок на Курильских островах. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1972.
- Бернштейн В. А.** Сейсмомагнитный эффект как причина изменений геомагнитного поля на Курильских островах. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1972.
- Бернштейн В. А.** Линейный пьезомагнитный эффект в упругой среде. — ДАН СССР, 1973, т. 213, № 4.
- Бернштейн В. А.** О направлении намагничивания в некоторых горных породах на о-вах Онекотан и Симушир (центральные Курильские острова). — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.
- Бернштейн В. А., Сивожелезов С. С., Федорченко В. И., Шилов В. Н.** Геофизические наблюдения на некоторых вулканах хр. Вернадского. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 16, 1966.
- Борец В. В.** О структуре пульсаций электромагнитного поля Земли как случайной функции времени. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1972, № 4.
- Борец В. В.** Магнитотеллурические зондирования на Сахалине и Итурупе. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1972.
- Борец В. В.** Некоторые характеристики электромагнитного поля на о-вах Кунашир и Шикотан. — Тез. 7-й конф. мол. ученых СахКНИИ, 1973.
- Борец В. В.** О соотношении аномальных вариаций геомагнитного и теллурического полей при береговом эффекте. — В кн.: Тез. 8-й конф. молодых ученых СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1974.
- Борец В. В.** Вариации электромагнитного поля Земли на островах (Сахалин, Итуруп). — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.
- Борец В. В., Лаштунов Ю. П., Митрофанов В. Н., Родионов А. В.** Некоторые результаты выделения приливной вариации из наблюдений электромагнитного поля Земли на Сахалине и Курильских островах. — «Геомагнитные исслед.», 1975, № 18.
- Борец В. В., Подгорных Л. В.** Магнитотеллурические исследования на о-ве Шикотан. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.
- Борец В. В., Чернявский Г. А., Мардерфельд Б. Е.** Глубинные магнитотеллурические исследования на Дальнем Востоке. — «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1975, № 4.
- Вакулин Ю. И., Мардерфельд Б. Е.** Магнитовариационное зондирование в субавроральной зоне. — Труды СибИЗМИР АН СССР. Новосибирск, 1971.
- Ваньян Л. Л., Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е.** Аномальное поведение солнечно-суточных вариаций на Курильских островах. — «Геомагнитные исслед.», 1971, № 13.
- Ваньян Л. Л., Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Туезов И. К.** Структура переменного геомагнитного поля на территории Дальнего Востока. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1970.
- Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е.** Некоторые закономерности геомагнитных бухт на Сахалине. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1966, № 1.
- Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е.** К вопросу о природе Японской аномалии в геомагнитных вариациях. — «Геомагнитные исслед.», 1971, № 13.
- Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е.** Аномальное поведение геомагнитных вариаций на территории Дальнего Востока. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 33, 1972.
- Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В.** Региональный и локальный береговой эффект в геомагнитных вариациях на островных дугах Дальнего Востока. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 4.

Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В. Влияние индукционных токов мантии на распределение геомагнитных вариаций при береговом эффекте. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1970.

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

Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Туезов И. К. Аномалия геомагнитных вариаций в дальневосточном секторе Тихоокеанского кольца и ее возможная связь с геотермическим режимом. — «Геол. и геофиз.», 1969, № 1.

Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Козлов Н. А., Соинов В. В. Исследование теплового потока в северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Геотермия, отчеты по геотермич. исслед. в СССР, в. 1, 2. М., 1974.

Веселов О. В., Волков Н. А., Еремин Г. Д., Соинов В. В. Геотермические исследования на о-ве Кунашир. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Соинов В. В., Козлов Н. А. Измерение теплового потока в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. — ДАН СССР, 1975, т. 217, № 4.

Веселов О. В., Козлов Н. А., Аверьянов И. А., Еремин Г. Д. Некоторые данные о температурном режиме месторождения Новое (о-в Итуруп, Курильские острова). — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.

Волкова Н. А. Распределение температур в земной коре Южно-Охотоморского региона. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.

Волкова Н. А. Составляющая теплового потока за счет радиоактивности коры в северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Воробьев В. М. Аномальное магнитное поле западной части Алеутской островной дуги и прилегающих акваторий Берингова моря и Тихого океана. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38, 1975.

Воробьев В. М., Кочергин Е. В., Красный М. Л. Аппаратура и методика съемки, обработки и интерпретации материалов гидромагнитных исследований. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38, 1975.

Воробьев В. М., Кочергин Е. В., Красный М. Л. Изученность района исследований магнитометрическими методами. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38, 1975.

Воробьев В. М., Красный М. Л. Некоторые результаты гидромагнитной съемки северной части Японского моря. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1969.

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.

Гимпельсон М. С., Павлов Ю. А., Туезов И. К. Карта средней плотности земной коры. — Атлас Сахалинской области. М., изд. ГУГК, 1967.

Грабков В. К., Павлов Ю. А. Новейшие движения и изостатическое состояние земной коры в районе Курильской островной дуги. — ДАН СССР, 1972, т. 203, № 3.

Кобзова В. М., Мардерфельд Б. Е. Магнитотеллурическое зондирование в береговой зоне (по данным лабораторного моделирования). — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А. Гравитационные аномалии и их связь со строением земной коры в районе южных Курильских островов. — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974.

Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А. Геологическая природа аномального гравитационного поля южной части Курильской островной дуги. — ДАН СССР, 1975, т. 220, № 3.

Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А. Роль краевого эффекта в истолковании гравитационных аномалий в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 4.

Кочергин Е. В. Структура аномального магнитного поля акваторий, при-

дегающих к южным Курильским островам с тихоокеанской стороны (по данным гидромагнитной съемки). — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 24, 1970.

Кочергин Е. В. Аномальное магнитное поле акватории Тихого океана, прилегающей к южной группе Курильских островов. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38, 1975.

Кочергин Е. В., Красный М. Л. Распределение интенсивности намагничивания магнитоактивных объектов к юго-востоку от южных Курильских островов. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1972.

Кочергин Е. В., Красный М. Л. Аномальное магнитное поле акваторий, прилегающих к островной дуге Рюкю (по данным гидромагнитной съемки). — ДАН СССР, 1973, т. 211, № 6.

Кочергин Е. В., Красный М. Л. Аномальное магнитное поле акваторий, прилегающих к островной дуге Рюкю. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38, 1975.

Кочергин Е. В., Красный М. Л. Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.

Кочергин Е. В., Красный М. Л., Соловьев О. А., Туезов И. К. Связь трансформированного в верхнее полупространство аномального магнитного поля с тектоническим строением Охотско-Курильского региона. — В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 8. М., «Наука», 1972.

Кочергин Е. В., Красный М. Л., Сычев П. М., Туезов И. К. Аномальное магнитное поле северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса и его связь с тектоническим строением. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 12.

Красный М. Л. Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря (по гидромагнитным исследованиям). — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1969.

Красный М. Л. Аномальное магнитное поле Японского моря. — ДАН СССР, 1970, т. 190, № 2.

Красный М. Л. Магнитное поле акваторий Японского моря и его связь с геологическим строением. — В кн.: Тез. докл. 8-й конф. по вопросам постоянного магнитного поля, магматизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Постоянное магнитное поле, М., 1970.

Красный М. Л. Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 33, 1972.

Красный М. Л. Аномальное магнитное поле акваторий Японского моря. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38, 1975.

Красный М. Л., Кочергин Е. В. Некоторые результаты гидромагнитной съемки зал. Простор о-ва Итуруп. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1969.

Красный М. Л., Кочергин Е. В. Геологическая природа магнитных аномалий северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. 9-я сессия Науч. Сов. по тектонике Сибири и ДВ. В. 6. Южно-Сахалинск, 1972.

Красный М. Л., Кочергин Е. В. Аномальное магнитное поле акваторий заливов Анива и Терпения (Южный Сахалин). — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38, 1975.

Красный М. Л., Кочергин Е. В. Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38, 1975.

Красный М. Л., Кочергин Е. В. Природа региональных магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 3.

Красный М. Л., Павлов Ю. А., Снеговской С. С., Васильев В. И., Куликов А. А., Косыгин В. Ю. Геологическое строение дна зал. Анива (Южный Сахалин), по результатам комплексных геофизических исследований. — ДАН СССР, 1975, т. 222, № 2.

Красный М. Л., Павлов Ю. А., Снеговской С. С., Васильев Б. И., Куликов А. А., Табояков А. Я., Тютрин И. И. Результаты региональных комплексных геофизических исследований в Анливском заливе (Южный Сахалин). — «Геол. и геофиз.», 1975, № 9.

Красный М. Л., Соловьев О. А. Об эффективности региональной гидромагнитной съемки при изучении глубинного строения акваторий зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1969.

Красный М. Л., Шевалдин Ю. В. Некоторые результаты статистической обработки магнитного поля акваторий Японского моря. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Луговенко В. Н., Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е. О природе Средне-Курильской аномалии в Sq-вариациях. — «Геомагнитные исслед.», 1973, в. 15.

Лютая Л. М., Павлов Ю. А. Гравитационное влияние рельефа дна окранных морей северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Тез. докл. 7-й конф. молодых ученых и специалистов. Изд. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972.

Ляпишев А. М. Переменное геомагнитное поле на севере Итурупа. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

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

Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е. Зависимость переменного электромагнитного поля от параметров разреза. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 2.

Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е. Структура поля Sq на территории Дальнего Востока. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

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 ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Туезов И. К. Аномалия в Sq-вариациях на Средних Курильских островах. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1969.

Мардерфельд Б. Е. Аномалия вековых вариаций на территории Дальнего Востока. — В кн.: Материалы 9-й конф. по вопросам постоянного магнитного поля. Баку, 1973.

Мардерфельд Б. Е. Региональная аномалия вековых вариаций на территории Дальнего Востока. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.

Мардерфельд Б. Е., Верховский В. Н. Выявление и изучение локальных источников вековых вариаций и связь их с сильными землетрясениями. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.

Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Мороз И. П., Родионов А. В. Изучение берегового эффекта при помощи лабораторного моделирования. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

Мардерфельд Б. Е., Немцева Э. Б. Результаты МВЗ в Южно-Сахалинске. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1970.

Мардерфельд Б. Е., Проскурня В. В. Остаточные магнитные поля для модели эксцентричного диполя. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Фонарев Г. А. Определение глубины до проводящего слоя мантии при помощи наблюдения горизонтальных компонент. — «Геомагнитизм и аэрономия», 1970, № 6.

Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Фонарев Г. А. Амплитудно-фазовый метод глубинных зондирований на акваториях. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1971.

Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Фонарев Г. А. К вопросу о магнитовариационном зондировании на поверхности и на дне океана. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Цилин А. А. Влияние поверхностных

геоэлектрических неоднородностей на геомагнитные вариации. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1969.

Павлов Ю. А. Геофизические исследования на Сахалине. — В кн.: Геологич. результаты геофизич. исслед. в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967.

Павлов Ю. А. Геофизические исследования в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Геологич. результаты геофизич. исслед. в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967.

Павлов Ю. А. Оценка изостатического состояния земной коры акватории Берингова моря и прилегающей части Тихого океана по корреляционной зависимости аномалий силы тяжести от рельефа земной поверхности. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1971.

Павлов Ю. А. Оценка равновесия земной коры по изостатическим аномалиям. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Павлов Ю. А. Оценка равновесия земной коры по расчетам давлений. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Павлов Ю. А. Оценка равновесия земной коры по соотношению ее действительной и теоретической мощности. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Павлов Ю. А. Сейсмичность и изостазия. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Павлов Ю. А. О гетерогенности берингоморского шельфа, по гравиметрическим данным. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

Павлов Ю. А., Алексеев М. Д., Кочергин Е. В., Красный М. Л. Строение земной коры в южной части Охотского моря, по сейсмическим и гравитационным данным. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 35, 1975.

Павлов Ю. А., Андреев А. А., Портнягина П. В., Лютая Л. М. Результаты гравиметрических исследований в южной части Татарского пролива (Японское море). — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Павлов Ю. А., Журавлев А. В. Гравитационные аномалии и их геологическая природа в районе сочленения Сахалина и Хоккайдо. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.

Павлов Ю. А., Красный М. Л., Андреев А. А., Еремина Г. Ф., Воробьев В. М. Аномальные гравитационное и магнитное поля и структура южного шельфа о-ва Сахалин. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

Павлов Ю. А., Красный М. Л., Гимпельсон И. С. Результаты изучения неоднородностей верхней мантии Земли в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, по геофизическим данным. — В кн.: Геология, геофизика, геодезия (Тез. докл. Новосибирской конф. молодых ученых и специалистов). Новосибирск, 1966.

Павлов Ю. А., Лысков А. Н., Строев П. А. Влияние осадочного слоя Японского моря на гравитационные аномалии и изостатическое состояние земной коры. — «Морские гравиметрич. исслед.», 1976, № 9.

Павлов Ю. А., Лютая Л. М. Гравитационное влияние рельефа дна окраинных морей северо-западной части Тихого океана. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Павлов Ю. А., Лютая Л. М. Гравитационные аномалии зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

Павлов Ю. А., Марков Г. С., Попов Е. И., Андреев А. А. Результаты гравиметрических исследований в южной части западно-сахалинского шельфа. — «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1976, № 1.

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

Павлов Ю. А., Портнягина П. В. Изостатическое состояние земной коры на п-ове Камчатка. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг

(Тез. докл. 9-й сессии Науч. Сов. по тектонике Сибири и ДВ). Южно-Сахалинск, 1972.

Павлов Ю. А., Портнягина П. В. Об изостазии земной коры на Камчатке. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Павлов Ю. А., Портнягина П. В. Некоторые результаты геологической интерпретации гравитационных аномалий Приморья. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Павлов Ю. А., Портнягина П. В. Изостатическое состояние земной коры в Приморье. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 35, 1975.

Павлов Ю. А., Портнягина П. В., Семакин В. П. Изостазия и новейшие движения земной коры Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

Павлов Ю. А., Портнягина П. В., Семакин В. П. Соотношение изостазии с новейшими движениями земной коры восточной окраины Азиатского континента. — «Геол. и геофиз.», 1976, № 9.

Павлов Ю. А., Портнягина П. В., Семакин В. П. Новейшие вертикальные движения и изостазия. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Павлов Ю. А., Семакин В. П. Соотношение новейшей структуры со строением земной коры Средней и Южной Камчатки. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневост. морей. Верхняя мантия, № 9. М., «Наука», 1972.

Павлов Ю. А., Семакин В. П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны. — В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1972.

Павлов Ю. А., Семакин В. П., Туезов И. К. Изостазия и сейсмичность переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Симпозиум по проблеме «Изостазия». Тез. докл. М., 1969.

Павлов Ю. А., Сергеев К. Ф. Глубинные разломы северо-западного сектора зоны сочленения Евразийского и Тихоокеанского коро-мантийных блоков (по геофизическим данным). — ДАН СССР, 1976, т. 227, № 5.

Павлов Ю. А., Сергеев К. Ф. Курило-Камчатский глубоководный желоб. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Павлов Ю. А., Сергеев К. Ф. Окраинный океанический вал Зенкевича. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Павлов Ю. А., Строев П. А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море, по гравиметрическим данным. — В кн.: Морские гравиметрич. исслед. В. 8. М., Изд-во МГУ, 1975.

Павлов Ю. А., Сычев П. М. Гравитационные аномалии островной дуги Рюкю (Нансей) и прилегающей акватории. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 1.

Павлов Ю. А., Сычев П. М., Туезов И. К., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневост. морей. Верхняя мантия, № 9. М., «Наука», 1972.

Павлов Ю. А., Туезов И. К. Неоднородности вещества верхней мантии Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны и их связь с гравитационными аномалиями. — Докл. 15-й Генеральной ассамблеи НГГС, 1971. Симпозиум № 6. Состояние вещества в недрах Земли. М., 1971.

Павлов Ю. А., Туезов И. К. Неоднородности вещества верхней мантии в северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Симпозиум по проблеме «Физические св-ва, состав и строение верхней мантии». Тез. докл. М., 1971.

Павлов Ю. А., Туезов И. К. Результаты изучения плотностных неоднородностей верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану при трансформациях гравитационного поля в верхнее полупространство. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 33, 1972.

Павлов Ю. А., Туезов И. К., Еремина Г. Ф., Лютая Л. М., Павлова И. С., Андреев А. А. Гравитационное поле Азиатско-Тихоокеанской переходной зо-

ны, трансформированное в верхнее полупространство. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 24, 1970.

Павлов Ю. А., Юнов А. Ю. О мощности земной коры на Камчатке. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 1.

Павлов Ю. А., Юнов А. Ю. О соотношении процессов континентализации и океанизации земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Тектоника дна морей и океанов и островных дуг. 9-я сессия Науч. Сов. по тектонике Сибири и ДВ. Южно-Сахалинск, 1972.

Павлов Ю. А., Якушкин И. В. К вопросу о времени установления современного положения подошвы земной коры Японских островов. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 26, 1971.

Родионов А. В., Лаштунов Ю. П., Мардерфельд Б. Е. Градиентный метод электромагнитных зондирований на акватории в применении к модели с промежуточным слоем. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30, 1975.

Соинов В. В., Веселов О. В. Новые данные о тепловом потоке в Охотском море. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975.

Соловьев С. Л., Туезов И. К., Васильев В. И., Кочергин Е. В., Красный М. Л., Куликов А. А., Павлов Ю. А., Алексеев Б. В., Шкурченко-Величко А. И., Тютрин И. И., Таболяков А. Я., Смирнов Г. П., Радюш В. М., Кочергин А. В. Строение зал. Терпения о-ва Сахалин, по материалам комплексных геофиз. и геол. исследований. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 12.

Строев П. А., Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. Новые данные об изостазии и глубинной структуре коры Японского моря. — В кн.: Морские гравиметрич. исслед. В. 7. М., Изд-во МГУ, 1973.

Строев П. А., Павлов Ю. А., Пантелеев В. Л., Баграмянц В. О. Измерения силы тяжести в Японском море. — Труды ГАИШ, т. 8, в. 2, 1972.

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

Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — «Геотектоника», 1969, № 1.

Сычев П. М. К вопросу о строении верхней мантии. — В кн.: Геол. и геофиз. Тихоокеанского пояса. (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 25). Новоалександровск, 1970.

Сычев П. М. Островные дуги, желоба и природа глубинных процессов. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Тез. докл. 9-й сессии Науч. Сов. по тектонике Сибири и ДВ. Южно-Сахалинск, 1972.

Сычев П. М. Глубинные разломы и формирование земной коры северо-западного сектора Тихого океана. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 35, 1975.

Сычев П. М., Веселов О. В., Кочергин Е. В., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Соинов В. В. Геофизические исследования в Восточно-Китайском море. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Тез. докл. 9-й сессии Науч. Сов. по тектонике Сибири и ДВ. Южно-Сахалинск, 1972.

Сычев П. М., Снеговской С. С. Глубоководные впадины Японского, Охотского и Берингова морей. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1975.

Тихомиров В. М., Волкова Н. А. О геотермических исследованиях в скважинах. — «Разведка и охрана недр», 1969, № 7.

Туезов И. К. Геолого-геофизическая характеристика слоев земной коры Корякской, Командорской, Курильской, Камчатской зон. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1969.

Туезов И. К. Геофизические исследования дальневосточного сектора Тихоокеанского кольца. — В кн.: Геофизич. исслед. земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1969.

Туезов И. К. Глубинные геофизические исследования дальневосточного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизич. исслед. Л., «Недра», 1969.

Тузев И. К. Неоднородности верхней мантии азиатской окраины Тихого океана. — ДАН СССР, 1974, т. 219, № 1.

Тузев И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, «Наука», 1975.

Тузев И. К. Модели глубинного строения некоторых районов северо-западного сектора Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода с континентальным типом строения земной коры. — ДАН СССР, 1975, т. 220, № 6.

Тузев И. К., Веселов О. В., Воробьев В. М., Жильцов Э. Г., Захаров В. К., Кириянова Л. Г., Красный М. Л., Мардерфельд Б. Е., Оловянишников Ю. С., Павлов Ю. А., Скорикова М. Ф., Снеговской С. С., Суворов А. А., Якушко Г. Г. Схемы геофизической изученности зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 24, 1970.

Тузев И. К., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Соловьев О. Н. Распределение магнитных тел в земной коре и верхней мантии дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — «Геотектоника», 1967, № 4.

Тузев И. К., Красный М. Л., Соловьев О. А., Кочергин Е. В. О природе Восточно-Курильской магнитной аномалии. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 1.

Тузев И. К., Сычев П. М., Павлов Ю. А., Гимпельсон М. С. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Региональные геофизич. исслед. в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967.

Тузев И. К., Тараканов Р. З., Сырык И. И., Павлов Ю. А. Неоднородности вещества земной коры и верхней мантии южной части советского сектора Тихоокеанского кольца в свете геолого-геофизических данных. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 7.

Gainanov A. G., Zverev S. M., Kosminskaya I. P., Livshits M. Kh., Milashin A. P., Stroev P. A., Sychev P. M., Tuyeov I. K., Tulina Yu. V., Fotiadi E. E. Deep structure of the Earth's crust and Upper Mantle in the zone of transition from the Pacific ocean to the continent of Asia from geophysical data. — Abstracts of papers related with geophysics. Proceedings, vol. 3. The Eleventh Pacific Science Congress, Tokyo, Japan, 1966.

Gainanov A. G., Zverev S. M., Kosminskaya I. P., Livshits M. Kh., Milashin A. P., Stroev P. A., Sychev P. M., Tuyeov I. K., Tulina Yu. V., Fotiadi E. E. The crust and the Upper Mantle in the transition zone from the Pacific Ocean to the Asian continent. — Geophys. Monograph, № 12 «The crust and Upper Mantle of the Pacific area». Washington, D. C., 1968.

Krasniy M. L. Anomalous magnetic field of the North-West part of the Pacific Mobile Belt. — Island arc and marginal sea. Tokay University Press, Japan, 1971.

Pavlov Yu. A., Tuyeov I. K. Results of evaluation of gravity fields at high altitudes in the Asian — Pacific transition zone. — Island arc and marginal sea. Tokay University Press, Japan, 1971.

Sychev P. M. Upper Mantle structure and nature of deep processes in island arcs and trench systems. — Tectonophysics, vol. 19, № 4, 1973.

Tuyeov I. K., Sychev P. M., Tarakanov R. Z., Krasniy M. L. The comparative characteristics of the underground structure of folded region and the recent geosyncline of the Far East sector of Circum Pacific. — Abstracts of papers related with geophysics. Proceedings, vol. 3. The Eleventh Pacific Science Congress, Tokyo, Japan, 1966.

Tuyeov I. K., Sychev P. M., Tarakanov R. Z., Krasniy M. L. Structure of the folded areas and recent geosynclines of the Okhotsk area. — Geophys. Monograph, № 12 «The crust and Upper Mantle of the Pacific area». Washington, D. C., 1968.

МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА С ТИХИМ ОКЕАНОМ, ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

До последнего времени вопрос о мощности земной коры исследуемого региона рассматривался либо в работах сводного характера (Фотиади, Каратаев, 1963; Деменецкая, 1967; Борисов, 1967; Беляевский, 1974; и др.), либо в работах, посвященных отдельным районам («Строение земной коры...», 1964; Беляевский, Борисов, 1964; Туезов, 1969; Лишневецкий, 1969; Павлов, Юнов, 1970; Беляевский, Родников, 1971; Павлов, Строев, 1975; Kamijima, Aki, 1963; Kamijima, 1964; 1966; и др.). При этом схемы мощности коры строились по различным принципам с использованием различных материалов (сейсмология, ГСЗ, гравиметрия и их комплексный анализ) и характеризовались неодинаковой деятельностью.

Нами построены схемы глубин залегания подошвы и мощности коры для всей зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном (рис. 1, 2). Для их построения использовались современные сейсмические и гравиметрические данные.

Для определения мощности земной коры данного района использовалась карта аномалий силы тяжести в редукции Буге, осредненных по квадратам 1° долготы $\times 1^\circ$ широты. Такое осреднение позволяет в некоторой степени исключить гравитационное влияние локальных внутрикоровых плотностных неоднородностей и выделить региональную составляющую, обусловленную изменением мощности земной коры в целом. Естественно, в составе выделенного таким образом регионального фона могут оказаться и аномалии, обусловленные менее глубинными факторами, но имеющие достаточно большие размеры (не менее 60—100 км в поперечнике). Это обстоятельство частично искажает информацию о подошве коры. Однако мощность земной коры по гравитационному полю, освобожденному от локальных аномалий, можно определить более достоверно, чем непосредственно по наблюдаемому:

$$H_m = H_0 - \frac{\Delta g h^*}{2\pi f \sigma_k} - h,$$

где H_m — мощность земной коры; H_0 — мощность коры, соответствующая нулевым значениям аномалий Буге; f — гравита-

ционная постоянная; σ_k — разность плотностей коры и верхней мантии; Δg_H — осредненные значения аномалий Буге; h — глубина моря. На основании корреляционных соотношений осредненных аномалий в редукции Буге с мощностью коры, определенной по наиболее уверенным данным исследований на суше и на море, величина H_0 для суши и шельфов окраинных морей 33 км, для глубоководных котловин и желобов 30 км. Разность плотностей на основании экспериментально установленных зависимостей скорости распространения сейсмических волн от плотности горных пород принята равной 0,4 г/см³.

Эта эффективная плотность на границе Мохоровичича, видимо, наиболее приемлема как средняя для расчетов с постоянной разницей плотностей коры и мантии.

Как показали предыдущие исследования (Ващилов и др., 1969; Гайнанов и др., 1974), возможные вариации плотностей коро-мантийных блоков на большей части окраинных морей могут составлять, вероятнее всего, около 0,04 г/см³, а в районе подводных возвышенностей — 0,06—0,07 г/см³. Это может обусловить ошибки определения мощности коры в первом случае на 10% и во втором — на 15—20%. В районах глубоководных желобов, где мантия на 0,1—0,2 г/см³ плотнее, эффективная плотность коры выбиралась с учетом этого обстоятельства.

Такие эффективные плотности на границе коры и мантии при использованной методике вычислений дают хорошее совпадение расчетных значений с уверенными сейсмическими данными о глубине залегания подошвы коры в районе исследований. Расхождения не превышают 2—3 км, что вполне сопоставимо с точностями обоих методов (Павлов, Строев, 1975).

Сейсмические работы последних лет убедительно показали, что в ряде случаев четкая граница между земной корой и верхней мантией отсутствует и наблюдается переходная зона с постепенным изменением упругих и плотностных свойств. Как следует из рассмотрения отдельных разрезов земной коры, мощность такого переходного слоя может достигать 10 км и более. Очевидно, это является одной из основных причин значительного разброса значений коры, определяемых по данным ГСЗ. При выбранной нами методике определения мощности коры переходный слой между корой и мантией заменяется некоторой средней «эффективной» границей с равнозначным гравитационным влиянием. В случае малой мощности или при отсутствии переходного слоя плотностной раздел хорошо совпадает с границей Мохоровичича, а в других случаях располагается примерно в середине переходного слоя.

В результате проведенных исследований установлено, что общей чертой для зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном является воздымание подошвы и соответственно уменьшение мощности коры от 40—36 (на континенте) до 9—4 км (в Тихом океане).

В континентальных районах, а также на Сахалине и Японских островах, рельеф подошвы коры, образующий ряд пологих обширных погружений и поднятий площадью от нескольких сотен до тысяч квадратных километров при амплитуде 3—5 км, сравнительно слабо дифференцирован. Мощность коры изменяется от 30 до 40 км. Область Тихого океана также характеризуется слаборасчлененным рельефом подошвы коры, залегающей на глубинах 8—15 км, что соответствует мощности коры 4—9 км, за исключением района Императорских гор и о-вов Нампо, где подошва коры погружается до 18—24 км, а ее мощность возрастает до 15—20 км. Следует отметить также воздымание подошвы и соответственно уменьшение мощности коры на 2—4 км в районах окраинных валов.

Переходная зона от континента к океану (между Чукотско-Катазиатским вулканогенным поясом и окраинными валами) характеризуется наиболее резкими изменениями. Минимальные глубины залегания подошвы коры в пределах окраинных морей приурочены к глубоководным котловинам. По сейсмическим данным, во всех котловинах Берингова моря (Алеутской, Командорской и Бауэрса) до границы Мохоровичича зарегистрированы глубины в 13 км. По гравиметрическим данным, в котловинах Командорской и Бауэрса глубины залегания подошвы земной коры около 15 км, а в Алеутской уменьшаются до 12 км, что при глубине дна 4 км соответствует мощностям коры 11 и 9 км. Особенностью Алеутской котловины является наличие в ее юго-восточной части локального прогиба подошвы коры размером 200×50 —75 км, простирающегося в субширотном направлении (Павлов, Строев, 1975). Амплитуда этого прогиба и соответственно увеличение мощности коры в его пределах около 3 км. Западная часть описываемого прогиба подошвы коры примыкает к крупному прогибу ее верхних слоев на склоне хр. Бауэрса, однако в целом они не совпадают и примыкают друг к другу под острым углом. Наличие этого локального утолщения коры в Алеутской котловине подтверждается сейсмическими данными по двум профилям ГСЗ (Shor, 1964; Ludwig e. a., 1971).

В Курильской котловине Охотского моря подошва коры залегает на глубине 15—18 км, что соответствует мощности 12—15 км. Характерной особенностью этого района является приуроченность поднятия границы Мохоровичича к средней части Курильской островной дуги, за счет чего участок пониженной мощности коры котловины непосредственно соединяется с областью малых мощностей коры Тихого океана.

В Японском море, в северо-восточной части Центральной котловины, минимальная мощность земной коры 11—12 км, тогда как для большей части этой котловины характерна мощность коры 13—15 км. В котловине Хонсю толщина коры увеличивается до 15—18 км.

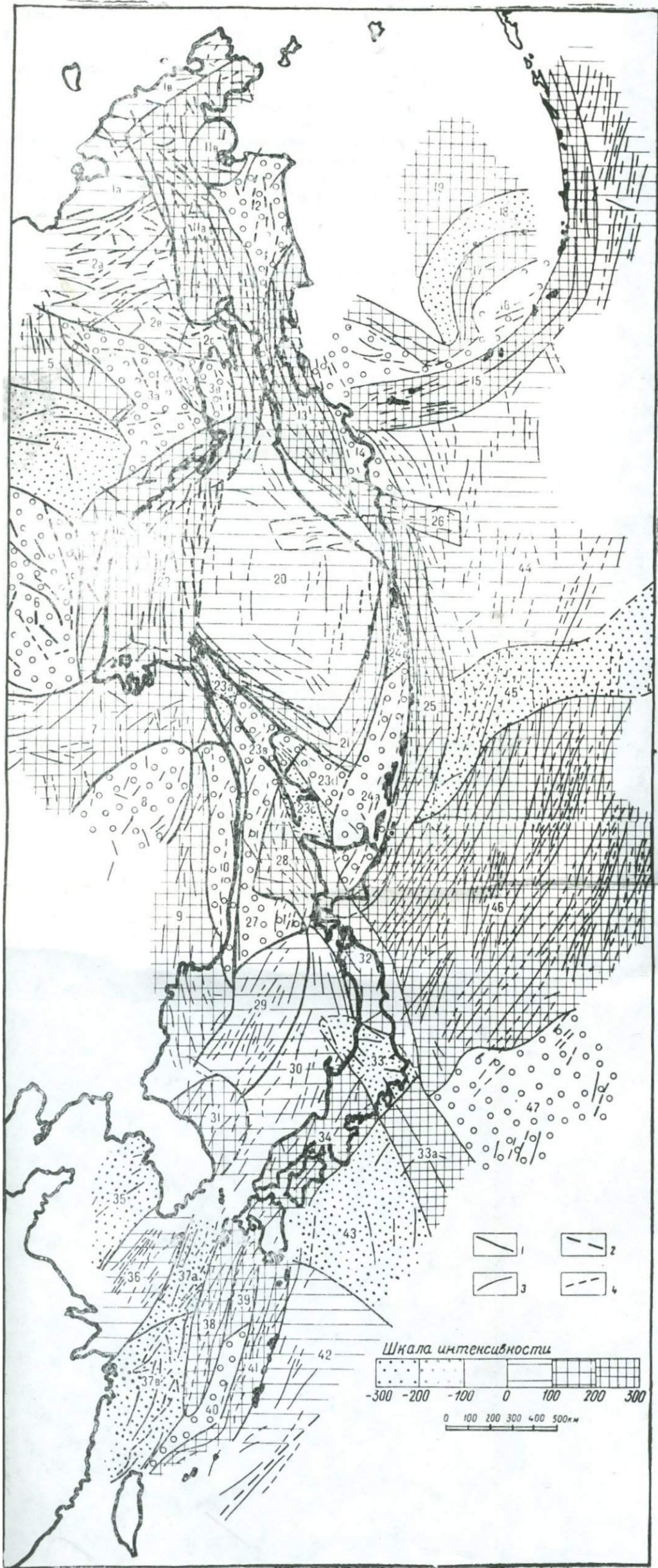


Схема районирования магнитного поля ДТ северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса: 1 — уверенная граница зон; 2 — неуверенная граница зон; 3 — оси положительных аномалий; 4 — оси относительно отрицательных аномалий

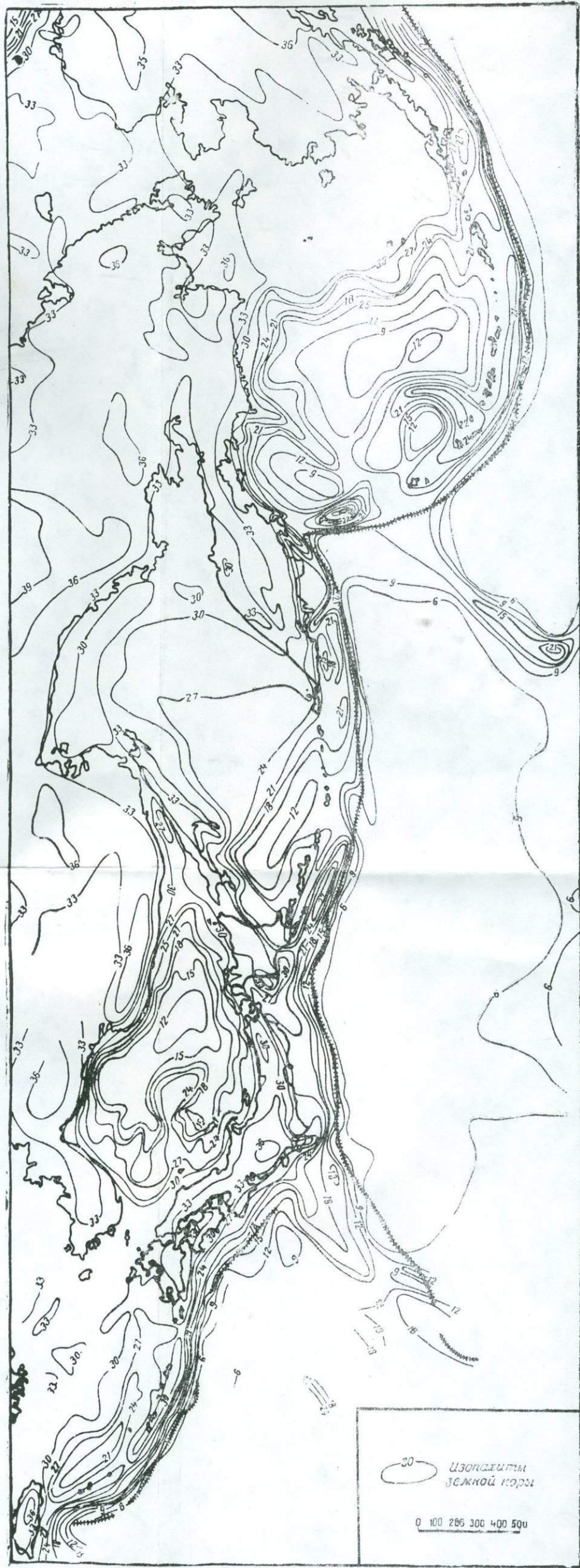


Рис. 2. Схема мощности земной коры, по сейсмическим и гравиметрическим данным

Котловина Окинава Восточно-Китайского моря отличается резким увеличением мощности до 21—25 км при глубинах залегания подошвы коры 24—27 км.

В пределах континентальных склонов при переходах от глубоководных котловин к шельфам и суше устанавливается резкое погружение подошвы коры с углами наклона до 10° .

В Беринговом море в направлении Камчатского и Корякского побережий подошва коры резко погружается до 30—35 км, а в направлении шельфа северной и восточной частей моря — до 27 км. Мощность коры соответственно возрастает от 9—11 до 27—30 км. На прилегающих участках Камчатки, Корякского нагорья и Аляски мощность земной коры возрастает до 33—36 км, а на шельфе, в северной части Берингова моря (в пределах плиты Дежнева), мощность ее 27—30 км.

В Охотском море, на склоне Курильской котловины, мощность коры резко возрастает от 18 до 24 км в сторону шельфа. В глубоководной южной части шельфа отмечена область пониженной мощности коры (24—27 км), которая от района впадины Дерюгина клинообразно расширяется в сторону Курильской котловины. На остальной части шельфа мощность коры 28—30 км. Особенностью северной части охотоморского шельфа является локальное поднятие подошвы коры на 2—4 км (до 26—30 км) в районе Северо-Охотского прогиба.

По периферии Японского моря мощность коры также резко возрастает в сторону континента и Японских островов. При этом по направлению к континенту градиент увеличения мощности в 2—3 раза больше. Следует отметить, что по результатам сейсмических наблюдений, выполненных Институтом океанологии АН СССР в 1964 г., при приближении к континенту, выявлено локальное поднятие границы Мохоровичича, связанное, по видимому, с разломом. Эти данные подтверждены работами в области Приморья и Татарского пролива. Однако на составленной нами схеме мощности коры это поднятие не отмечено, вероятно, за счет осреднения аномального поля из-за недостаточной густоты сети наблюдений (рис. 2).

В Восточно-Китайском море перепад мощности коры от глубоководной котловины к шельфу характеризуется меньшими величинами (3—5 км). В пределах шельфа подошва коры залегает на глубине около 30 км, образуя лишь локально прогибы до 33 км. Характерно увеличение глубины залегания подошвы коры под крупными подводными возвышенностями Бауэрса, Ширшова и Ямато до 27 км и соответственно мощности коры до 25—26 км. Заслуживает внимания то, что в рельефе границы Мохоровичича отчетливо проявляется связь поднятия Ямато с о-вом Хэнсю. Выявляются также локальные увеличения мощности коры на 2—4 км под подводными хребтами, расположенными между Центральной котловиной и п-овом Корея.

В районах островных дуг и глубоководных желобов наибо-

лее резко дифференцирован рельеф подошвы и мощность земной коры. Под Алеутской островной дугой подошва коры залегает на глубинах от 21 км в центральной части дуги до 27—30 км на флангах. При этом максимальный прогиб подошвы коры сдвинут от островной дуги в район северного склона глубоководного желоба, где подошва коры залегает на 3—4 км глубже, чем под дугой. В районе осевой части и южного склона желоба подошва коры резко воздымается до глубины 12 км, что соответствует мощности коры 6—7 км.

В пределах Курило-Камчатской островной дуги по мощности коры отчетливо выделяются три звена — Северное, Южное и Центральное. Под Северным и Южным звеньями мощность 18—27 км (она уменьшается от флангов к центру дуги) и под Центральным звеном сокращается до 12—15 км. Под смежным желобом наименьшие глубины залегания подошвы коры (12—15 км) и минимальная мощность (5—9 км) также устанавливается в его центральной части. Глубина залегания подошвы коры под флангами желоба возрастает, соответственно до 24—30 км, мощность в северной части 21 км, в южной — 27. При этом максимальное утолщение коры располагается под западным склоном желоба.

Показательно, что увеличение мощности коры на флангах и уменьшение ее в центральной части структуры против среднего звена Курильских островов устанавливается в районах как Курильского островного поднятия (островной дуги) и Курило-Камчатского глубоководного желоба, так и окраинного океанического вала Зенкевича. Столь отчетливо проявляющаяся закономерность в характере изменения мощности земной коры всех упомянутых структурных элементов, видимо, обуславливается наличием здесь поперечной по отношению к Курильской островной системе и, вероятно более молодой, тектонической структуры. Не исключено, что возникновение и развитие этой глубинной структуры обусловлено особенностями тектонического режима Курильской островной системы на новейшем этапе развития.

В Японском желобе наибольший градиент изменения мощности земной коры наблюдается в его южной части, на широте Токио. Мощность коры этого желоба 18—27 км под западным склоном и 6—18 км под осевой частью и восточным склоном.

Желоб Нансей характеризуется мощностью 6—30 км, при этом максимальный прогиб коры также приурочен к склону желоба со стороны островной дуги.

В целом при анализе рельефа подошвы и мощности земной коры Берингова, Охотского, Японского и Восточно-Китайского морей отмечены общие характерные черты: приуроченность минимальных глубин к глубоководным котловинам, резкое погружение подошвы под их склонами, увеличенная мощность под подводными возвышенностями, смещение прогиба коры под

склон глубоководного желоба, прилегающий к островной дуге, и др. Эти черты свидетельствуют о единой генетической природе и путях развития земной коры в дальневосточных окраинных морях.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. «Недра», 1974.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — «Сов. геол.», 1964, № 9.
- Беляевский Н. А., Родников А. Г. Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей. Ст. 2. Дальневосточные моря и вулканогенные пояса. — «БМОИП. Отд.-ние геол.», 1971, т. 14, № 2.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР, по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
- Ващилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии, по гравиметрическим данным, в Японском, Охотском и Беринговом морях. — В кн.: Морские гравиметрич. исслед. В 4. Изд.-во МГУ, 1969.
- 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.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Лишневский 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.
- Павлов Ю. А., Строев Н. А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море, по гравиметрическим данным. — В кн.: Морские гравиметрич. исслед. В 8. Изд.-во МГУ, 1975.
- Павлов Ю. А., Юнов А. Ю. О мощности земной коры на Камчатке. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 1.
- Строение земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
- Туезов И. К. Геофизические исследования дальневосточного сектора Тихоокеанского кольца. — В кн.: Геофизич. исслед. земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. — Геофизич. сб., № 1 (Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20). Южно-Сахалинск, 1969.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока, по данным региональных геофизических исследований. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 10.
- Kaminuma K., Aki K. Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves. Part 2. Rayleigh waves from the Aleutian shock of Marth 9, 1957. — Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 41, № 1, 1963, p. 217—241.
- Kaminuma K. Crustal Structure in Japan from the Phase Velocity of Rayleigh Waves. Part 3. Rayleigh Waves from the Mindanao Shock of September 24, 1957. — Bull. Earthq. Res Inst., Univ. of Tokyo, vol. 42, 1, March, 1964, p. 19—39.
- Kaminuma K. The crust and upper mantle structure in Japan. — Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, vol. 44, № 2, 1966, p. 481—518.
- Ludwig W. J., Murauchi S., Den N., Ewing N., Hotta H., Houtz R. B., Yoshii T., Hagiwara K., Sato T., Ando S. Structure of Bowers Ridge, Bering Sea. — «Journ. Geoph. Res.», vol. 76, № 26, 1971, p. 6350—6366.
- Shor G. G. Structure of the Bering Sea and the Aleutian Ridge. — «Marine Geology», vol. 1, № 3, 1964, p. 213—219.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРА АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

В настоящее время получен значительный объем данных о распределении геомагнитного поля в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Эти сведения позволили составить сводные карты магнитных аномалий (Кочергин и др., 1970; Красный и др., 1972) и проанализировать региональные черты аномального магнитного поля путем районирования его по характерным качественным и количественным признакам. При этом учтены сведения о распределении геомагнитного поля на акваториях Тихого океана и окраинных морей, полученные в последние годы и не вошедшие в сводные карты (Шимарев, Гуревич, 1970; Кочергин, Красный, 1973; Васильев и др., 1972; Соловьев и др., 1974; Косыгин и др., 1975; Tomoda e. a., 1968; Wageman e. a., 1970; Peter e. a., 1965; Peter, 1965; Heyes e. a., 1968; Kienly, 1971; Larson e. a., 1972).

Методика районирования аномального магнитного поля сводилась к выделению зон, или «магнитных провинций», по характерным морфологическим и структурным признакам, интенсивности и дифференцированности поля, ориентировке аномалий, распределению их по площади, преобладанию знака и др., а также учитывались форма, размер и амплитуда аномалий, которые дают сведения об особенностях геологического строения, глубинности структур, контактных границах и т. д.

По указанным выше признакам в пределах рассматриваемого региона выделяется 47 магнитных зон (провинций), часть из которых подразделяется на зоны второго порядка или подпровинции (см. рисунок).

Зона 1 расположена на севере п-ова Чукотка, простираясь вдоль побережья Северного Ледовитого океана, и характеризуется слабодифференцированным слабоположительным аномальным магнитным полем (1а, 1б). Аномалии изометричные, небольших поперечных размеров. Ориентированы они в большей мере субортогонально к побережью Северного Ледовитого океана. Относительно более дифференцированным полем представлены восточная часть зоны (1б), что, по-видимому, обусловлено более интенсивным проявлением магматизма. Максималь-

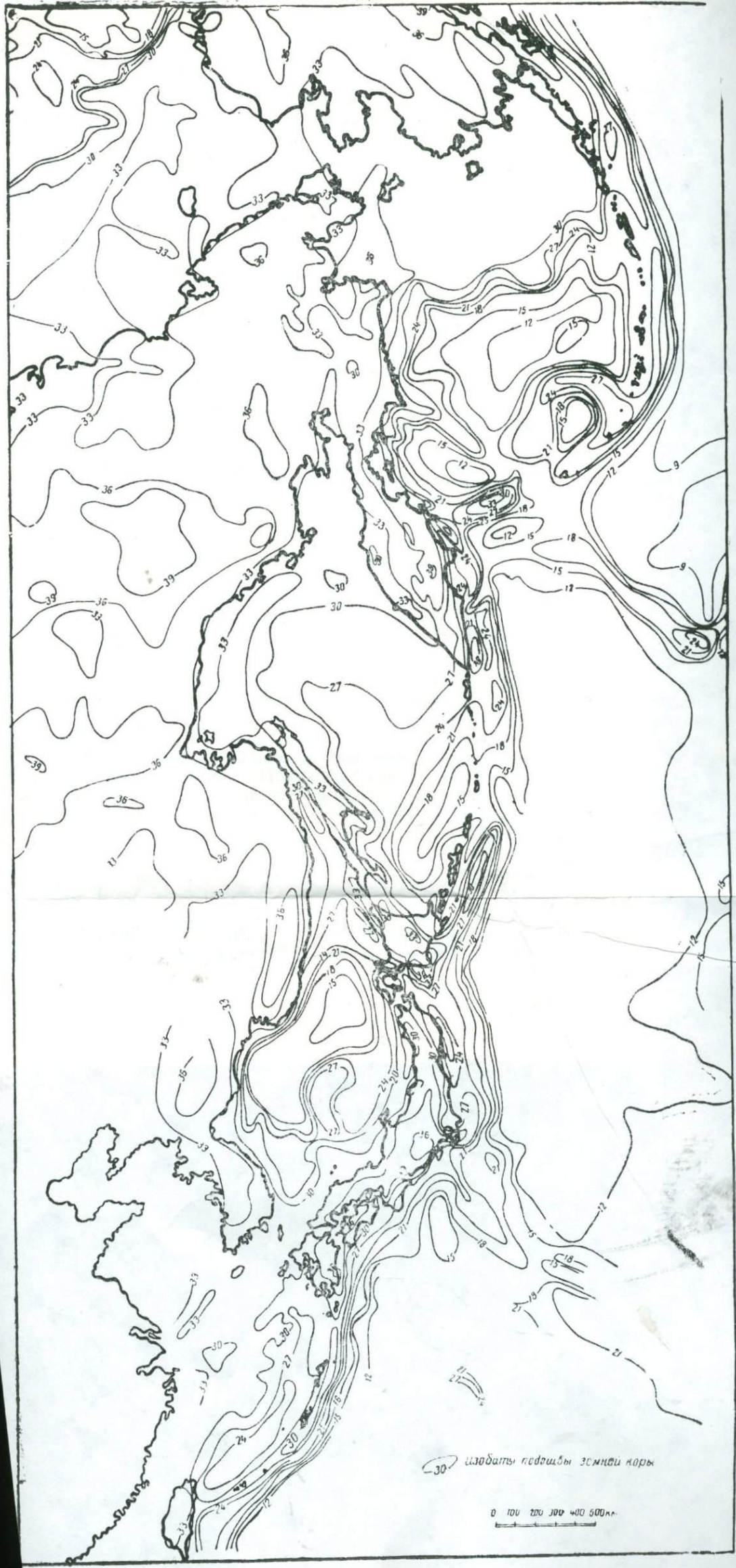


Рис. 1. Схема глубины залегания подошвы земной коры

ные возмущения поля ΔT приурочены к Чукотскому массиву (Геологическое строение ..., 1966).

Зона 2 с юго-запада граничит с зоной 1 и представлена знакопеременным полем с преобладанием четких положительных аномалий. Простираения аномалий разнообразны с некоторым преобладанием субширотных. В целом они соответствуют простираениям основных геологических структур. Зона охватывает частично Олойскую впадину, Омолонский массив и северо-запад Тайганосского массива. В ее пределах отмечены значительные проявления мезозойско-кайнозойского эффузивного и интрузивного магматизма. Среди интрузивов наиболее развиты гранитоидные комплексы. Большие контрасты магнитных свойств пород, видимо, и обусловили довольно сложный характер аномального магнитного поля этой зоны.

По параметрам аномалий и их простираениям зона разделяется на три подзоны. Подзоне 2а отвечают преимущественно линейные, относительно протяженные (до 200 км) аномалии, хорошо выдержанные по простираению. Подзона 2б, соответствующая в плане Омолонскому массиву, характеризуется менее протяженными аномалиями. Приблизительно такой же порядок имеют аномалии подзоны 2с, однако здесь наблюдается появление аномалий меридионального простираения.

Зона 3 характеризуется преимущественно отрицательным полем, средней интенсивности. Она включает юго-восточную часть Яно-Колымской синклинали и примыкающую к ней часть Колымского срединного массива. По характеру аномалий зона подразделяется на две подзоны. Аномальное магнитное поле подзоны 3а менее дифференцировано, поле подзоны 3б построено более сложно. На стыке подзон отмечается довольно резкая смена простираений аномалий. Вместо общих северо-западных в подзоне 3б появляются северо-восточные, согласующиеся с простираениями аномалий смежного Восточно-Азиатского вулканического пояса.

Зона 4, выраженная менее интенсивным отрицательным полем, охватывает центральную часть Яно-Колымской синклинали и частично Охотский массив. На общем отрицательном фоне аномальной зоны Охотский массив выделяется областью относительно повышенных значений напряженности аномального магнитного поля. Положительные аномалии в пределах зоны 4 линейно простираются в северо-западном направлении, согласуясь с простираением тектонических элементов. В смежной области зоны 3 эти простираения аномалий выдерживаются, однако происходит смена знака.

Зона 5 характеризуется высоким положительным магнитным фоном. В плане ей отвечает Зырянская впадина. Отмечено значительное количество как поверхностных, так и глубинных разломов. Развиты магматические комплексы, среди которых видное место занимают вулканические породы верхней юры,

ареальные субвулканические тела дацитовых и липаритовых порфиров верхней юры и гранитоидные интрузивные массивы поздней юры и раннего мела. Простираание аномалий хорошо согласуется с простираанием упомянутых комплексов.

Зона 6 представлена преимущественно отрицательным полем. Она включает восточную область Алданского щита. Здесь не отмечаются особо интенсивные возмущения напряженности, но субмеридиональное простираание аномалий выдержано довольно четко. По Л. А. Ривошу (Геологическое строение..., 1966), простираание магнитных аномалий в пределах Алданского щита обусловлено структурными особенностями докембрийского фундамента.

Зона 7 соответствует складчатым сооружениям Становика и Монголо-Охотского пояса. Здесь по сравнению с вышеописанной зоной происходит резкая смена знака и простирааний магнитных аномалий на субширотные. Интенсивные положительные аномалии обусловлены эффузивами и интрузивами преимущественно основного состава (Геологическое строение..., 1966; Павлов Парфенов, 1973). Восточная граница зоны четко не устанавливается, однако есть основание предполагать, что Шантарские острова также принадлежат этой зоне.

Зона 8 представлена в основном слабоотрицательным слабодифференцированным полем, в большей мере изометричными аномалиями; в плане отвечает структурам Хабаровской впадины и частично Буреинского прогиба.

Зона 9 выражена полем положительных аномалий средней интенсивности и соответствует структурам Сихотэ-Алинского антиклинория. Аномалии обусловлены в основном кайнозойскими и мезозойскими эффузивами среднего и основного состава.

Зона 10 в плане отвечает Сихотэ-Алинскому синклинорию, характеризуется отрицательным магнитным фоном, что, по видимому, обусловлено преобладанием в разрезе продуктов преимущественно кислого магматизма. С востока эту зону контролирует интенсивная положительная линейная аномалия, простирающаяся вдоль Приморского побережья.

Аномальные магнитные зоны 1--10 расположены в пределах области докайнозойской складчатости. С восточной стороны они срезаются Восточно-Азиатским вулканогенным поясом, который связан с крупными глубинными разломами, разграничивающими внутреннюю (континентальную) и внешнюю (приокеаническую) зоны северо-западной части Тихоокеанского пояса (Геологическое строение..., 1966). В аномальном магнитном поле этому вулканогенному поясу соответствует зона 11, представленная интенсивными положительными максимумами, ориентированными преимущественно согласно простираанию вулканогенного пояса. Однако для аномалий более низкого порядка устанавливаются оси других направлений, в

частности северо-западных или субмеридиональных, зачастую согласующихся с простираниями смежных областей мезозойско-кайнозойской складчатости.

Поле зоны 11 сильно дифференцировано, характеризуется пестрым «мозаичным» рисунком изодинам напряженности. Основными причинами, вызывающими сложную интерференционную картину поля, являются чрезвычайная изменчивость магнитной восприимчивости пород и относительно неглубокое залегание магнитовозмущающих объектов магматического происхождения.

На северо-восточном окончании вулканогенного пояса выделена подзона 11b, соответствующая положению Анадырской наложенной впадины. Характер поля этой подзоны несколько отличается от аномального магнитного поля вулканогенного пояса по простиранию аномалий и их параметрам. Здесь наблюдаются черты, присущие как подзоне 11a, так и зоне 12.

Зона 12 простирается от Пенжинской губы до юга Анадырского залива и представляет собой как бы линейную депрессию в аномальном магнитном поле, которая отделяет зону интенсивных положительных аномалий Восточно-Азиатского вулканогенного пояса от сходного по характеру поля Корякского нагорья.

Зона 13 простирается вдоль центрального Камчатского разлома в северо-восточном направлении, включая наиболее молодую часть Корякского нагорья — Олюторский прогиб. Магнитные аномалии здесь высокоинтенсивные (до 700 γ), четко ориентированы вдоль разлома и безусловно генетически связаны с интрузивной и эффузивной деятельностью этого региона.

Зона 14 преимущественно отрицательного знака. Включает восточную прибрежную область п-ова Камчатка. Аномалии здесь не имеют четко выраженных простираний. Зоне соответствует область современного и четвертичного вулканизма. Общий отрицательный магнитный фон, видимо, следует в основном связывать с глубинными магнитными особенностями земной коры.

Аномальное магнитное поле Берингова моря характеризуется системой протяженных знакопеременных зон, в целом отвечающих геоморфологическим особенностям дна (см. рисунок).

Зона 15 характеризуется высокоинтенсивными положительными аномалиями, простирается вдоль внешнего края Алеутской островной дуги. Простирания локальных максимумов соответствуют общему простиранию зоны, а соответственно и структурных элементов островной дуги. Сами острова Алеутской гряды в большей мере принадлежат этой зоне.

Зона 17 соответствует структурам поднятий Ширшова и Бауэрса и также характеризуется полем положительного знака, однако несколько меньшей интенсивности. Аномалии поднятий

сопрягаются, что может говорить об их генетическом единстве.

Зона 16 расположена между зонами 15 и 17, представлена отрицательными аномалиями интенсивностью 200—500 γ. Она приурочена в основном к котловине Бауэрса. Пониженные значения магнитного поля в этой зоне обусловлены, по-видимому, значительной мощностью немагнитных осадков и слабой магнитностью консолидированного фундамента.

Зона 18 облекает хр. Бауэрса. Характеризуется таким же отрицательным магнитным полем, как и зона 16. В плане совпадает с мощным (около 8 км) захороненным осадками прогибом, который отчетливо выявляется по сейсмическим и гравиметрическим данным (Shog, 1964; Ludwig e. a., 1971; Павлов, Строев, 1975). По-видимому, значительной мощностью этих осадков и объясняются низкие значения магнитного поля в этой зоне.

Зона 19 охватывает северо-восточную часть Алеутской глубоководной котловины, в том числе смежный с ней склон плиты Дежнева, и характеризуется среднеинтенсивным положительным аномальным магнитным полем. Характер аномалий, их параметры, интенсивность и форма здесь в большей мере свидетельствуют о положении магнитных источников в пределах нижних горизонтов земной коры.

Охотско-Курильский регион характеризуется наличием двух планов простирающихся магнитных аномалий (северо-восточного и меридионального; см. рисунок), которые с юго-запада как бы облекают по периферии слаболожительную зону 20, ассоциируемую с областью погружения Охотоморской плиты (Красный, 1956). Аномалии в пределах зоны преимущественно изометричные, неопределенных простирающихся. В эту зону входит также западная часть п-ова Камчатка, что говорит о ее генетической принадлежности к Охотоморской плите. Наличие двух планов простирающихся аномальных зон, по-видимому, обусловлено простирающимися двух островных систем: Курило-Камчатской и Японо-Сахалинской.

Зона 21 представлена двумя «ветвями» интенсивных геомагнитных аномалий, простирающихся одна вдоль восточного борта о-ва Сахалин, другая — к юго-западу от побережья п-ова Камчатка, вдоль северо-западного борта Курильской котловины. В своей южной оконечности «ветви» сопрягаются. С одной стороны, они обрамляют погружения Охотоморской плиты, с другой — входят в систему элементов магнитного поля соответственно Японо-Сахалинской и Курильской островных систем. Первое обстоятельство в основном и послужило основанием для объединения этих «ветвей» в одну общую зону. Большинство исследователей связывают ее с глубинными разломами или зонами глубинных разломов.

Зона 22 характеризуется полем преимущественно положительных линейных аномалий, простирающихся которых согласуются

с простираем как смежной части Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, так и простираем аномалий смежной зоны 20. Однако линейность аномалий в этой зоне выражена относительно четче.

Зона 23 включает о-в Сахалин. В аномальном магнитном поле она представлена областью регионального минимума, подразделяющейся на четыре подзоны. Северная часть острова и частично примыкающая область Татарского пролива, выраженные преимущественно слабоотрицательным аномальным магнитным полем, составляют подзону 23а. Центральная часть острова и смежная область Татарского пролива, относящиеся к подзоне 23в, характеризуются более глубоким минимумом. Южная часть острова в свою очередь делится на две подзоны — 23с и 23д. В пределах зоны 23 встречаются аномалии как изометричные, так и линейные. Основное направление простираем меридиональное, но встречаются и широтные, в основном в центральной части острова. Деление аномальной зоны на три части субширотными границами, видимо, отражает особенности глубинного строения и геологического развития острова.

Зона 24, состоящая из двух подзон, в своей большей части характеризуется полем отрицательного знака, практически без резких осложнений. Подзона 24а включает Курильскую котловину и южную часть Большой Курильской гряды. В пределах котловины аномалии преимущественно изометричные, ближе к островам они принимают линейный характер. Аномалии более мелкого порядка носят характер осложнений и обусловлены строением верхней части земной коры. Подзона 24в, приуроченная к северной группе Курильских островов, также в основном характеризуется отрицательным фоном. Его природа носит преимущественно глубинный характер. Основными факторами, определяющими знак поля, могут быть строение земной коры и верхней мантии, их петрохимический состав, условия и характер магматизма, что в свою очередь связано с основностью первичной магмы. Непосредственно в районе Курильской островной дуги на формирование регионального фона магнитного поля заметное влияние оказывает, по-видимому, изменение глубины залегания и мощности базальтового слоя (Красный, Кочергин, 1975а, б).

Зона 25 простирается с внешней стороны Большой Курильской гряды более чем на 1500 км и представлена областью высокоинтенсивных положительных аномалий. По своему характеру и взаимоотношению со структурами островной системы она очень схожа с аномальной зоной, простирающейся вдоль внешнего борта Алеутской островной дуги. Зона выражена пологой слабодифференцированной аномалией интенсивностью до 900 γ и шириной до 200 км, осложненной протяженными линейными аномалиями поперечных размеров 20—40 км. Природа аномалии носит глубинный характер. Одной из возможных при-

чин ее существования являются особенности строения земной коры, и в частности, как в зоне 24, базальтового слоя (Кочергин и др., 1972; Красный, Кочергин, 1975 а, б).

Зона 26, срезая на северном окончании зону 25, характеризуется полем магнитных аномалий средней интенсивности. Простираения аномалий в ее пределах имеют северо-западное направление и не согласуются с таковыми в смежных областях. В океане она прослеживается за пределами глубоководного Курило-Камчатского желоба. На территории п-ова Камчатка ей соответствуют структуры Начикинского прогиба, имеющего наложенный характер. Со стороны Охотского моря этой зоне соответствует менее выраженный магнитный аналог с подобными простираениями аномалий. Однако по своему положению он несколько смещен на юг по оси Главного Камчатского разлома. По-видимому, эта зона обусловлена крупными нарушениями субширотного простираения.

Аномальное магнитное поле Япономорского региона характеризуется аномалиями с менее выраженными простираениями. Преобладающим знаком является положительный. Отрицательный знак отмечается лишь в северной части Япономорской геосинклинальной котловины в пределах зоны 27. С востока к ней примыкает зона 28 положительного знака средней интенсивности. Аномалии здесь в основном имеют меридиональное простираение и хорошо согласуются с простираением аномалий в пределах смежной области о-ва Хоккайдо.

Зоны 29 и 30 расположены соответственно в центральной и юго-восточной частях Японского моря, характеризуются знакопеременным полем с преобладанием положительного знака. Однако интенсивных аномалий здесь не наблюдается. Простираения аномалий в зоне 29 имеют северо-восточное направление, в зоне 30 северо-восточная тенденция сохраняется, однако прибрежные аномалии искривляются в северо-западном направлении в соответствии с поведением береговой черты.

Зона 31 охватывает акваторию юго-запада Японского моря, примыкающую к п-ову Корея, и выражена полем преимущественно положительных изометричных аномалий средней интенсивности. Направления простираений аномалий нечетки, но общая северо-восточная тенденция выдерживается. Эта зона, по-видимому, отражает распространение под водной толщей древних комплексов Сино-Корейского массива.

Японский архипелаг выражен положительным по знаку полем резко дифференцированных, разноориентированных аномалий, характерных в общем для районов активной современной магматической деятельности.

Северная часть о-ва Хонсю и западная часть о-ва Хоккайдо (комплекс Хидака) охватываются зоной 32 с полем средней интенсивности. Более высоким фоном обладают юго-западная часть о-ва Хонсю, а также Кюсю и Сикоку, соответствующие

зоне 34. И здесь следует отметить, что комплекс пород Юго-Западной Японии характеризуется большим возрастом и большей основностью пород. По-видимому, в характере поля нашли свое отражение различия в геологическом строении и истории развития южной и северной частей Японского архипелага.

Зона 33 преимущественно отрицательного знака расположена между зонами 32 и 34 и приурочена к разлому Фасса-Магна. Аномалии здесь не отличаются большой протяженностью, а их простирания получают новое направление — поперечное к Японской островной дуге.

Преимущественно по последнему признаку продолжением этой зоны можно считать подзону 33а, однако она характеризуется полем положительного знака. В то же время по простиранию аномалий, дифференцированности поля, по соотношению в плане можно предполагать их генетическую общность.

Восточно-Китайское море характеризуется наличием ряда субпараллельных аномальных зон, ориентированных вдоль островной дуги Рюкю.

Зона 35 включает часть бассейна Желтого моря и выражена слабоотрицательным аномальным полем. Более интенсивным и дифференцированным является поле зоны 36. Аномалии простираются вдоль зоны в северо-восточном направлении и имеют четкую линейную выраженность. Этой зоне соответствуют структуры массива Фукьен-Рейнан, являющегося фрагментом Восточно-Азиатского вулканогенного пояса (Wagenaar *et al.*, 1970; Тектоника Евразии, 1966).

Зона 37, выраженная областью слабоотрицательного знака и разделяющаяся на подзоны — 37а и 37б, примыкает к зоне 36 с юго-восточной стороны. Первая, или северная, подзона характеризуется более выдержанным простиранием аномалий, соответствующим общему региональному плану. В южной подзоне простирания аномалий носят многоплановый характер, но преобладающее направление для обеих зон общее. Зона охватывает частично шельф Восточно-Китайского моря и Тайваньский бассейн.

Зона 38 характеризуется интенсивным резкодифференцированным полем положительных аномалий, наличием многочисленных аномалий второго порядка, носящих характер осложнений. Она отвечает Тайвано-Синцзинской складчатой зоне (Wagenaar *et al.*, 1970), представляющей морфологически слабовыраженный, перекрытый осадками хребет, простирающийся вдоль края шельфа Восточно-Китайской плиты.

Зона 39 выражена отрицательным полем средней интенсивности. В плане ей отвечает глубоководная котловина Окинава. Поле здесь относительно однородно, без каких-либо локальных возмущений.

Зона 40. В северном направлении знак и характер поля

зоны 40 резко изменяются. Поле приобретает черты, свойственные смежным областям Тайвано-Синцинской складчатой зоны и архипелага Рюкю. Эта общность в основном выражена в знаке, направлении простираций и характере осложнений аномалий, присущих преимущественно областям активного вулканизма.

Зона 41 включает внешний и внутренний хребты Рюкю, которым в пределах Японского архипелага соответствует внешняя зона Юго-Западной Японии, характеризующаяся четвертичным вулканизмом. Вулканическая деятельность отражается в аномальном магнитном поле в виде локальных осложнений. Региональный же положительный фон зоны обусловлен глубинными факторами.

Зоны 42, 43. Северо-западная часть Филиппинского моря, смежная с островными дугами, характеризуется относительно слабовозмущенным аномальным магнитным полем незначительной интенсивности. Две зоны (42 и 43) разделены граничной линией, проходящей по оси хр. Кюсю-Палау. К югу от этой границы поле слабоположительное, к северу — слабоотрицательное. Первой зоне соответствует массив Бородино. Здесь отмечаются простирания аномалий северо-восточного и юго-восточного направлений. Вторая отвечает в плане бассейну Сикоко (котловина Нампо), характеризующемуся значительной мощностью осадочной толщи. Магнитные аномалии, по данным К. Kobayashi (1975), имеют строго выдержанные северо-западные простирания.

В пределах исследуемой части Тихого океана можно выделить четыре крупные зоны, характеризующиеся магнитным фоном разного знака и интенсивности, с различной дифференцированностью полей, но с общей тенденцией северо-восточных простираций аномалий (см. рисунок). Зоны 44, 46 являются наиболее крупными из них и примыкают соответственно к Курило-Камчатской и Японской островным дугам. Первая выражена слабоположительным, слабодифференцированным полем. Аномалии относительно изометричны, небольшой протяженности. Вторая имеет «збровую» структуру. Линейные положительные высокоинтенсивные аномалии простираются на несколько сот километров. Аномалии имеют строгую северо-восточную ориентированность. На широте Южных Курильских островов эти зоны разделяются довольно глубокой магнитной депрессией — зона 45.

Зона 47 расположена к югу от широты области сочленения Боинно-Марианской и Японской островных дуг и характеризуется преимущественно отрицательным полем средней интенсивности. Однако полно охарактеризовать эту зону, показать ее взаимоотношение с геологическими структурами не представляется возможным в связи с недостаточностью исходных материалов по этому региону.

Детальный анализ аномального магнитного поля, сопоставление его с другими физическими полями позволило подойти к природе выделенных зон в пределах океанического ложа (Красный, Кочергин, 1975б). Представляется, что они имеют глубинный характер. Основными факторами, влияющими на формирование поля, являются мощность магнитоактивной толщи, характер метаморфизма и петрохимический состав первичной «магтеринской» магмы.

По наиболее общим параметрам магнитные зоны можно объединить в группы трех типов.

Зоны первого типа имеют трапецидальную или полигональную форму при поперечных размерах 200—700 км. Поле ΔT в этих зонах заметно дифференцировано и имеет мозаичную структуру при преобладающем северо-западном простирании аномалий. Такой тип зон характерен для мезозонд восточной окраины Азиатского континента.

Зоны второго типа представлены преимущественно линейно вытянутыми аномалиями. Такие аномальные зоны приурочены к окраинным морям и островным дугам, т. е. к переходной зоне от континента к океану. Линейность зон и чередование знака наиболее четко проявляются в районах молодых островных дуг. В пределах более древней Японо-Сахалинской дуги соответствующие линейные зоны раздроблены на отдельные трапецидальные области более мелкого порядка. Несколько выделяются на общем фоне переходной зоны магнитные провинции ромбовидной формы. Среди них следует отметить обширную область глубоководного шельфа северной части Охотского моря. Ко второму типу провинций по общим параметрическим признакам можно отнести и аномальное магнитное поле Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса.

Зоны третьего типа характеризуются наиболее крупными размерами, распространены в пределах ложа северо-западной части Тихого океана. Относительная простота строения земной коры, которая более гомогенна по своим магнитным характеристикам, чем кора континента, позволяет связывать природу регионального магнитного фона этих зон с крупными латеральными неоднородностями в земной коре и верхней мантии. Об этом же свидетельствует и четкая выраженность границ этих зон.

На фоне общих характерных особенностей выделенных типов магнитных зон в пределах отдельных областей устанавливаются заметные отличия аномального магнитного поля, обусловленные различным строением земной коры в их пределах.

Каждый тип магнитных зон имеет свою генетическую основу и соответствует структурам определенного этапа развития земной коры, что свидетельствует о направленном развитии геомагнитного поля Земли. Зональность же поля, по всей вероятности, обусловлена блоковым строением земной коры и

верхов мантии, а сами зоны отвечают различным геоблокам и наиболее развитым межглыбовым зонам (Красный, 1974).

Совместный анализ региональной структуры аномальных гравитационного и магнитного полей позволяет прийти к выводу, что на значительном расстоянии, разделяющем Восточно-Тихоокеанское «срединное» поднятие и зону сочленения Азиатского континента с Тихим океаном, процессы, происходящие в районе «срединного» поднятия, не оказывают существенного влияния на геологическое развитие северо-западной окраины Тихого океана. Представляется более реальным, что этот регион развивается в значительной степени обособленно, независимо от движений (расползаний) коры в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия. Развитие коры происходит в некоторой степени дифференцированно в пределах отдельных геоблоков. В пределах таких геоблоков ведущую роль в развитии земной коры играют, по-видимому, вертикальные движения, связанные с процессами в верхней мантии и, возможно, на больших глубинах вплоть до границы ядра и мантии.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Б. И., Карп Б. Я., Шевалдин Ю. В. Некоторые вопросы тектоники возвышенности Ямато. — В кн.: Геофизич. исслед. в Японском море. Владивосток, 1972, с. 37—42.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966, 516 с.

Косыгин В. Ю., Кочергин Е. В., Красный М. Л., Павлов Ю. А. Основные черты аномального гравитационного и магнитного полей юга Охотского моря. — В кн.: Геол. Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 90—101.

Кочергин Е. В., Красный М. Л., Сычев П. М., Туезов И. К. Аномальное геомагнитное поле северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса и его связь с тектоникой. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 12, с. 77—79.

Кочергин Е. В., Красный М. Л., Соловьев О. А., Туезов И. К. Связь трансформированного в верхнее полупространство аномального магнитного поля с тектоническим строением Охотско-Курильского региона. — В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. № 8. М., «Наука», 1972, с. 105—113.

Кочергин Е. В., Красный М. Л. Аномальное магнитное поле акваторий, прилегающих к островной дуге Рюкю (по данным гидромагнитной съемки). — ДАН СССР, 1973, т. 211, № 6, с. 1408—1411.

Красный М. Л. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. — ДАН СССР, 1956, т. 107, № 1, с. 135—138.

Красный М. Л. Система глыбового раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана. — ДАН СССР, 1974, т. 214, № 2, с. 414—417.

Красный М. Л. Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Глубинная структура дальневост. морей и островных дуг (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 33). Южно-Сахалинск, 1972, с. 272—278.

Красный М. Л. Аномальное магнитное поле Японского моря. — ДАН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 413—416.

Красный М. Л., Кочергин Е. В. Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Геомагнитное поле окраинных морей сев.-зап. части Тихого океана и его связь с геологич. строением. Южно-Сахалинск, 1975а, с. 98—124.

Красный М. Л., Кочергин Е. В. Природа региональных магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — «Геол. и геофиз», 19756, № 3, с. 84—94.

Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение восточно-сааянского и южно-алданского ограниченной Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1973, 110 с.

Павлов Ю. А., Строев П. А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море, по гравиметрическим данным. — В кн.: Морские гравиметрия. Исслед. В. 8. Изд-во МГУ, 1975, с. 158—169.

Соловьев С. Л., Туезов 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., Табояков А. Я., Смирнов Г. П., Радюш В. М., Кочергин А. В. Строение зал. Терпения о-ва Сахалин, по материалам комплексных геофизических и геологических исследований. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 12, с. 47—60.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, 481 с.

Шимарев В. Н., Гуревич Н. И. Новые данные о тектоническом строении восточной части Охотского моря, по результатам аэромагнитной съемки. — Тез. докл. 8-й конфер. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. М., 1970, с. 128—133.

Hayes D. E., Heirtzler J. R. Magnetic Anomalies and Their Relation to the Aleutian Island Arc. — Journ. Geophys. Res., vol. 73, № 14, 1968, p. 4637—4647.

Kienly J. Graviti and Magnetic Measurements over Bower ridge and Shirshov ridge Bering Sea. — Journ. Geoph. Res., vol. 76, № 29, 1971, p. 7138—7154.

Kobayashi K. Marine Geophysics of the Philippine Sea. — Marine Sciences Monthly, vol. 7, № 7, 1975, p. 47—52.

Larson R. L., Chase C. G. Late Mesosoik Evolution of the western Pasific Ocean. — Geol. Soc. of America Bull. vol. 83, № 12, 1972.

Ludwig W. J., Murauchi S., Den N., Ewing M., Hotta H., Houtz R. E., Yoshii T., Hagiwara K., Sato T., Ando S. Structure of Bowers ridge Bering Sea. — Journ. Geoph. Res., vol. 76, № 26, 1971, p. 6350—6367.

Malahoff A., Erikson B. Graviti Anomalies over the Aleutian Trench. — Transactions, Amer. Geoph. Union, vol. 50, № 10, 1969, p. 552—556.

Peter G. Preliminari of a systematic geophysical Survey south of the Alaska Peninsula Continental Margins and Island arcs. — Report of Symposium, Ottawa, Canada, Sept., 1965, p. 223—237.

Peter G., Elvers D., Gellin M. Geological Structure of Aleutian Trench Southwest of Kodiak Island. — Journ. Geoph. Res., vol. 70, № 2, 1965, p. 353—367.

Shor G. Structure of the Bering Sea and Aleutian ridge. — Marine Geology, vol. 1, № 3, 1964, p. 213—220.

Tomoda I., Ozawa K., Segawa J. Measurement of the Graviti and Magnetic field on board a cruising vessel. — Bull. of the ocean Res. Inst. Univ. of Tokyo, № 3, Sept., Japan, 1968, p. 170.

Wageman J. M., Hilde Th. W. C., Emery R. O. Structural Framework of the East Chine Sea. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 54, № 9, 1970, p. 1611—1644.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТЕЙ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА, (по данным гидромагнитных исследований)

Магнитное поле Татарского пролива изучено весьма неравномерно (Соловьев, 1961; Воробьев, Красный, 1969). Редкая сеть наблюдений и различие в методике съемок не позволяли до настоящего времени получить объективное представление о его структуре.

В 1974 г. проведена гидромагнитная съемка¹ центральной и северной частей Татарского пролива по сети субширотных профилей с расстоянием между ними 25—30 км на севере и 15 км на юге района; отработаны два секущих субмеридиональных профиля. Севернее мыса Ламанон (рис. 1) гидромагнитные работы проводились в комплексе с сейсмическими, сейсмоакустическими и гравиметрическими методами. В качестве регистрирующей аппаратуры использован квантовый буксируемый Т-магнитометр (БТМ) с пределами измерения 30 000—60 000 гамм и точностью ± 3 гаммы. Плановая привязка судна осуществлялась визуальным пеленгованием и РЛС «Дон». Максимальная погрешность в определении места судна в зависимости от удаленности берегов изменяется от $\pm 0,2$ до ± 2 мили.

Общий объем работ превысил 2700 пог. км. Точность съемки ± 35 гамм.

При обработке материала учитывались поправки на девиацию судна, вековой ход геомагнитного поля и суточные вариации. Поправки на вариации вводились по данным геомагнитной обсерватории «Южно-Сахалинск». Вычисление нормального поля осуществлялось по аналитической модели геомагнитного поля Земли на 1970 г. (Долгинов и др., 1973). Первичная обработка производилась на ЭЦВМ «Минск-22»².

Для количественной интерпретации полученных материалов применялась методика аналитического продолжения поля в нижнее полупространство и нахождения «особых точек» геомагнитного потенциала (Страхов, 1967). Для определения параметров намагниченных тел применялась программа «Особые точки-1» (Грознова, Трошков, 1968).

¹ Работы проведены Тихоокеанской экспедицией НПО МГ СССР.

² Программы составлены В. М. Воробьевым.

Для геологической интерпретации результатов съемки необходима информация о магнитных свойствах горных пород, слагающих дно Татарского пролива. Поскольку такие данные отсутствуют, представление об этом можно получить путем сопоставления и аналогии с сопредельными участками континента и о-ва Сахалин.

Осадочные породы, распространенные на западном берегу Татарского пролива, практически немагнитны ($\chi=0-100 \times 10^{-6}$ СГС). Повышенной магнитной восприимчивостью характеризуются эффузивные и магматические образования верхнемелового — кайнозойского возраста ($50-500 \times 10^{-6}$ СГС), распространение которых и обуславливает закономерности изменения магнитного поля.

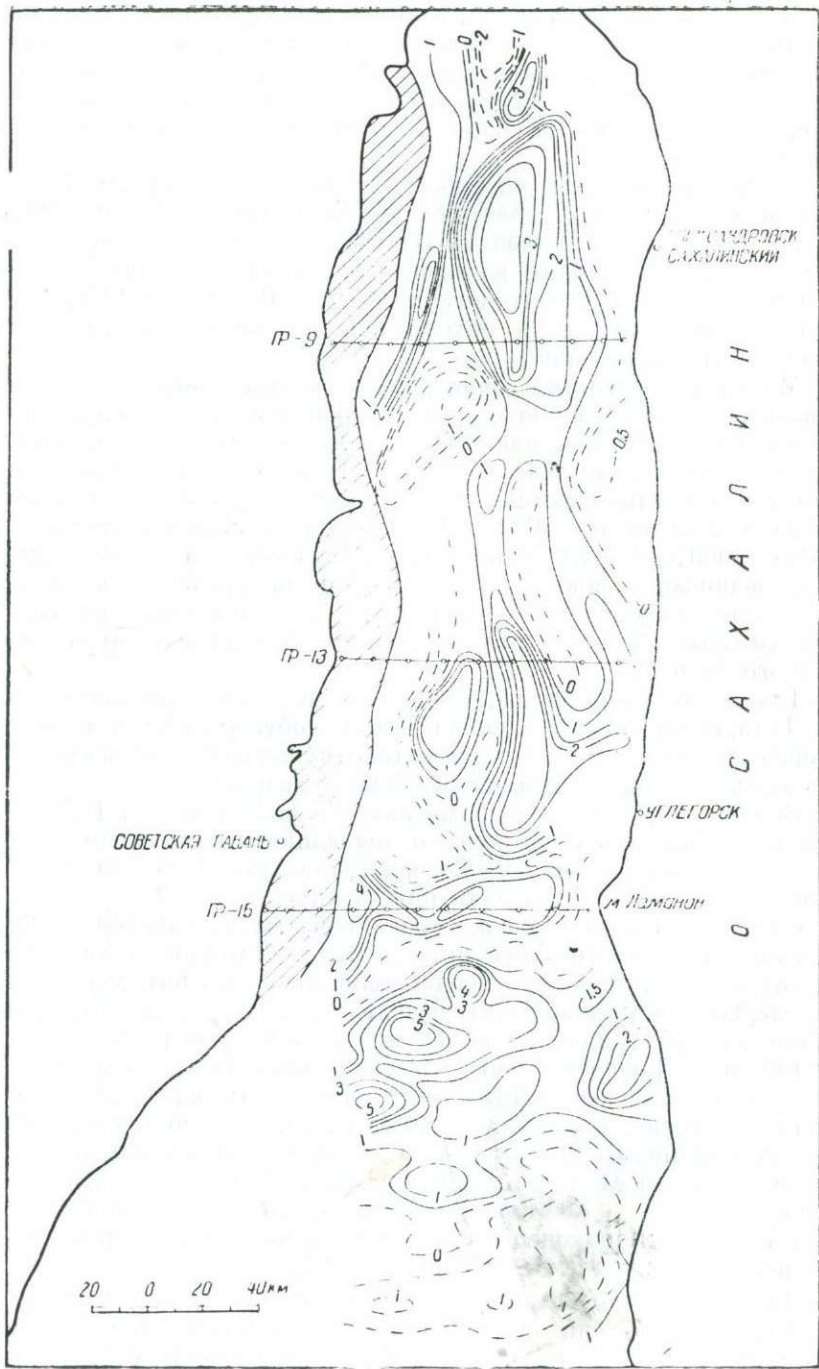
Магнитные свойства горных пород верхнемелового — кайнозойского возраста, широко распространенных на западном побережье Сахалина, в настоящее время изучены недостаточно. Имеющиеся данные позволяют сделать вывод о том, что в целом они характеризуются пониженными значениями магнитной восприимчивости ($0-300 \times 10^{-6}$ СГС); ее наибольшие значения ($2000-5000 \times 10^{-6}$ СГС) присущи эффузивным и интрузивным образованиям, а повышенные значения приурочены к зонам увеличения содержания ферромагнитных минералов, источником которых являются размываемые эффузивные породы различного возраста.

Таким образом, закономерности изменения магнитного поля Татарского пролива могут быть обусловлены в первую очередь распределением магнитовозмущающих объектов в осадочных породах мезо-кайнозойского возраста.

Особенности морфологии магнитного поля пролива (рис. 1) позволяют выделить три зоны, отличающиеся друг от друга по геологическому строению: Северо-Татарскую, Централью-Татарскую и Сихотэ-Алинскую прибрежную (рис. 2).

Северо-Татарская зона охватывает акваторию Татарского пролива севернее широты мыса Ламанон и характеризуется значительной неоднородностью магнитного поля. В северной части этой зоны выделена крупная положительная аномалия субмеридионального простирания интенсивностью до 400 гамм. Горизонтальный градиент магнитного поля свидетельствует об ее асимметричном строении. Так, вдоль западной части величина его составляет 50 гамм/км, а на восточной — от первых единиц до 20 гамм/км. Севернее этой аномалии магнитное поле имеет дифференцированный знакопеременный характер ($-500-+400$ гамм). В южном направлении наблюдается спокойное знакопеременное магнитное поле, характеризующееся пониженными значениями ΔT_a .

На юге Северо-Татарской зоны зафиксированы две положительные аномалии субмеридионального простирания с интенсивностью до 200 на западе и 250 гамм на востоке (рис. 1).



Верхние кромки магнитоактивных тел располагаются в интервале глубин 0,5—5 км при модальных значениях 2,3 км (рис. 3). Интенсивность намагниченности изменяется в пределах 0— 1500×10^{-6} СГС (модальные значения 700×10^{-6} СГС).

При сопоставлении напряженности аномального магнитного поля с материалами сейсмических исследований устанавливается тесная корреляция графика ΔT_a с характером поведения эрозивной поверхности, являющейся, по нашему мнению, кровлей образований верхнемелового возраста.

Рассчитанные значения намагниченности пород позволяют предположить, что в западной части зоны магнитоактивные массы представлены эффузивами базальто-андезитового состава. В восточном направлении, по мере приближения к Сахалину, происходит замещение эффузивов вулканогенно-осадочной толщей. Это изменение проявляется в магнитном поле закономерным уменьшением, как это видно на рис. 1, горизонтальных градиентов.

Центрально-Татарская зона расположена южнее мыса Ламанон и характеризуется неоднородным изометричным аномальным полем (рис. 1, 2). Следует отметить, что южнее мыса Ламанон происходит резкое изменение простираний аномалий магнитного поля с субмеридиональных на широтные и частично северо-восточные.

На севере Центрально-Татарской зоны в магнитном поле выделяется интенсивная магнитная аномалия (400—500 гамм) изометричной формы. Горизонтальные градиенты изменяются от первых единиц на востоке до 100 гамм/км на западе. В южном направлении магнитное поле имеет спокойный характер и постепенно переходит от положительных значений к отрицательным. Только вдоль западного побережья Сахалина оно остается положительным.

Расчетные глубины до верхних кромок магнитовозмущающих объектов составляют 1,0—5,0 км (модальное значение 3,8 км). Величина намагниченности горных пород изменяется в пределах 0— 1500×10^{-6} СГС (модальное значение 1000×10^{-6} СГС; рис. 3).

Сихотэ-Алинская прибрежная зона прослеживается вдоль побережья Азиатского материка (при ширине 20—30 км), начинаясь севернее Амурского лимана, до мыса Поворотного в приморской части Японского моря (Красный, 1975). Магнитное поле в этой зоне имеет сложный, знакопеременный характер. В северной части зоны интенсивность поля

Рис. 1. Карта изодинам ΔT_a центральной и северной частей Татарского пролива. Изодинамы оцифрованы в сотнях гамм. Область сложнодифференцированного поля заштрихована. Показаны профили, по которым проведена количественная интерпретация.

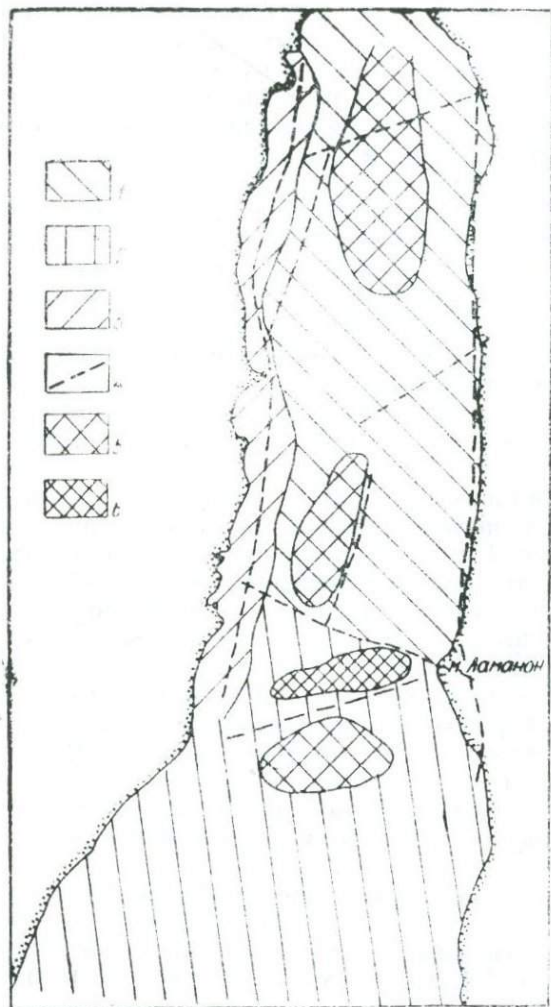


Рис. 2. Схема районирования центральной и северной частей Татарского пролива, по гидромагнитным данным: 1 — Северо-Татарская зона; 2 — Центрально - Татарская зона; 3 — Сихотэ-Алисская прибрежная зона; 4 — разрывные нарушения, выявленные по гидромагнитным данным; 5 — приподнятые блоки в кровле верхнемеловых (?) образований; 6 — области развития эффузивно - интрузивной деятельности в мезозойских отложениях

меняется в пределах -400 — $+2450$ гамм, уменьшаясь к югу до -300 — $+700$ гамм. В этом же направлении уменьшаются и горизонтальные градиенты.

Расчетные глубины до верхних кромок магнитовозмущающих тел (рис. 3) располагаются в интервале $0,2$ — $2,0$ км, но большая часть кромок приурочена к глубинам до 1 км. Интенсивность намагниченности пород распределена в целом равномерно — от 0 до 3500×10^{-6} СГС (рис. 3), что свидетельствует о различном составе возмущающих пород. Сильно намагниченные породы (3000×10^{-6} СГС), вероятно, представлены эффузивно-интрузивными образованиями, близкими по составу к андезитам и, возможно, к андезито-базальтам.

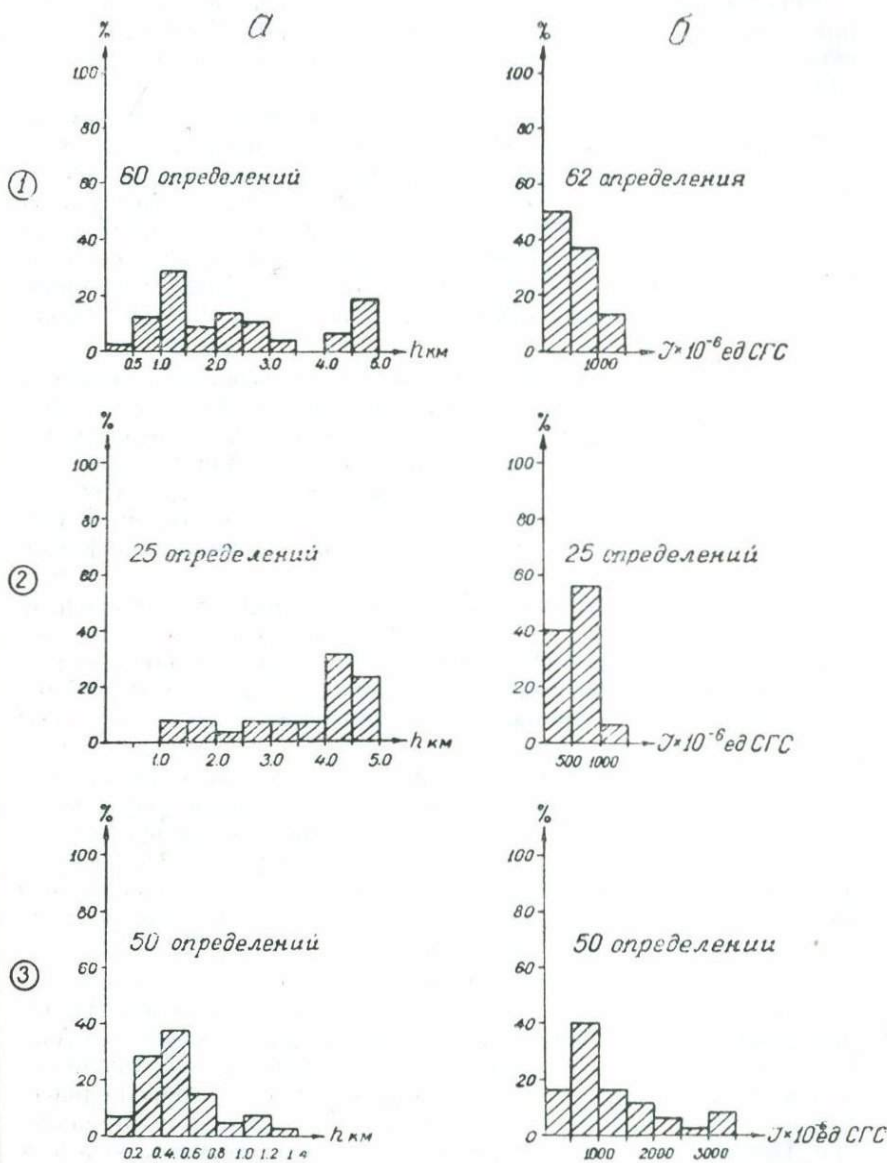


Рис. 3. Гистограммы распределения глубин до верхних кромок магнито-возмущающих тел (а), значений намагниченности возмущающих пород (б): 1 — Северо-Татарская зона; 2 — Центрально-Татарская зона; 3 — Сихотэ-Алинская прибрежная зона

Зона интенсивного знакопеременного поля, по нашему мнению, связана с полем распространения пород Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, продолжающегося под водами Татарского пролива.

В пределах изученной части Татарского пролива, приуроченной к центральной и северной частям Западно-Сахалинского конседиментационного (по отложениям кайнозойского возраста) прогиба, развиты разнопорядковые и разнонаправленные разрывные нарушения. Ранее по геофизическим данным выделялось два крупных субмеридиональных разлома: Восточно-Сихотэ-Алинский и Западно-Сахалинский; в результате проведения морских геофизических исследований в 1974 г. удалось выделить значительно больше тектонических нарушений.

Рядом исследователей уже давно высказывалось мнение о наличии на Сахалине поперечных разломов (Салун, 1965; Журавлев, 1969; Русаков, 1971), продолжающихся в пределах Татарского пролива и на восточном побережье Азиатского материка. Такое предположение основывалось прежде всего на анализе геологического строения Сахалина и методе аналогии, но только в настоящее время это удалось подтвердить фактическим материалом.

В северной части Татарского пролива выделен поперечный разлом, являющийся, по-видимому, западным продолжением Тымовского разлома (Русаков, 1971), протягивающегося от пос. Хоэ на Сахалине в юго-западном направлении до побережья материка и сопровождающегося интенсивной магнитной аномалией (рис. 1).

В северной части Северо-Татарской зоны выделяются разрывные нарушения, развитые в отложениях, скорее всего, верхнемелового возраста. В магнитном поле нарушения проявляются в виде интенсивных положительных аномалий (рис. 1), что позволяет предположить внедрение по ним интрузий основного состава, о чем свидетельствует неглубокое залегание верхних кромок магнитовозмущающих тел.

Наиболее крупным из выявленных широтных разломов является Ламанонский разлом, протягивающийся в северо-западном направлении от побережья о-ва Сахалин до побережья Азиатского материка и оперяющийся разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Разлом имеет взбросо-сдвиговый характер, причем сдвиг происходит в восточном направлении. Приподнятым является северный блок, в результате чего к южному опущенному блоку приурочена синклинали в кайнозойских отложениях. Об этом же свидетельствуют и значительно большие глубины до верхних кромок магнитовозмущающих тел в опущенном блоке, по сравнению с приподнятым (3,8 и 2,3 км соответственно).

Зона Ламанонского широтного разлома четко фиксируется в магнитном поле. Так, на широте мыса Ламанон происходит

смена простираний положительных аномалий с субмеридиональных на субширотные (рис. 1, 2).

Характерно для всех выявленных субширотных разломов проявление интрузивного магматизма в узлах пересечения с субмеридиональными разломами. Причем на побережье Азиатского материка происходило внедрение интрузий гранитов и гранодиоритов палеогенового возраста, а в Сахалинской части — верхнеплиоценовых андезитов-дацитов и дацитов. Как правило, к этим зонам приурочены покровы основных эффузивов плиоценового возраста. На основании этого можно сделать вывод о том, что покровные изменения эффузивов происходили в последнюю фазу тектонической активности региона.

Выводы

Анализ морфологии магнитного поля и глубин залегания верхних кромок магнитовозмущающих тел свидетельствует о неоднородности геологического строения изученной части Татарского пролива.

Закономерности изменения аномального магнитного поля обусловлены наличием магнитоактивных образований в отложениях верхнемелового возраста, подстилающих слабо- и немагнитные породы кайнозоя.

Интенсивное знакопеременное магнитное поле в западной части Татарского пролива вызвано широким распространением магнитоактивных образований верхнемелового — палеогенового возраста Восточно-Азиатского вулканогенного пояса.

Выявленные по результатам гидромагнитных исследований разрывные нарушения позволяют сделать вывод о блоковом строении докайнозойского основания центральной и северной частей Татарского пролива, причем в направлении с севера на юг наблюдается ступенчатое погружение блоков, сопровождаемое уменьшением интенсивности магнитных аномалий в этом же направлении, что, несомненно, оказало решающее влияние на кайнозойскую историю геологического развития Западно-Сахалинского прогиба и обусловило увеличение мощности отложений палеоген-неогенового возраста в южном направлении.

ЛИТЕРАТУРА

Воробьев В. М., Красный М. Л. Некоторые результаты гидромагнитной съемки северной части Японского моря. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1969, с. 211—217.

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

Долгинов Ш. Ш., Журавлева Н. А., Пушкин А. Н., Тюрина Л. О., Черевко Т. Н. Аналитическая модель геомагнитной съемки с ИСЗ «Космос-321». — «Геомагнетизм и аэрономия», 1973, т. 13, № 1, с. 196—197.

Журавлев А. В. История геологического развития и тектоника Сахалинской нефтегазоносной области. — АКД. Л., изд. ВНИГРИ, 1969, 24 с.

Красный М. Л. Аномальное магнитное поле акватории Японского моря. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38, 1975, с. 34—62.

Русаков Д. Ф. Поперечные разломы о-ва Сахалин. — Изв. Сахалинского отделения Геогр. о-ва СССР, в. 2, 1971, с. 101—112.

Салун С. А. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении о-ва Сахалин. — Сб. статей по геол. и гидрогеол., в. 5, 1965, с. 66—76.

Соловьев О. Н. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги. — «Прикладная геофиз.», 1961, № 29, с. 168—173.

Страхов В. Н. К теории интерпретации магнитных и гравитационных аномалий на основе аналитического продолжения. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 5, с. 1059—1062.

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЮГА ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

Работами 1957—1959 гг. (Соловьев, Гайнанов, 1963) установлен факт существования Южно-Охотской региональной положительной магнитной аномалии, простирающейся от южного окончания зоны Восточно-Сахалинских аномалий до западного побережья п-ова Камчатка (см. рисунок). В 1968 г. проведены гидромагнитные измерения по двум галсам, расположенным непосредственно в пределах этой аномалии (Воробьев, 1974). Графики ΔT_a , представленные на рисунке, свидетельствуют о том, что выделенная ранее как единая региональная Южно-Охотская аномалия в действительности состоит из отдельных локальных положительных аномалий. Простиранье локальных аномалий не установлено. Примечательно, что графики ΔT_a 1968 и 1957—1959 гг. согласуются между собой, хотя эффект высоты все же вносит некоторые коррективы.

Анализ результатов аэромагнитных работ 1957—1959 гг. по установлению и прослеживанию осей отдельных аномалий и выделению более или менее однородных участков поля с видимыми признаками их единства позволяет получить несколько иное представление о характере поля в рассматриваемом регионе (см. рисунок), чем это следует из интерпретации О. Н. Соловьева и А. Г. Гайнанова (1963). Кроме осей отдельных аномалий в магнитном поле были выделены линеаменты, которые в большинстве случаев являются спрямленными границами либо областей с различной морфологией поля или различным простираньем аномалий, либо повсеместного затухания аномалий, поперечных таким границам.

В пределах предлагаемой схемы выделяются две области поля, различающихся по простиранью аномалий. Одна из областей располагается главным образом юго-восточнее оси Большой Курильской гряды и характеризуется аномалиями северо-восточного простиранья (Курильский регион). Другая область занимает преимущественно южную часть Охотского моря (Охотоморский регион). Наиболее представительными здесь являются аномалии субмеридиональной ориентации. Сочленение этих двух регионов происходит, вероятно, в пределах охотоморского

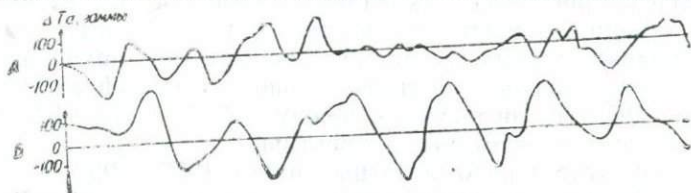
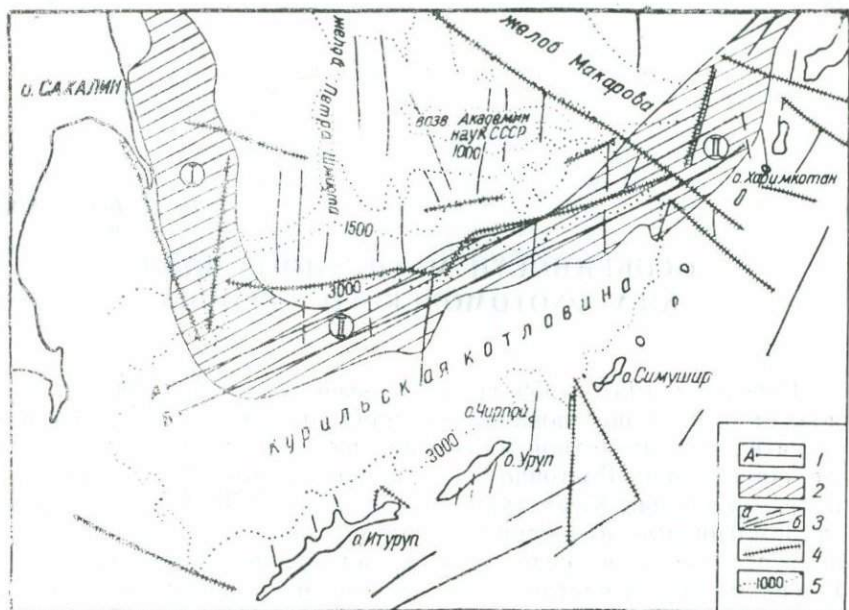


Схема распределения некоторых элементов магнитного поля (по результатам аэромагнитных работ 1957—1959 гг.): 1—профили гидромагнитной съемки; 2—региональные положительные аномалии (I—южное окончание Восточно-Сахалинской зоны аномалий, II—Южно-Охотская аномалия); 3—оси магнитных аномалий: а—отрицательных, б—положительных; 4—линеаменты в магнитном поле; 5—изобаты

шельфа и склона Большой Курильской гряды. В районе северных Курильских островов граница раздела смещается в сторону Охотского моря.

Различие в общей планировке аномалий, по-видимому, свидетельствует о гетерогенности этих регионов. Так, если Охотоморский регион несет на себе следы субмеридионального простирания структурных элементов, сходных с элементами о-ва Сахалин, то в Курильском регионе находят отражение процессы, приведшие к формированию Курильской островной гряды. Возможно, это различие связано с определенными этапами складчатости.

В пределах подводной возвышенности Академии Наук СССР, несмотря на субширотную ориентацию ее длинной оси,

также возможно существование аномалий субмеридионального простираия. Резкая смена морфологии магнитного поля, наличие гравитационной ступени и уступа в рельефе дна позволяют предположить в южной части возвышенности наличие тектонических нарушений, совпадающих в первом приближении с изобатами 1500 и 2500 м. Нарушение в пределах изобаты 1500 м подтверждается последними геофизическими данными (Красный и др., 1975).

Морфология магнитного поля желоба Макарова свидетельствует о значительной мощности осадков, в отличие от желоба П. Шмидта. По наклону поверхностей выравнивания, расположенных на глубинах 968—1087 и 1062—1187 м в пределах возвышенности Академии Наук СССР (Удинцев, 1957), можно полагать, что желоб Макарова имеет более древний возраст, чем желоб П. Шмидта.

Интенсивные линейные аномалии, сопряженные с островной грядой, проявляются преимущественно над юго-восточным склоном Большой Курильской гряды. Центральные ее части и охотоморский склон характеризуются пониженными значениями поля и узкими локальными аномалиями, причем к западу дифференцированность поля уменьшается. Это обстоятельство позволяет надеяться, что при более детальных исследованиях над охотоморской частью островной гряды могут быть выявлены незначительные по величине аномалии, сопряженные со структурными элементами второго порядка. В первую очередь это аномалии, связанные с опережающими разрывными нарушениями, возникшими при формировании главного разлома (Стрельцов, 1970). Некоторые нарушения этого типа отмечаются интенсивными локальными аномалиями, секущими островную дугу примерно под углом 40° . На рисунке они приурочены к группам вулканов: Маканруши—Харимкотан и Броутона—Чирпой.

Однако бóльший интерес представляют незначительные по амплитуде аномалии северо-северо-западного простираия (340°), расположенные западнее о-ва Итуруп (Воробьев, наст. сб.). Природа аномалий не выяснена, но форма их свидетельствует о большой глубине источников возмущения, в отличие от аномалий, связанных с опережающими разломами. Не исключена возможность, что область сочленения регионов с различной ориентацией магнитных аномалий может содержать аномалии двупланового простираия.

В этой связи важное значение приобретает морфология поля в Курильской котловине. В настоящее время на большей части котловины характер простираия аномалий неясен. Тем не менее можно констатировать, что линейных аномалий, аналогичных аномалиям, распространенным в пределах ложа Тихого океана, здесь не выявлено. Глубина залегания (6—6,5 км) «океанического слоя» со скоростью продольных волн 6,5—

6,7 км/с (Вержбицкий и др., 1976) в котловине сопоставима с глубиной «базальтового» слоя в океане. Земная кора котловины, сходная во многих чертах с корой океана, отличается от последней не только большей мощностью осадочного слоя, но и морфологией магнитного поля.

Таким образом, если котловина — реликт океана, то формирование магнитных аномалий в океане происходило после отчуждения котловины островной дугой, и аномалии северо-северо-западного простирания (район о-ва Итуруп; см. рисунок) в этом случае связаны с Большой Курильской грядой. С другой стороны, если котловина — новообразование, возникшее в результате обрушения земной коры, то аномалии субмеридионального простирания, характерные для северных провинций, должны иметь в котловине значительно меньшую амплитуду. Это мнение основывается на том, что источники возмущения поля должны углубиться на 5—6 км за счет увеличения глубины моря и мощности осадков. Сокращение мощности земной коры и, по-видимому, толщины магнитовозмущающего слоя также может привести к уменьшению интенсивности магнитных аномалий в пределах котловины. Не исключено, что в этом случае упомянутые аномалии в районе о-ва Итуруп могут оказаться реликтами сахалинской складчатости. Значительная глубина источников аномалий и завуалированность их аномалиями северо-восточного (курильского) простирания как более молодыми, должны, казалось бы, свидетельствовать в пользу последнего предположения. Однако на данном этапе исследований подобные выводы являются предварительными.

ЛИТЕРАТУРА

Вержбицкий Е. В., Лангсет М. Г., Сузюмов А. Е. Геофизические исследования в рейсе 32—13 НИС «Вима». — «Океанология», 1976, т. 16, в. 1, с. 181—184.

Воробьев В. М. Особенности магнитного поля южной части Охотского моря и Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: 8-я конф. молодых ученых и специалистов, посвященная 250-летию АН СССР. Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1974, с. 7.

Воробьев В. М. Гидромагнитные исследования в южной части Охотского моря. — Наст. сб.

Красный М. Л., Михайлов В. И., Куликов А. А. О геологическом строении возвышенности АН СССР (Охотское море). — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 6, с. 1389—1392.

Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенности глубинного строения переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. — «Сов. геол.», 1963, № 3, с. 113—123.

Стрельцов М. И. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной гряды. — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 108—116.

Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 22, 1957, с. 3—76.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ КАК ИНДИКАТОР ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА НАМАГНИЧЕННЫХ ПОРОД

(на примере подводных гор юго-востока Охотского моря)

Анализ съемок магнитного поля проводится главным образом по трем направлениям: исследование статистических закономерностей, вычисление координат магнитного полюса и количественная интерпретация магнитных аномалий. Рассмотрим эти методы исследования с точки зрения их эффективности.

Статистический анализ исследований 125 подводных гор в Северо-Восточной котловине Тихого океана показал, что корреляция между подводными горами и магнитным полем носит случайный характер, однако в районах, расположенных в зоне разломов, наблюдается прямая и четкая взаимосвязь сопоставляемых величин (Иванов и др., 1974). Случайный характер связи установлен и для северо-западной части Тихого океана (Гайнанов и др., 1968).

Такой вывод закономерен, поскольку магнитное поле создается минералами с повышенными магнитными свойствами и, следовательно, поле отражает вещественный состав пород, меняющийся весьма разнообразно. Однако исследователи, применяя статистический анализ, иногда обходят частные вопросы геологии и фактически сводят задачу к региональному прогнозированию геологического строения. Такое прогнозирование не всегда может соответствовать действительности.

Геологическое строение — понятие сложное, многозначное. Для того чтобы поставить вопрос о его прогнозировании по результатам магнитных съемок, необходимо иметь представление о том, в каких соотношениях намагниченные разности пород могут участвовать в таких слагаемых общего эффекта, как тектоника, стратиграфия, петрография и хронология. Каждый из этих слагаемых вносит существенный вклад в морфологию магнитного поля, хотя доля вклада может быть различной. Необходимо учитывать также и различие деталей в пределах единой по геологическому строению области.

Показателен в этом отношении северо-западный шельф юга Курильской гряды, объединенный общим структурным положением. В его пределах располагаются как весьма намагниченные

объекты (подводные горы «а» и «г»), так и немагнитный подводный хребет, простирающийся от мыса Ловцова (о-в Кунашир; рис. 1) на северо-северо-восток. Хребет не только не выделяется в магнитном поле, но и не отличается по своим эффективным магнитным свойствам от окружающего дна. Северо-западное окончание шельфа и его склон не имеют каких-либо заметных признаков, отличающих их от близлежащей Курильской котловины.

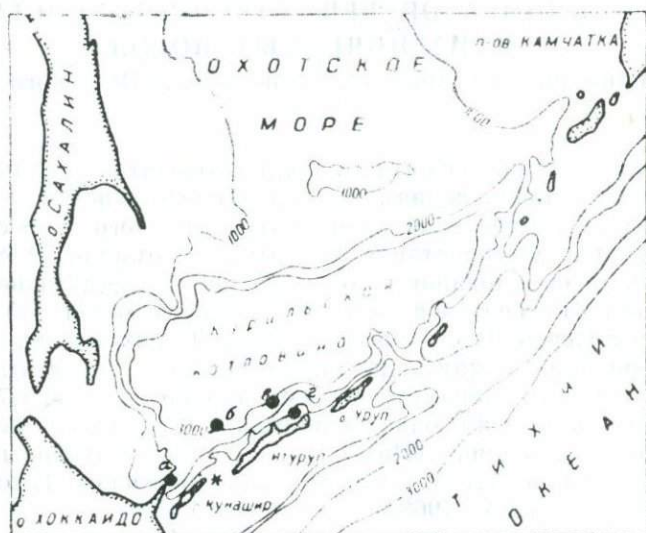


Рис. 1. Район исследований и положение подводных гор «а», «б», «в», «г». * — мыс Ловцова на о-ве Кунашир

Установить существование Курильской островной гряды как единого региона и отделить ее от Курильской котловины или Курило-Камчатского желоба можно, конечно, и по магнитным данным. Однако проще и точнее это сделать по геоморфологическим признакам. Аномальное магнитное поле находится в прямой зависимости от глубины залегания намагниченных масс и, следовательно, от глубины моря. Поэтому информативность поля определяется в первую очередь глубиной моря, а избирательность поля к отдельным деталям строения может исказить действительную картину. Исключение, пожалуй, могут составить случаи, когда магнитное поле является единственной информацией о районе исследований и когда вещественный состав слагающих пород или направление их простираения служат достаточными критериями различия в геологическом строении отдельных областей.

Вычисление координат магнитного полюса Земли производится для воссоздания палеомагнитной обстанов-

ки, в которой сформировались подводные горы. Направление вектора намагниченности пород определяется при условии, что породы горы однородно намагничены, а магнитная аномалия создана возмущающей массой, возвышающейся над окружающим дном. Методика вычисления координат полюсов, предложенная в 1962 г. В. Вакье и реализованная на компьютере (Richards *et al.*, 1967), послужила основой для палеомагнитной реконструкции поля Земли по натурным измерениям над отдельными подводными горами (Uyeda, Richards, 1966; Vacquier, Uyeda, 1967; Yasui *et al.*, 1967).

Однако методика вычисления координат основана на значительных допущениях. В частности, предполагается полная идентичность магнитовозмущающей массы с той частью горы, которая возвышается над дном. В действительности намагниченное тело не контролируется конусом горы. В результате не учитываются ни слабوماгнитная вершина горы, ни ее возможные корни, ни соотношение вертикальных и горизонтальных размеров тела. Это может привести к значительным отклонениям вектора намагничения исследуемого объекта и исказить результаты палеомагнитной реконструкции. В дальнейшем возможны ошибочные выводы при решении обратной задачи: установление возраста гор по местоположению их полюсов.

Палеомагнитные полюса охотоморских гор ОТК-1 и ОТК-2 (Yasui *et al.*, 1967) оказались расположенными в области распределения полюсов, датированных меловым возрастом (Vacquier, Uyeda, 1967). Однако это противоречит современным геологическим данным, поскольку породы мелового возраста известны лишь в пределах Малой Курильской гряды (Желубовский, Прялухина, 1964).

Количественная интерпретация магнитных аномалий, поскольку она дает параметры намагниченного объекта, характеризует не только вещественный состав пород, но и некоторые геологические особенности района. Установлено, что магнитные аномалии над Гавайскими вулканами имеют дипольный характер (Malahoff, Woollard, 1965). Аналогичные результаты получены и для вулкана Михара (о-в Олзима в Японии) (Vacquier, Uyeda, 1967) и др.

Дипольный характер магнитных аномалий над вулканами подтверждает мнение И. Йокояма (Лычковский, 1961) о том, что магнитовозмущающие объекты вулканов представляют собой тела изометрической формы. В этой связи вызывает возражение мнение о том, что возмущающие объекты являются крутопадающими интрузиями, уходящими на глубину до 20 км (Иванов и др., 1974). Дипольный характер аномалий естественнее связывать с изометричностью намагниченного тела или неглубоким залеганием его нижней границы, чем манипулировать с вектором намагничения, объясняя области отрицательных значений поля при глубоких корнях гор.

Косвенным подтверждением существования изометрического намагниченного тела в недрах вулкана служит относительно немагнитный материал конуса вулкана. У Гавайских вулканов вершины конусов возвышаются над верхней кромкой возмущающих тел на 600—800 м (Иванов и др., 1974). Считается, что вершина вулкана сложена менее магнитными лавовыми потоками.

Интерпретация магнитных аномалий над охотоморскими горами (результаты работ СахКНИИ ДВНЦ АН СССР 1973 г.), произведенная по программе «Особые точки-1» (Грознова, Трошков, 1968), позволила установить, что верхние кромки намагниченных масс гор «а» и «г» (рис. 1, 2) располагаются на 200—500 м ниже вершины конуса (рис. 3). Аналогичная картина наблюдается и для подводной горы Дайни-Касима, расположенной в пределах океанического ложа восточнее о-ва Хонсю (результаты работ СахКНИИ ДВНЦ АН СССР 1976 г.). Возвышение вершины конуса над верхней границей намагниченного тела — не менее 500 м. Результаты интерпретации качественно повторяют результаты, представленные на рис. 3.

Дипольный характер магнитных аномалий¹, значительная их интенсивность и результаты количественной интерпретации позволяют отнести подводные горы «а», «г» и Дайни-Касима предположительно к разряду вулканов. Такого же мнения можно, вероятно, придерживаться и относительно подводных гор ОТК-1 и ОТК-2 (по терминологии Yasui e. a., 1967)².

О вещественном составе намагниченных пород подводных гор можно судить по эффективной интенсивности их намагничения. Т. Минаками и С. Сакума (Лычковский, 1961) отмечают, что намагниченность базальтовых вулканов в несколько раз выше, чем андезитовых. Если интенсивность намагничения Фудзи (базальтовый тип) в среднем 30×10^{-3} СГС, то вулкана Асама (андезитовый тип) — $2,2 \times 10^{-3}$ СГС. К разряду базальтовых отнесен вулкан Михара (о-в Одзима) — 14×10^{-3} СГС, к андезитовым — Сакурояма ($1,5—1,7 \times 10^{-3}$ СГС) (Vacquier, Uyeda, 1967). Гавайские вулканы с интенсивностью $5—18 \times 10^{-3}$ СГС (Иванов и др., 1974) могут быть классифицированы преимущественно как базальтовые. Однако А. М. Городницкий (1975) придерживается несколько иного мнения, считая, что интенсивность намагничения базальтовых гор колеблется в диапазоне $20—50 \times 10^{-3}$ СГС, а андезитовых — $1—10 \times 10^{-3}$ СГС.

¹ Дипольный характер аномалий горы «а» установлен региональными работами 1973 г.

² Обе горы расположены на охотоморском склоне Большой Курильской гряды. ОТК-1 соответствует подводному вулкану Обручева (у северного окончания о-ва Уруп), а гора ОТК-2 располагается между горами «б» и «в» (рис. 1).



Рис. 2. Схема соотношений рельефа подводных гор «а», «б», «в», «г» и аномального поля ΔT_n над ними. Изобаты показаны точками. Оцифровка изодинам — в гаммах

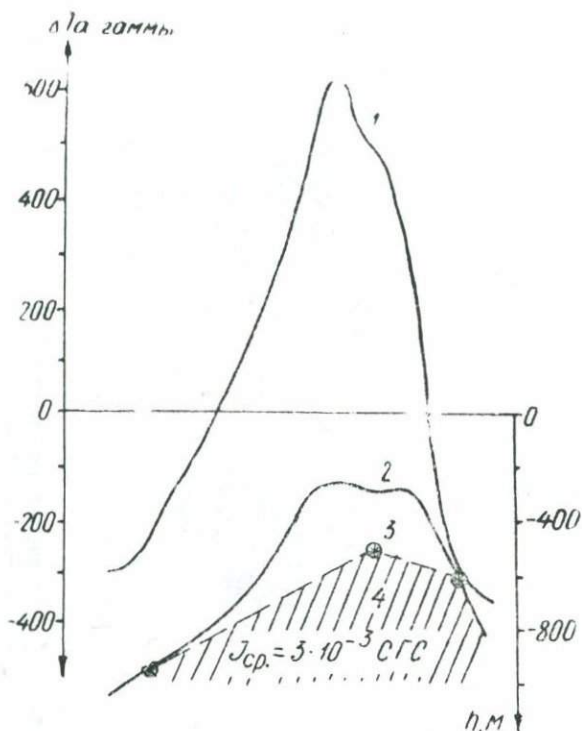


Рис. 3. Пример количественной интерпретации магнитной аномалии над горой «г». 1 — график ΔI_a ; 2 — профиль дна моря; 3 — «особые точки» верхней кромки возмущающего тела; 4 — магнитовозмущающее тело.

Интенсивность намагничения исследованных нами гор составляет для «а» и «г» — $2-3,5 \times 10^{-3}$ СГС, для «б» и «в» — около $0,4 \times 10^{-3}$ СГС и для Дайни-Касима — $4-5 \times 10^{-3}$ СГС. Горы ОТК-1 и ОТК-2 намагничены до $1-1,5 \times 10^{-3}$ СГС (Yasui e. a., 1967). Следовательно, охотоморские горы «а», «г», ОТК-1 (вулкан Обручева) и ОТК-2 могут быть по эффективному составу отнесены к разряду андезитовых гор-вулканов или, возможно, андезито-базальтовых с преобладанием андезита. Это подтверждается современными представлениями о составе вулканических пород центральных и южных Курильских островов (Эрлих, 1968). Менее намагниченные горы «б» и «в» сложены, по-видимому, породами, магнитные свойства которых близки к свойствам кислых изверженных или эффузивных пород. Возможность существования пород такого состава подтверждается результатами драгирования в районе о-ва Уруп (Кичина, Остапенко, 1974).

Гора Дайни-Касима, находящаяся на земной коре океанического типа, близка по своим свойствам к горам андезито-базальтового или базальтового состава.

Таким образом, количественная интерпретация магнитных аномалий позволяет оценить параметры возмущающего объек-

та, дать оценку его эффективного петрографического состава и уяснить некоторые особенности геологического строения исследуемого района.

ЛИТЕРАТУРА

Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Удинцев Г. Б. Магнитные аномалии и морфология дна островных дуг северо-западной части Тихого океана. — «Океанология», 1968, т. 13, № 6, с. 1017—1024.

Городницкий А. М. О структуре аномальных геофизических полей над подводными горами. — «Океанология», 1975, т. 15, № 2, с. 276—281.

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

Желубовский Ю. С., Прялухина А. Ф. Курильские острова. Стратиграфия. — В кн.: Геология СССР, т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М., «Недра», 1964, с. 527—566.

Иванов М. М., Вержбицкий Е. В., Исаев Е. Н., Мирлин Е. Г., Сузюмов А. Е., Шлахтина А. П., Шрейдер А. А., Эфендиева М. А., Валяшко Г. М. Магнитное поле Тихого океана. — В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М., «Недра», 1974, с. 97—122.

Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф. Вещественный состав эффузивов некоторых подводных вулканов Большой Курильской гряды. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Краткие тезисы 4-го Всесоюзного семинара. Южно-Сахалинск, 1974, с. 165.

Лычковский Б. П. Обзор некоторых магнитометрических исследований в районах активного вулканизма. — Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 10, 1961, с. 160—167.

Эрлих Э. Н. О зональности Курило-Камчатской вулканической провинции. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968, с. 231—245.

Malahoff A., Woollard G. P. Magnetic surveys over the Hawaiian ridge and their volcanological implications. — «Internat. Assoc. Volcanol. Internat. sympos. volcanol., New Zealand, 1965. Abstrs.» Wellington, 1965, p. 109.

Richards M., Vacquier V., Van Voorhis G. Calculation of the magnetization of uplifts from combining topographic and magnetic surveys. — «Geophysics», vol. 32, № 4, 1967, p. 678—707.

Vacquier V., Uyeda S. Palaeomagnetism of Nine Seamounts in the Western Pacific and of Three Volcanoes in Japan. — «Bull. Earthq. Res. Ints.», vol. 45, № 3, 1967, p. 815—848.

Uyeda S., Richards M. Magnetization of four Pacific seamounts near Japanese Islands. — «Bull. Earthq. Res. Inst.», vol. 44, № 1, 1966 p.179—213.

Yasui M., Hashimoto Y., Uyeda S. Geomagnetic and bathymetric study of the Okhotsk Sea. — «The Oceanographical Magazine», vol. 19, № 1, 1967, p. 73—85.

МОЩНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЮЖНО-КУРИЛЬСКОМ ПРОЛИВЕ (по гравиметрическим данным)

Южно-Курильский пролив, разделяющий Большие и Малые Курильские острова, рассматривается как южная часть Центрально-Курильского прогиба (Горячев, 1966), или Продольного грабена (Сергеев, Туезов, 1967). Принимая во внимание существование Центрально-Курильского разлома (Стрельцов, 1975), изучаемый район можно понимать как надразломный прогиб.

Поднятие Курильской островной дуги представляет собой геосинклинальное сооружение существенно неоднородной структуры. На островах Малой Курильской гряды вскрываются вулканогенные отложения матакатанской свиты (K_2ml), обильно насыщенные телами диабазов и габбро. Эта свита несогласно перекрывается малокурильской (K_2ml), в значительной мере сложенной песчано-глинистыми отложениями. В пределах Большой Курильской гряды основание видимого разреза образовано среднепарамуширской серией ($Pg-N_1^1$), сложенной вулканогенными породами, прорванными интрузиями диабазов, габбро, долеритов и дацитов. Эти отложения несогласно перекрываются образованиями курильской серии (N_1^{1-2}): гравелитами, вулканическими песчаниками, прорванными интрузиями габброидов, диоритов и гранитоидов. Залегающие выше образования итурупской серии (N_1^{2-3}) имеют на о-ве Кунашир мощность в несколько сотен метров. В отличие от нижележащих отложений, эта серия сложена породами существенно меньшей плотности: опоками, пемзосодержащими песчаниками и алевролитами, пемзовыми мелкообломочными брекчиями и туфами. Для утесной серии (N_2) характерны мощные (до 1000 м) отложения андезитовых брекчий с прослоями лав и туфов субаэрального облика (Сергеев, 1970). В качестве априорных данных для количественной интерпретации аномалий Δg использованы материалы ГСЗ и МОВ (Суворов, 1975; Снеговской, Неверов, 1970).

Исследованиями МОВ установлено, что в тектоническом отношении исследуемый район является прогибом. На его продолжении с океанской стороны о-ва Итуруп также существует, по данным МОВ, прогиб с более крутым западным бор-

том, вблизи которого мощность осадков превышает 2—2,5 км. В самом Южно-Курильском проливе мощность осадков более 1—1,5 км. Вероятно, оба прогиба представляют собой единую структуру.

Для количественной интерпретации выбран гравиметрический профиль по линии I—I (см. рисунок).

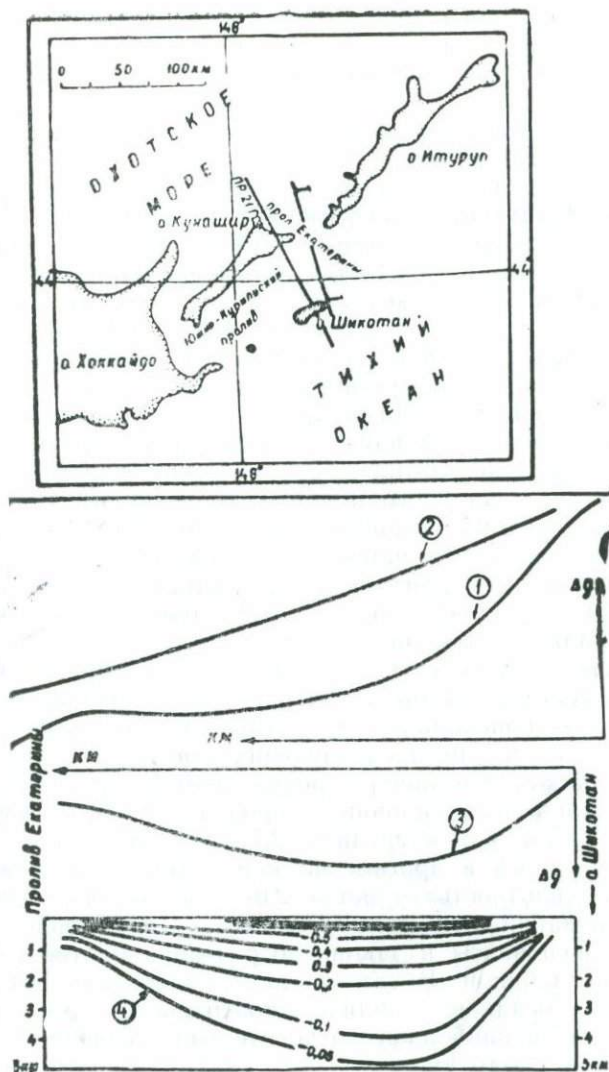
Найдем локальную аномалию Δg , связанную с прогибом, исходя из следующих соображений. Решение прямой гравиметрической задачи показывает, что в пределах точности построения методом ГСЗ удастся найти форму поверхности Мохоровичича, эффект от которой близко соответствует огибающей кривой 2 для аномалии на участке Южно-Курильского пролива. Следовательно, эту огибающую кривую можно рассматривать в качестве регионального фона для выделения влияния осадочной толщи в прогибе. При этом не учитывалось гравитационное влияние плотностной границы с $V_r = 6,7$ км/с, так как, согласно сейсмическим данным, на ПР-21 не отмечается локального подъема (опускания) этой границы между Курильскими островами. По виду локальной аномалии можно заключить, что наибольшая суммарная мощность осадочных отложений приурочена к центральной и восточной частям пролива, а максимальное относительное значение аномалии составляет примерно 30 мгл.

При расчете мощности осадков в прогибе будем учитывать, что с углублением избыточная плотность отложений уменьшается по экспоненциальному закону, а у основания прогиба плотность отложений, выполняющих прогиб, и пород фундамента совпадает. Согласно определениям В. Н. Луговой, плотность вулканогенно-осадочных пород на Южных Курильских островах составляет в среднем $2,7$ г/см³, плотность верхних осадочных слоев в прогибе по корреляционной зависимости «скорость — плотность» — около $2,0$ г/см³ (Сычев, 1966).

На основании этих данных можно сделать оценку для показателя экспоненты в законе возрастания плотности осадков прогиба с глубиной. В самом деле, принимая избыточную плотность осадков вблизи поверхности $\Delta\sigma_0 = 2,0 - 2,7 = -0,7$ г/см³ и наибольшее относительное значение аномалии $\Delta g = 30$ мгл, получим

$$\lambda = \frac{41,85 \cdot \Delta\sigma_0}{\Delta g} \approx 1, \text{ т. е. } \Delta\sigma = -0,7 \cdot \exp(-h). \quad (1)$$

Из этого расчета следует, что максимальная глубина осадочного прогиба (считая, что подошва — уровень, где $\Delta\sigma = 0,05$ г/см³) 3 км. Однако у западного борта прогиба, по данным МОВ, мощность осадков $> 2,5$ км, а в центральной части в соответствии с формой аномалии мощность должна быть заметно больше. Отсюда следует, что в действительности должно быть $\lambda < 1$.



Плотностный разрез прогиба на месте Южно-Курильского пролива: 1 — наблюдаемое поле $\Delta\sigma_t$; 2 — региональный фон $\Delta\sigma_t$; 3 — локальная аномалия, вызванная наличием осадочного прогиба; 4 — линии равных избыточных плотностей. Выше — расположение расчетного профиля I—Г и профиля ГСЗ 21

Для определенности будем рассматривать только такие модели прогибов, в которых избыточная плотность осадочных пород: 1) в самой верхней части составляет $-0,7 \text{ г/см}^3$, 2) уменьшается вниз по экспоненциальному закону и 3) вдоль всего

основания прогиба $\Delta\sigma = -0,05 \text{ г/см}^3$. Отсюда следует, что задание некоторой формы основания прогиба однозначно определяет λ любого вертикального его сечения.

Задавая λ из промежутка $0 < \lambda < 1$, подбором формы основания прогиба было достигнуто соответствие расчетного поля модели (см. рисунок) с выделенной локальной аномалией в пределах ± 3 — $+4$ мгл. При этом оказалось, что в центральной части прогиба $\lambda = 0,5$, т. е. $\Delta\sigma = -0,7 \cdot \exp(-0,5 \cdot h)$.

Численный алгоритм расчета состоял в том, что гравитационный эффект от осадочного прогиба подсчитывался на ЭВМ «Минск-22» как сумма эффектов от ряда вложенных тел фиксированной плотности, отличающихся друг от друга на $0,05 \text{ г/см}^3$. Этот ряд получался разбиением объема прогиба изоденсами плотности с названным шагом $0,05 \text{ г/см}^3$.

Напомним, что в прогибе, выполненном нормально-осадочными отложениями, форма линий равной плотности (изоденс) определяется в основном статической нагрузкой осадков. При этом, очевидно, изоденсы должны «утыкаться» в борта прогиба. Приведенная на рисунке модель изменения плотности пород в прогибе предполагает лишь утончение слоев фиксированной плотности к бортам прогиба. Выбор модели оправдывается следующими соображениями.

Предполагая вулканогенно-осадочное происхождение отложений в прогибе, логично считать, что в прибортовых его частях отлагаются осадки, более насыщенные вулканическим (и потому более плотным) материалом, в сравнении с отложениями в центральных частях. Менее насыщенные вулканическим материалом терригенные отложения в центральной части прогиба вследствие большой глубины залегания уплотняются до такой степени, что сравниваются в этом отношении с синхронными отложениями на бортах.

Обратимся теперь к геологической интерпретации полученных результатов. Определим, в течение какого времени могла накопиться толща осадков мощностью 4—5 км. Принимая во внимание данные по Курильской глубоководной котловине Охотского моря о современной скорости осадконакопления $\sim 20 \text{ см/тыс. лет}$ (Марков и др., 1967) и используя тот же метод оценки, получим $\sim 70 \text{ млн. лет}$ для максимально возможного возраста осадков у самого основания прогиба. Учитывая ограниченность прогиба, в отличие от Курильской котловины, оценка 70 млн. лет является заведомо завышенной.

Осадочный прогиб, как видно на рисунке, имеет более крутой восточный борт, что может быть обусловлено крупным разрывным нарушением в проливе вблизи о-ва Шикотан. Это предположение не противоречит геологическим данным; в частности, на побережье Южно-Курильского пролива наблюдается падение пород в противоположную от пролива сторону.

К сожалению, геофизических данных пока недостаточно для

решения вопроса о том, что представляет собой фундамент осадочного прогиба в вещественном и структурном отношениях.

Интересно, на наш взгляд, предположение о том, что рассматриваемый прогиб является примером в значительной мере изостатически уравновешенной структуры на фоне общей изостатической неуравновешенности земной коры Южно-Курильского района (Гайнанов и др., 1974). Этот вывод следует из элементарной оценки баланса масс, заполняющих прогиб, и дефицита масс, образовавшихся вследствие изостатического проседания земной коры под нагрузкой осадков. Даже простое сопоставление величин прогибания подошвы земной коры (поверхность Мохоровичича) и основания осадочного прогиба (см. рисунок) показывает, что они соответствуют друг другу, находясь в пределах 4—5 км. Следовательно, можно предполагать, что компенсированное опускание основания прогиба захватило объем коры вплоть до поверхности Мохоровичича.

Таким образом, гравиметрические данные показывают, что максимально возможная мощность осадков в Южно-Курильском проливе может достигать 4—5 км; допустимо предположение о том, что прогиб в верхней части коры, приуроченный к Южно-Курильскому проливу, представляет собой пример изостатически скомпенсированной структуры в районе, характеризующемся в целом изостатической неуравновешенностью.

ЛИТЕРАТУРА

Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Туезов И. К. Аномальное гравитационное поле дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 108 с.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966, 235 с.

Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А. Гравитационные аномалии и их связь со строением земной коры в районе южных Курильских островов. — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 186—197.

Марков М. С., Аверьянов В. Н., Карташов И. П., Соловьев И. А., Шубаев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. — Труды ГИН АН СССР, в. 168, 1967, 224 с.

Сергеев К. Ф. О тектонической принадлежности и геологической истории Курильской островной дуги. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 15, 1970, с. 102—116.

Сергеев К. Ф., Туезов И. К. Тектоническая схема Курильских островов. — Атлас Сахалинской обл. М., ГУГК, 1967.

Снеговской С. С., Неверов Ю. Л. Строение осадочных отложений на акваториях о-ва Итуруп (Курильские острова). — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 24, 1970, с. 95—101.

Стрельцов М. И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М., «Наука», 1975, 132 с.

Суворов А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора, по сейсмическим данным. Новосибирск, «Наука», 1975.

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

ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА МОРЕ

При гравиметрических исследованиях земной коры и верхней мантии морей и океанов в нашей стране наиболее широко применяются аномалии в редукции Буге. Однако в последнее десятилетие появились высказывания о непригодности аномалий Буге для геологической интерпретации в пределах акваторий морей и океанов (Литинский, 1968, 1974; Грушинский, Сажина, 1969; Грушинский, 1970; Михайлов, 1969; Никольский, 1971; Балавадзе, Миндели, 1972).

В основу возражений против применения аномалий Буге на море были положены следующие доводы.

1. На суше поправкой Буге исключается влияние масс Земли, расположенных выше уровня геоида, а в море наблюдения ведутся (или пересчитываются) на поверхности воды, т. е. на уровне геоида, и выше никаких масс, требующих удаления, нет. Следовательно, нет необходимости во введении поправки Буге (в ее классическом понимании).

2. При осуществлении «засыпки» океана (дополнении слоя воды до плотности пород земной коры) искусственно создается опромный фон (Грушинский, 1970), который якобы вызывает ложное впечатление о резком различии гравитационного поля в пределах континентов и океанов.

3. Через поправку Буге в аномалии вводится элемент рельефа (в данном случае рельеф морского дна), затем информативность рельефа при геологической интерпретации принимают за информативность аномалий Буге. В подтверждение этого тезиса Н. П. Грушинский (1970) приводит следующие доказательства. При определении мощности земной коры используется соотношение

$$M = M_0 + K \Delta g_{\Gamma} = M_0 + K (\Delta g_{\text{св. в.}} - 0,0418 \sigma H);$$

для океана ($\sigma = 2,67 - 1,03$):

$$M = M_0 + K \Delta g_{\text{св. в.}} - K \cdot 0,07H.$$

$\Delta g_{\text{св. в.}}$ в океанских областях во много раз меньше члена $0,07H$,

поэтому информацию о мощности коры мы получаем не через аномалии, а через рельеф.

4. При сопоставлении мощности земной коры с аномалиями Буге в различных районах Земли устанавливаются самые различные соотношения их — от обратных до прямых. Это, по мнению Н. П. Грушинского, также свидетельствует о том, что в аномалиях Буге мощность коры не отражается.

На наш взгляд, приведенные аргументы о неприменимости редукции Буге на морях и океанах несостоятельны по следующим причинам.

1. Хотя в море не требуется удаления каких-либо масс, расположенных выше уровня геоида, как это делается на суше, физический смысл редукции и аномалий Буге в обоих случаях одинаковый, если редукцию рассматривать как приведение гравитационного поля (измеренных значений силы тяжести) к земной коре, сложенной ниже уровня геоида породами одинаковой средней плотности. Это дает возможность равноценного сопоставления аномалий на суше и на море и более отчетливого выделения гравитационного влияния внутрикоровых неоднородностей и земной коры в целом.

Дополнение слоя воды до масс со средней плотностью коры аналогично исключению влияния известных нам масс на суше и влияния промежуточного слоя. Вводя поправку Буге, мы исключаем влияние дна моря или океана. Если количественную интерпретацию начинать с аномалий в свободном воздухе, то для более отчетливого выявления внутрикоровых и подкоровых плотностных неоднородностей необходимо избавиться от влияния водного слоя, т. е. практически делается переход от аномалий в свободном воздухе к аномалиям Буге (Denlinger, 1969; Peter, 1966; и др.). Правда, при этом вычисляется влияние водного слоя с учетом топографии дна, но это аналогично введению поправки Буге с учетом поправки за топографию. И здесь можно согласиться с Н. П. Грушинским в том, что при использовании аномалии Буге на море нельзя игнорировать влияние топографии дна.

Последние исследования гравитационного влияния рельефа дна окраинных морей северо-западной части Тихого океана показали, что в районах глубоководных желобов, крутых континентальных склонов и крупных подводных возвышенностей введение поправок за рельеф совершенно необходимо (Павлов, Лютая, 1975). В районах островных дуг поправки за рельеф изменяются от +50 мгл на наиболее высокогорных островах до —25 мгл на склонах между островными дугами и глубоководными котловинами. Максимальные поправки установлены в районах глубоководных желобов: в самой глубоководной части Курильского желоба (10 542 м) — 91 мгл, в Алеутском желобе — 63 мгл, желобе Рюкю (Нансей) — 81 мгл. Отметим, что минимумы силы тяжести в редукции Буге, приуроченные, как

правило, к внутренним (со стороны островных дуг) склонам желобов, после введения поправки за влияние рельефа смещаются к осевой части последних.

В настоящее время наряду с непрерывными измерениями силы тяжести проводятся эхолотные промеры глубин дна моря на профиле. В результате появилось достаточное количество данных для учета влияния водного слоя (которое устраняется введением поправки Буге) и рельефа морского дна. Поэтому мы считаем, что при машинной обработке результатов изменения силы тяжести вычисление поправок за рельеф морского дна и поправок Буге обязательно и недопустимо публикование аномалий в свободном воздухе без указания глубин (Caruso e. a., 1962, 1963, 1964). Это делает невозможным использование правиметрических данных для количественной геологической интерпретации, поскольку ошибка определения глубины на 100 м влечет ошибку вычисления аномалий около 7 мгл.

2. Как отрицательные континентальные, так и положительные океанические аномалии Буге несут в себе информацию о реально существующих различиях в строении земной коры и прежде всего о большой ее мощности под континентами и малой мощности под океанами. Различие знаков аномалий Буге на континентах и океанах, как и близость аномалий в свободном воздухе в планетарном плане к нулю, свидетельствует о выполнении принципа изостазии земной коры. Введением поправки Буге как на суше, так и в океане мы убираем влияние топографических масс (положительных для возвышенных над уровнем моря частей континента и отрицательных для морей и океанов). Следовательно, аномалии Буге будут обусловлены лишь внутрикоровыми и мантийными локальными плотностными неоднородностями и компенсационными массами, уравновешивающими топографическую нагрузку. Отвлекаясь от локальных аномалий, обусловленных локальными плотностными неоднородностями, можно говорить о том, что в региональном плане аномалии Буге вызваны главным образом компенсационными массами. Поскольку в случае осуществления изостазии на континенте компенсационные массы в большинстве случаев отрицательны, а на море они положительны, то это естественным образом объясняет соответствующее различие знаков аномалий Буге в их пределах. То есть различие знаков аномалий Буге является следствием существования изостатического уравновешивания масс рельефа земной поверхности приближением к ней (в районе морей и океанов) или удалением (на возвышенных участках континентов) плотного вещества мантии, на котором как бы «плавает» земная кора, подчиняясь законам гидростатики.

Таким образом, как справедливо отмечает В. В. Федынский, резкое различие между континентами и океанами на правиметрических картах показывает коренную разницу меж-

ду континентальной и океанической корой, а разделяющие эти элементы полосы больших градиентов силы тяжести более наглядно, чем береговой эффект Гельмерта в редукции в свободном воздухе, показывают наличие зон крупных уступов в основных слоях земной коры (Федынский, 1970).

3. Информативность рельефа о мощности земной коры может полностью или в значительной мере заменять информативность аномалий Буге лишь при полном осуществлении изостазии, когда аномалии в свободном воздухе равняются или близки к нулю. В случае нарушения изостазии определение мощности коры по рельефу даст большие погрешности, а при наличии компенсационных масс обратного знака мощность коры, определенная по рельефу, будет существенно отличаться от действительной. Например, в восточной части Камчатки при высотах рельефа до 1000—1200 м мощность коры всего 24—30 км, тогда как при определении по рельефу она должна достигать 40 км (Павлов, Юнов, 1970; Павлов, Портнягина, 1975; Утнасин и др., 1975). Это относится и к морским акваториям: в котловине Окинава (Восточно-Китайское море) аномалии в свободном воздухе составляют около 80 мгл, а глубина моря 1000—1500 м. Разность между мощностью коры, определенной по рельефу, которая соответствует условиям изостатического равновесия, и реальной мощностью, определенной по аномалиям Буге совместно с данными ГСЗ, составляет 5—6 км (Павлов, Сычев, 1975).

Можно определять глубину залегания подошвы коры по рельефу с введением поправок за «аномальные» компенсационные массы, определенные по изостатическим аномалиям или, что реальнее, по аномалиям в свободном воздухе:

$$M = M_0 + \frac{\sigma_k}{\Delta\sigma} H - \frac{1}{2\pi f \Delta\sigma} \Delta g_{св. в.}$$

где σ_k — плотность коры,

$\Delta\sigma$ — разность плотностей коры и мантии.

Но приведенное выражение идентично формуле

$$M = M_0 + \frac{2\pi f \sigma_k H - \Delta g_{св. в.}}{2\pi f \Delta\sigma} = M_0 - \frac{\Delta g_{св. в.}}{2\pi f \Delta\sigma}$$

т. е. это равносильно определению мощности коры по аномалиям Буге (Фролов, 1970).

Например, в условиях зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном, где во многих районах изостазия заметно нарушена, определение мощности коры по рельефу неприемлемо, поэтому там целесообразно использовать аномалии Буге.

4. Тот факт, что в различных районах Земли наблюдаются

разнообразные соотношения аномалий Буге, рельефа и мощности земной коры, также обусловлен различием изостатического состояния и, следовательно, различием соотношения топографических и компенсационных масс. Заметим, что аномалии Буге не только отражают реальную мощность земной коры, но в совокупности с данными о рельефе позволяют охарактеризовать и изостатическое состояние земной коры (Павлов, Семакин, 1973; Гайнанов и др., 1974; Павлов, Портнягина, 1975).

Другая точка зрения заключается в том, что наиболее целесообразно использовать в качестве «универсальных» аномалии Граафа-Хантера, представляющие собой аномалии в свободном воздухе с поправкой за слой, располагающийся между высотой осредненного рельефа и высотой точки наблюдения (Литинский, 1968; 1969). При несомненных достоинствах этих аномалий, по сравнению с аномалиями в свободном воздухе для оценки изостатического состояния отдельных регионов, использование их в районах островных дуг и глубоководных океанических желобов может привести к большим ошибкам в связи с резкой расчлененностью и большими перепадами высот рельефа в этих условиях (Ватлин, Захарова, 1973). Кроме того, при современном состоянии изученности рельефа океанов трудно достаточно обоснованно выбрать радиус осреднения и определить средние высоты рельефа. Маршрутные эхолотные промеры глубин, которые используются при вычислении аномалий Буге, недостаточны, так как для получения аномалий Граафа-Хантера необходимо знание рельефа на достаточно больших площадях. По поводу использования этих аномалий для изучения внутреннего строения и мощности земной коры можно сделать те же самые оговорки, что и для аномалий в свободном воздухе.

Отметим, что сторонники использования «смешанных» аномалий Б. К. Балавадзе и П. Ш. Миндели (1972) при количественной интерпретации предложенных ими «гидро топографических» аномалий, представляющих собой аномалию в свободном воздухе с введением поправочного члена за двойное притяжение водного слоя в случаях съемок донными гравиметрами и на подводных лодках, пришли к выводу о пригодности аномалий Буге для изучения строения земной коры на морях и океанах.

Таким образом, мы еще раз убеждаемся в том, что аномалии в редукции Буге наиболее приемлемы для изучения плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии. Следует отметить, что, как и при всякой количественной интерпретации, анализ аномалий Буге не является строго однозначным, поскольку представляет собой решение обратной задачи гравиметрии. Выбор наиболее вероятной из возможных схем глубинного строения, полученных в результате количественной

интерпретации аномалий Буге, производится в совокупности с данными других геофизических методов или по методу аналогии с изученными районами (Гайнанов, Ушаков, 1973). Целесообразность использования редукции Буге на море состоит в том, что она позволяет проводить интерпретацию относительно некоторой единой уровенной поверхности. Кроме того, при введении этой редукции все аномальные массы и границы раздела плотностей остаются практически неизменными относительно поверхности наблюдения. Нам представляются необоснованными отрицания целесообразности применения аномалий Буге для изучения глубинного строения земной коры и мантии на акваториях морей и океанов.

В заключение следует подчеркнуть, что при окончательном представлении материалов морских гравиметрических исследований и при увязке их с сухопутными данными необходимо представлять как каталоги, так и карты в двух редукциях отдельно: в свободном воздухе и Буге (на суше и на море).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостоптехиздат, 1962, 495 с.
- Балавадзе Б. К., Миндели П. Ш. К вопросу о редукциях силы тяжести на море. — «Сообщения АН ГрузССР», 1972, т. 68, № 3, с. 68—75.
- Ваглин Б. П., Захаров Т. Л. Вычисление изостатических аномалий силы тяжести по аномалиям Буге. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 9, с. 99—105.
- 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.
- Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федьинский В. В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана. — «Вестник МГУ. Геол.», 1974, № 5, с. 5—19.
- Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Интерпретация аномалий силы тяжести на море. — «Морская геол. и геофиз. Экспресс-информация», 1973, № 1, с. 42.
- Гравиметрическая карта Австралии. М-б 1:5 000 000. Ред. Н. П. Грушинский, Н. Б. Сажина. Изд. Мин-ва геол. СССР, 1969.
- Грушинский Н. П. О редукциях силы тяжести для морских областей и некоторые замечания о связи гравитационных аномалий с толщиной земной коры. — В кн.: Морские гравиметрич. исслед. В. 5. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 65—73.
- Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Об аномалиях Буге на океанах. — ДАН СССР, 1969, 184, № 2, с. 331—333.
- Литинский В. А. Выбор редукции силы тяжести для геологической интерпретации гравиметрических съемок на море. — «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1968, в. 12, с. 228—235.
- Литинский В. А. Зависимость силы тяжести от высоты рельефа и вывод универсальной редукции, не зависящей от высоты. — В кн.: Геофиз. методы разв. в Арктике. В. 9. Л., изд. НИИГА, 1974, с. 59—67.
- Михайлов Н. Н. О редукции Буге. — «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», в. 16, 1969, с. 175—177.
- Никольский Ю. Н. О неприменимости редукции Буге для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии Земли по гравиметрическим данным. — В кн.: Методы развед. геофиз. В. 12. Л., «Недра», 1971, с. 13—23.
- Павлов Ю. А., Лютая Л. М. Гравитационное влияние рельефа дна окра-

инных морей северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Геофизич. исслед. строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30). Владивосток, 1975, с. 137—144.

Павлов Ю. А., Портнягина П. В. Об изостазии земной коры на Камчатке.— В кн.: Геофизич. исслед. строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30). Владивосток, 1975, с. 130—136.

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., Сычев П. М. Гравитационные аномалии островной дуги Рюкю (Нансей) и прилегающей акватории — «Геол. и геофиз.», 1975, № 1, с. 146—152.

Павлов Ю. А., Юнов А. Ю. О мощности земной коры на Камчатке.— ДАН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 194—196.

Утмасин В. К., Балеста С. Т., Эрлих Э. Н., Аносов Г. И., Герман Л. А., Шанцер А. Е. Глубинное строение структурных зон Камчатки.— «Сов. геол.», 1975, № 2, с. 67—80.

Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972, 157 с.

Федынский В. В. Замечание об аномалиях силы тяжести Буге на морях и океанах.— В кн.: Морские гравиметрич. исслед. В. 5. Изд-во МГУ, 1970, с. 73—75.

Фролов А. Н. Некоторые замечания о статистических соотношениях, применяемых в исследованиях строения земной коры.— В кн.: Морские гравиметрич. исслед. В. 5. Изд-во МГУ, 1970, с. 96—103.

Caputo M., Masada R., Helfer M., Hager C. Gravity measurements in the Atlantic Pacific and Indian Oceans. Lusiad and Moonsoon expeditions. Interim reports. Los Angeles, California, 1962, p. 5—23; 1963, p. 3—12; 1964, p. 5—30.

Denlinger P. Gravity and its relation to topography and geology in the Pacific Ocean.— «Geophys. Monogr», № 13, Washington, 1969, p. 325—363.

Peter J. Preliminary results of a systematic geophysical survey south of the Alaska peninsula.— Continental Margins and Island Arcs. Geol. Surv. Canada Paper 66—15, 1966, p. 223—237.

ОБ ИЗУЧЕНИИ ВАРИАЦИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ

Определяющее значение силы тяжести при возникновении и развитии тектонических процессов на различных глубинах в коре и мантии обосновывается тем, что все перемещения материала в теле Земли связаны в конечном счете с действием гравитационных сил. Гравитационная неустойчивость — перемещение частиц в направлении с меньшей потенциальной энергией — вызывает как вертикальные, так и собственно горизонтальные движения. В этой связи изучение вековых вариаций силы тяжести, обусловленных тектоническими процессами в земной коре и мантии, вызвало повышенный интерес среди геологов и геофизиков.

Сообщения о медленных (вековых, квазипериодических) изменениях силы тяжести с течением времени неоднократно появлялись в научной литературе (Собакарь, 1968; Файтельсон, 1969; и др.), однако полного доказательства их достоверности не было (Буланже, 1974).

В последнее десятилетие у нас в стране начали проводиться планомерные работы по изучению вариаций геофизических полей на условных геодинамических полигонах (Ташкентском, Кольском, Байкальском, Южно-Якутском и др.). До настоящего времени не было единой методики и требований к проведению соответствующих измерений и их обработке. Постановка работ зачастую зависела от личного опыта организаторов и не всегда являлась оптимальной.

Нам представляется целесообразным в качестве примера рассмотреть опыт работы по изучению вариаций силы тяжести на одном из наиболее «молодых» полигонов — Южно-Якутском.

Полигон создан в 1971—1972 гг. в высокосейсмичном районе на Алданском щите. Наблюдения проводились на гравиметрических пунктах (специально укрепленные плиты), расположенных через 2—3 км по сторонам треугольника. Основная сторона треугольника, протяженностью 80 км (36 пунктов), приурочена к Амуро-Якутской автомобильной магистрали и проходит по северному склону Станового хребта от пос. Нагорное на юге до пос. Беркажит на севере (рис. 1). Две другие

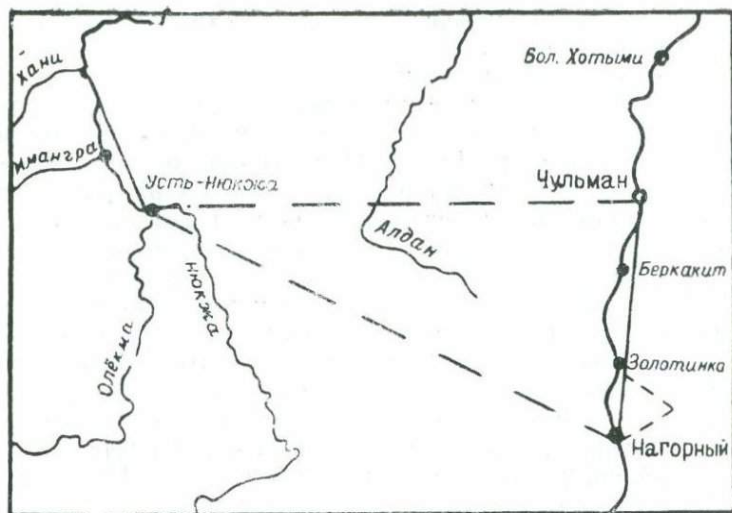


Рис. 1. Схема расположения Южно-Якутского геодинимического полигона: 1 — пункты измерения вариаций силы тяжести; 2 — опорные вертолетные связи; 3 — гравиметрические профили; 4 — старый гравиметрический профиль

стороны проложены по тропам, что при транспортировке гравиметров требует использования гусеничного транспорта.

Согласно программе исследований, кроме наблюдений по пунктам измерения вариаций силы тяжести планировались ежемесячные наблюдения по всем пунктам. Методика наблюдений «челночная», по системе замкнутых треугольников (1—2—3—1—2—3—4—2 и т. д.). Отрицательная сторона «челночной» методики наблюдений главным образом заключается в том, что при измерениях происходит последовательное наращивание связей между пунктами. Это приводит к накоплению случайных ошибок при уравнивании. Ошибки могут достигать утроенной среднеквадратичной погрешности единичной связи. Таким образом, эффект перераспределения ошибок в процессе уравнивания приводит к появлению «ложных» вариаций силы тяжести, единственной возможностью избавления от которых являются измерения непосредственных связей определяемых пунктов с исходными (Ладынин, 1975).

Недостаток структуры Южно-Якутского геодинимического полигона при изучении вариаций гравитационного поля прежде всего заключается в его громоздкости — необоснованной густоте пунктов наблюдений. Элементарные расчеты показывают, что расстояния между пунктами наблюдений около 2 км приводят

к ухудшению качества эксперимента и бесполезной трате времени на их выполнение.

Рассмотрим это на примере.

Пусть глубина центра «возмущающего» тела, аппроксимированного шаром, равна 20 км и его максимальный гравитационный эффект составляет 0,15 мгл. При точности определения единичной связи $\pm 0,02$ мгл на расстоянии 20 км от центра, т. е. 8—10 отдельных связей, величина помехи (накопление ошибок) составит примерно 0,08 мгл и будет соизмерима с полезным сигналом (около 0,10 мгл).

При изучении непериодических изменений силы тяжести относительными измерениями возможны случаи ошибочного заключения о величине и знаке вариации, что приводит к неверному истолкованию результатов наблюдений. Пусть значение силы тяжести на исходном пункте, расположенном над центром источника вариации, увеличилось на 0,4 мгл, а на двух периферийных пунктах — на 0,2 и 0,1 мгл. При постоянном значении силы тяжести на исходном пункте наблюдаемые величины Δg между пунктами 1—2 и 1—3 покажут уменьшение силы тяжести соответственно на 0,2 и 0,3 мгл.

Следовательно, на всех геодинамических полигонах из-за их небольших размеров изучение истинных (по величине и знаку) вариаций силы тяжести возможно только при комплексировании абсолютных и относительных измерений силы тяжести. Вынесение исходного пункта за пределы сейсмоактивной зоны в районе с другим геологическим строением является лишь полумерой.

Согласно изложенному, авторы считают целесообразным рекомендовать изменение схемы, методики и техники наблюдений на Южно-Якутском полигоне.

1. Наблюдения проводить по пунктам измерения вариаций (поселки Нагорный, Золотинка, Беркакит, Чульман).
2. Прекратить наблюдения по двум профилям в стороне от автомагистрали в связи со сложностью использования гусеничного транспорта.
3. Продлить основной профиль по Амуро-Якутской магистрали до Чульманской впадины (пос. Чульман).
4. Продолжить наблюдения на втором, созданном в 1975 г., профиле только по трем точкам: пос. Усть-Нюкжа — устье р. Имангри — устье р. Хани. Данный участок расположен на южном склоне Станового хребта и является еще более сейсмоактивным, чем первый. Гравиметрический профиль проходит вдоль будущей трассы БАМ по р. Олёкма (рис 1).
5. В начале и конце экспедиционных работ необходимо выполнение непосредственных связей пос. Нагорный — пос. Чульман — пос. Усть-Нюкжа с использованием авиатранспорта для увязки обоих профилей в один полигон и приведения всех наблюдений к единому уровню.
6. Сгущение пунктов наблюдений до 10 км проводить только в районах обнаружения изменений силы тяжести.
7. Устаю-

вить гравиметр для измерения вариаций силы тяжести на стационарной сейсмологической станции пос. Усть-Нюкжа либо пос. Чульман.

Для регулярных гравиметрических наблюдений целесообразно создание геодинамического полигона на Сахалине (рис. 2). На юге его, на участке Южно-Сахалинск — Невельск — Холмск изучение современных вертикальных движений земной коры повторным нивелированием начато в 1968—1970 гг. В последующие годы нивелирные линии 1-го класса были продолжены далее на север (Захаров и др., 1975). Кроме того, современные движения на Сахалине можно изучать с помощью уровенных наблюдений, ведущихся на ряде мареографических станций с 1947—1949 гг. (Якушко, Юркевич, 1975). Результаты показали, что западное побережье Сахалина в районе Невельска и Холмска относительно стабильно, хотя в целом большая часть исследованного района испытывает погружение. Наибольшее опускание со скоростью 9 мм/год установлено в приосевой части Южно-Камышового хребта (R_p 662) (Захаров и др., 1975). Попытка гравиметрических наблюдений за вариацией силы тяжести в южной части полигона была предпринята в 1972 г. Однако наблюдения выполнялись с низкой точностью по случайной сети близко расположенных пунктов.

С учетом имеющихся геодезических сведений о современных вертикальных движениях земной коры представляется, что основные опорные гравиметрические пункты в южной части полигона следует заложить в Невельске, Южно-Сахалинске, Охотске и у репера 662 в приосевой части Южно-Камышового хребта. Все эти пункты связаны автотрассой. Такой профиль позволит охарактеризовать изменение поля силы тяжести вкрест Южного Сахалина на участках с различным режимом современных вертикальных движений.

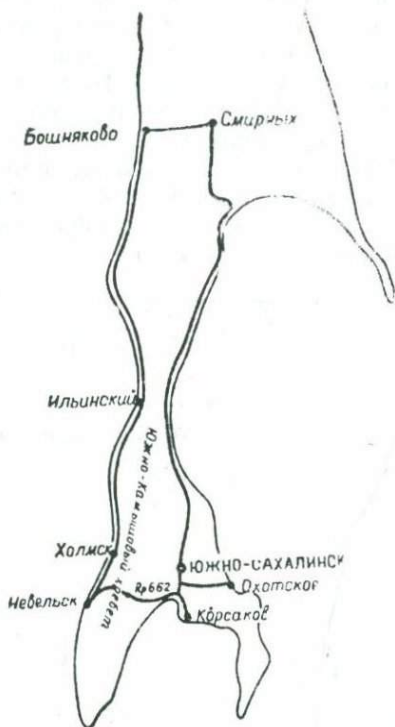


Рис. 2. Проектная схема Сахалинского геодинамического полигона

В более северных участках полигона, по-видимому, целесообразно заложить гравиметрические пункты в районах поселков Ильинский, Бошняково и Смирных, расположенных в разных геоструктурных условиях и характеризующихся различной сейсмичностью. Эти районы связаны с южной частью полигона автомобильными и железнодорожными путями.

В пределах Курильской островной дуги (о-в Шикотан), отличающейся высокой тектонической, вулканической и сейсмической активностью, проводятся работы по изучению предвестников землетрясений на гидрофизической обсерватории «Шикотан». Но подобные прогнозы будут неполны без изучения вариаций силы тяжести, связанных с динамикой различных геологических и тектонофизических процессов в коре и мантии Земли.



Рис. 3. Проектная схема расположения пунктов измерений вариаций силы тяжести на Сахалине и Южных Курильских островах

Для изучения вариаций силы тяжести на Курильских островах рекомендуется следующее расположение пунктов измерения (рис. 3).

1. Гидрофизическая обсерватория (о-в Шикотан). Здесь необходима установка гравиметра для измерения вариаций силы тяжести.

2. Поселок Крабозаводск (о-в Шикотан). Относительные измерения Δg между пунктами 1 и 2 возможны при транспортировке гравиметров на автомашине.

3. Поселок Южно-Курильск — аэропорт (о-в Кунашир).

4. Район вулкана Тятя (о-в Кунашир). Наблюдения между пунктами 3 и 4 возможны с применением вертолета.

5. Поселок Буревестник — аэропорт (о-в Итуруп).

Для увязки обоих полигонов рекомендуется создание связи Южно-Сахалинск (аэропорт, ОП № 6) — Южно-Курильск (ОП № 3) — Буревестник (ОП № 5) — Южно-Сахалинск (ОП № 6), наблюдения по которым возможно выполнять на рейсовых самолетах. С расширением наблюдений количество пунктов измерений может быть увеличено.

ЛИТЕРАТУРА

Буланже Ю. Д. Вековые изменения силы тяжести. — «Физ. Земли», 1974, № 10, с. 25—32.

Захаров В. К., Сарычева Р. А., Семакин В. П., Якушко Г. Г. Современные вертикальные движения на юге Сахалина, их связь с тектоникой и неотектоникой. — В кн.: Геофизич. исслед. строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30). Владивосток, 1975, с. 170—182.

Ладынин А. В. Результаты изучения вековых вариаций силы тяжести. — В кн.: Методические вопросы исслед. соврем. движений земной коры. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 60—79.

Собакарь Г. Т. Квазипериодические вариации силы тяжести Украины. — ДАН УССР, 1968, № 9, с. 38—40.

Файтельсон А. Ш. Вековые изменения силы тяжести в Арало-Каспийской области. — ДАН СССР, 1969, № 6, с. 1240—1241.

Якушко Г. Г., Юркевич Н. Е. Средний уровень моря и современные тектонические движения побережья в Холмске, Невельске и Корсакове. — В кн.: Геофизич. исслед. строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 30). Владивосток, 1975, с. 289—291.

К ВОПРОСУ О ТОЧНОСТИ КАРТ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ АКВАТОРИЙ

В настоящий момент на акваториях дальневосточных морей и Тихого океана накоплен значительный объем информации о распределении геомагнитного поля. Однако в связи со спецификой гидромагнитных работ (сезонность, относительно высокая стоимость и др.) и в некоторой мере слабой межведомственной координацией исследований общие принципы магнитометрических исследований на акваториях, как правило, не соблюдаются, в силу чего полученный материал зачастую становится трудно сопоставимым. Тем не менее тенденция последних лет заставляет нас при составлении кондиционных магнитных карт учитывать весь накопленный материал по исследуемым регионам.

При такой практике очень остро встает вопрос о точности этих карт. Общим принципам и методам картометрии и ее прикладным аспектам посвящено значительное количество исследований (Волков, 1950; Логачев, 1955; Пузырев, 1959; Ser-son e. a., 1957; Васильев, 1962; Карасик, 1964, 1967, 1970). Установлены и аналитически описаны основные критерии, характеризующие качество карт аномального магнитного поля. Показано, что основным весом при определении точности карт является погрешность съемки, которая вычисляется по повторным измерениям в точках пересечения рядовых и секущих маршрутов. Зачастую эта величина и принимается за меру точности карты.

В действительности, как предлагают П. Серзон с соавторами (Ser-son e. a., 1957) и А. М. Карасик (1970), точность карты определяют две не зависящие друг от друга характеристики: полная среднеквадратичная погрешность межконтурного интерполирования (Γ_s) и полная среднеквадратичная масштабная погрешность (Γ_m), которые в совокупности и определяют необходимую и достаточную характеристику карты. При этом результирующая точность карты определяется зависимостью

$$\Gamma_{\Sigma} = \max(\Gamma_s, \Gamma_m).$$

Величина Γ_s связана с составлением карт и зависит от точности съемки, погрешности выделения аномального магнитного

поля, замены непрерывных по профилю значений поля на дискретную систему изодинам, картографических возможностей в условиях выбранного масштаба и др.

Величина Γ_m обусловлена возможностями определения напряженности поля по самой карте, где основным весом является масштаб карты. Естественно, из этих посылок следует, что сильная генерализация карты аномального магнитного поля или уменьшение масштаба ведет к значительному снижению точности карт.

Таким образом, погрешность карт при крупном масштабе в основном зависит от качества произведенной съемки, точность которой определяется совокупностью факторов: точностью прибора (магнитометра), точностью определения координат, дифференцированностью геомагнитного поля, его горизонтальными градиентами, величиной девиации судна, величиной разнопериодных вариаций магнитного поля и др. Совокупность воздействий на точность съемки учесть не представляется возможным, так как некоторые возмущения невозможно предвидеть. Ошибка съемки носит случайный характер.

За меру точности гидромагнитной съемки можно принять одну из следующих ошибок: простую среднюю, вероятную, среднюю квадратичную ошибку, или стандарт $\sigma = \sqrt{D(x)}$, где $D(x)$ — дисперсия ошибки, и меру точности $h = \frac{1}{\sqrt{2}\sigma}$.

Однако справедливо оказывается предпочтение среднеквадратичной ошибке, а точнее ее оценке, перед остальными по следующим причинам: во-первых, на величину значения среднеквадратичной ошибки в большей степени влияют крупные по абсолютному значению ошибки; во-вторых, среднеквадратичная ошибка устойчива, т. е. она достаточно надежно определяется при сравнительно небольшом числе измерений; и в-третьих, среднеквадратичная ошибка позволяет получить вероятностные интервалы с любой заданной наперед точностью (например, правило трех сигм и т. д.).

Таким образом, несмещенную оценку среднеквадратичной ошибки находят по формуле

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (T_i^1 - T_i^{11})^2}{2(n-1)}}, \quad (1)$$

где n — число повторных наблюдений,

T_i^1 и T_i^{11} — значение модуля полного вектора магнитного поля в точках повторных наблюдений.

Если в одном и том же регионе проведены съемки в разное время с различной точностью (из-за наличия магнитометров с различными разрешающими возможностями, различных методов привязки и т. п.), а при составлении карты эти результаты

учитываются, то их влияние на общую точность, как правило, неодинаково. Наиболее вероятным значением ошибки сводной съемки для этого случая, на наш взгляд, будет являться среднеквадратичное взвешенное

$$\gamma = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^m \omega_k S_k^2}{\sum_{k=1}^m \omega_k}}, \quad (2)$$

где m — число разнопериодных съемок,

S_k — среднеквадратичная ошибка каждой съемки,

ω_k — веса, которые можно представить как общую протяженность профилей в указанный период съемки.

Если расхождение общей протяженности интерполируемых профилей различных периодов съемки незначительно, то формула (2) упрощается:

$$\gamma = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^m S_k^2}{m}}, \quad (3)$$

т. е. общая дисперсия γ^2 есть среднее арифметическое ее составляющих.

В заключение следует отметить, что в данной постановке предполагается полное отсутствие систематических ошибок или их предварительное устранение.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Р. Т. Исследование погрешностей, возникающих при проведении опорных сетей в магнитометрии. — В кн.: Прикладная геофизика, в. 33, 1962, с. 124—132.

Волков Н. М. Принципы и методы картометрии. М., Изд-во АН СССР, 1950, 328 с.

Карасик А. М. Статистические методы решения некоторых задач аэромагнитной съемки. — Уч. зап. НИИГА. Региональная геол., в. 2, 1964, с. 206—210.

Карасик А. М. Статистические приемы построения рациональной методики аэромагнитной съемки океана. — В кн.: Аэросъемка и ее применение. Л., «Наука», 1967, с. 132—136.

Карасик А. М. О точности карт аномального магнитного поля акваторий. — В кн.: Морская геол. и геофиз. В. 1. Рига, «Зинатне», 1970, с. 193—197.

Логачев А. А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. М., Госгеолтехиздат, 1955, 147 с.

Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959, 451 с.

Serson P. H., Hannaford W. L. W. A statistical analysis of magnetic profiles. — Journ. Geoph. Res., vol. 62, № 1, 1957, p. 1—19.

О ДОСТОВЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Результаты съемок магнитного поля представляются обычно в виде карт графиков и карт изодинам. Согласно К. П. Соколову, карта графиков является объективной информацией, а график изменения поля вдоль профиля наблюдения аналогичен в некоторой мере геологическому разрезу; карта же изодинам является аналогом геологической карты, поэтому воссоздание поля (построение карты изодинам) на весь исследуемый район по измерениям на отдельных профилях несет в себе значительные элементы субъективизма (Соколов, 1956). Степень объективности карты изодинам в первом приближении определяется детальностью съемки, характером магнитного поля и геологической изученностью района работ. Отсутствие геологических данных, как это наблюдается при исследовании морей и океанов, увеличивает субъективизм рисовки изодинам, поскольку магнитные аномалии отображают лишь некоторые особенности геологического строения. Отсутствие данных по элементам залегания пород, их составу и распространению существенно затрудняет процесс корреляции аномалий от профиля к профилю.

На примере некоторых региональных исследований магнитного поля рассмотрим степень достоверности результатов съемок.

В 1957—1959 гг. проведены аэромагнитные работы и составлена карта изодинам ΔT_a Охотского моря и Курило-Камчатской островной дуги (Соловьев, Гайнанов, 1963). Предложенная О. Н. Соловьевым и А. Г. Гайнановым интерпретация аэромагнитных данных, которую правильнее было бы назвать реконструкцией поля по профилям наблюдения, характеризовала малоизученный район. Отсутствие геологических данных в районе исследования привело к тому, что недостаточная детальность съемки (межпрофильное расстояние 50—100 км) была восполнена, с одной стороны, формальной интерполяцией изодинам от профиля к профилю и, с другой — некоторыми предположениями о закономерностях геологического строения региона. Данная реконструкция поля, в общем, может считаться достоверной только для региональной положительной аномалии океанического склона Курильской гряды. На значи-

тельной же территории Охотского моря, где распространены локальные аномалии, достоверность карты значительно снижается, поскольку простирание аномалий установить трудно, а геологические данные отсутствуют.

Такой же вывод можно сделать и для системы восточносахалинских аномалий. Северные и центральные области системы пересечены отдельными, далеко отстоящими друг от друга профилями. Тем не менее аномалии прослежены на всей площади работ и в результате сделаны выводы о горизонтальном смещении аномальных объектов в пределах единой зоны аномалий (Соловьев, Гайнанов, 1963). Однако по результатам детальных работ Г. М. Иванова (Лившиц, 1963) можно установить, что мы имеем дело с двумя независимыми зонами (Воробьев, 1974а). Однако, несмотря на существование более детальной съемки, представленной картой графиков (Лившиц, 1963), некоторые исследователи продолжают считать, что магнитные аномалии к востоку от Сахалина относительно друг друга располагаются кулисообразно, образуя единую систему (Туезов, 1975).

В реконструкции Южно-Охотской аномалии (см. рис. 1 из статьи «Особенности магнитного поля...» в наст. сб.) определенную роль сыграла высота съемки (2000 м над ур. м.). Благодаря интеграции магнитовозмущающих масс отдельные локальные положительные аномалии были восприняты как единая региональная аномалия. Согласно этому выводу (Соловьев, Гайнанов, 1963), большинство исследователей увязали аномалию с глубинным разломом (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Геологическое строение..., 1966; Сергеев, 1966; Сычев, 1966, 1968; Туезов, 1975; и др.). Однако гидромагнитные исследования показали, что так называемая единая Южно-Охотская аномалия распадается на отдельные локальные аномалии шириной 10—40 км, простирание которых не установлено (Воробьев, 1974б; наст. сб.).

Примером недостаточной обоснованности интерпретации может служить и карта изодинам на южную часть Охотского моря (Yasui e. a., 1967). Расстояние между профилями съемки в несколько раз превышает поперечные размеры аномалий. Недостаточная детальность исходных данных в этом случае дополняется начальным предположением о субпараллельности аномалий Курильской островной дуге.

Аналогичным недостатком обладает карта изодинам для акватории Берингова моря (Соорег e. a., 1976). Недостающая информация для составления карты восполнена предположением об идентичности геологической природы аномалий Берингова моря и ложа Тихого океана.

Степень достоверности карты изодинам особенно важна при районировании поля. В этом случае необходимо учитывать не столько кондиционность съемки, сколько ее однородность.

Различная детальность проведенных работ может в значительной мере предопределить результаты районирования и выделения, согласно этим результатам, районов, отличающихся друг от друга геологическим строением.

Для истолкований геомагнитных данных важны и результаты количественной интерпретации аномалий. Основные погрешности здесь возникают непосредственно за счет метода интерпретации. К сожалению, не всегда приводятся сведения о способе вычисления параметров намагниченного объекта, достоинствах способа и его недостатках, поэтому не всегда можно оценить степень достоверности полученных результатов. В этой связи рассмотрим влияние погрешностей некоторых способов интерпретации аномалий на геологическое истолкование, в частности, глубин залегания верхних и нижних кромок магнитовозмущающих тел.

Одним из самых распространенных способов интерпретации аномалий магнитного поля являлся метод касательных В. К. Пятницкого (1961). Метод основан на предположении, что магнитовозмущающий пласт имеет бесконечное распространение на глубину. В результате этого допущения верхние кромки намагниченных тел оказываются приподнятыми до 50—60% относительно глубины залегания, вычисленной с учетом эффекта влияния нижней кромки тела (Воробьев, 1975). Поскольку сам метод дает графическую ошибку до 20%, то возможная погрешность вычислений может достигнуть 80%.

Метод Г. Ф. Кузнецова (1965) имеет аналогичный недостаток, поскольку сконструированная путем проведения «нулевого» уровня «чистая» аномалия лишена отрицательных ординат. Следовательно, она превращается в аномалию, созданную намагниченным телом, нижняя граница которого располагается на бесконечной глубине.

Таким образом, искусственное уменьшение глубины залегания верхов магнитовозмущающих объектов может привести к тому, что они окажутся в более высоких горизонтах земной коры, а именно, в ее осадочном слое. Если выводы о магнитной неоднородности осадочного слоя сделаны с помощью методов, начальным предположением которых является допущение о бесконечном погружении тела на глубину, то результаты подобной интерпретации и геологические выводы не могут считаться достоверными и должны быть пересмотрены.

Если погрешности в определении глубин залегания верхних кромок магнитовозмущающих тел могут привести к мнению о «магнитной неоднородности» осадочного слоя Земли и, вероятно, пока необоснованному выводу о времени проявления эффузивно-интрузивной деятельности (Кочергин, Красный, 1975), то погрешности в определении глубин залегания нижних кромок тел могут стать мнимыми доказательствами магнитной неоднородности верхней мантии.

Вычисления глубины залегания нижней границы намагниченного тела чаще всего проводится по формуле Л. В. Булиной (1961). Исходными параметрами являются горизонтальные размеры тела и глубина залегания его верхней кромки. Поскольку искомая глубина — величина конечная, то использовать в формуле параметры, полученные в предположении, что эта величина бесконечна, неправомерно.

Таким образом, использование в формуле Л. В. Булиной параметров, вычисленных по методам В. К. Пятницкого и Г. Ф. Кузнецова, приводит к значительным погрешностям. Показано, что если определение глубины залегания верхней кромки ведется по методу В. К. Пятницкого (1961), то глубина залегания нижней границы тела определяется в этом случае с погрешностью до 160% в сторону заглубления (Воробьев, 1975). Метод Г. Ф. Кузнецова (1965) за счет формального проведения «нулевого» уровня аномалии, искусственно приподнимая верхнюю кромку тела, заглубляет нижнюю. Величина погрешности в этом случае не поддается учету, поскольку зависит от степени сложности магнитного поля.

Некоторые исследователи, используя формулу Л. В. Булиной (1961) в совокупности с упомянутыми методами, пришли к выводу о существовании намагниченных тел, частично или полностью находящихся в верхней мантии Земли (Гайнанов, 1966, 1968; Туезов и др., 1967; Туезов, 1975). Такие тела получили название «смешанных» и «подкоровых» (Туезов и др., 1967). Эти выводы в дальнейшем перешли в разряд существующих фактов (Деменецкая, 1975).

Выводы о «магнитной неоднородности» верхней мантии, полученные таким образом, не могут считаться достоверными. Особое возражение вызывают результаты вычислений с использованием метода Г. Ф. Кузнецова (1965). По мнению некоторых исследователей, этот метод, предназначенный для интерпретации аномалий в сложных магнитных полях, нельзя применять в таких полях (Проводников и др., 1975; Воробьев, 1975). Поэтому выводы И. К. Туезова о распространении «подкоровых» намагниченных тел преимущественно в западной части Тихого океана и погружении нижних границ этих тел до глубин 50—60 км (Туезов, 1975) можно считать преждевременными.

К выводу о «магнитной неоднородности» верхней мантии некоторые исследователи пришли иным путем (Шрейдер и др., 1976), но решение задачи ими произведено также некорректно. Использован метод, требующий аппроксимации тела прямоугольной призмы с глубиной нижней кромки, равной удвоенной глубине верхней. Естественно, получив глубину верхней кромки 10 км, что указывает на положение в низах земной коры океана, исследователи априори предполагают «магнитную неоднородность» верхней мантии, погружая возмущающее тело до глубины

ны 20 км. Однако истолкование магнитных аномалий может быть сделано не только с помощью предположения о неоднородности мантии, но, например, и с помощью модели тонкого магнитоактивного слоя базальтов (Мирлин, Мелихов, 1976). С геологических позиций, причинность аномалий может быть объяснена предположением о покровных излияниях возмущающего материала по трещинам в земной коре, а не только крутопадающими интрузиями типа штоков и т. п.

Завершая краткий обзор примеров некорректного применения некоторых количественных методов интерпретации, следует отметить, что «магнитная неоднородность» осадочного слоя земной коры и верхней мантии вполне возможна по физической сути, но доказывать эту «неоднородность» необходимо более убедительными способами.

ЛИТЕРАТУРА

Булина Л. В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы. — «Сов. геол.», 1961, № 5, с. 134—137.

Воробьев В. М. Особенности Восточно-Сахалинской аномалии. — 8-я конф. молодых ученых и специалистов, посвященная 250-летию АН СССР. Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1974а, с. 6.

Воробьев В. М. Особенности магнитного поля южной части Охотского моря и Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: 8-я конф. молодых ученых и специалистов, посвященная 250-летию АН СССР. Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1974б, с. 7.

Воробьев В. М. О возможных ошибках в определении параметров магнитных тел. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975, с. 177—181.

Воробьев В. М. Особенности магнитного поля юга Охотоморского региона. — Наст. сб.

Гайнанов А. Г. Магнитная неоднородность верхней мантии. — В кн.: Геофизич. исслед. № 2. М., изд. МГУ, 1966, с. 219—230.

Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 43—51.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966, 516 с.

Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975, 254 с.

Кочергин Е. В., Красный М. Л. Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 37, 1975, с. 163—176.

Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды ГИН АН СССР, в. 134, 1965, 365 с.

Кузнецов Г. Ф. Метод автоматической интерпретации сложных магнитных аномалий. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 1, с. 151—159.

Лившиц М. Х. Новые представления о тектонике о-ва Сахалин в свете геофизических данных и некоторые соображения о его газонефтеносности. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 6, с. 149—159.

Мирлин Е. Г., Мелихов В. Р. Новые данные о природе магнитных аномалий в северной части Атлантического океана. — «Океанология», т. XVI, 1976, в. 1, с. 98—104.

Проводников Л. Я., Пучкова Д. В., Шеплев В. С. К вопросу о методике разделения сложного магнитного поля (на примере западной части Сибирской платформы). — В кн.: Структурно-геоморфологич. исслед. в Сибири и на Дальнем Востоке. М., «Наука», 1975, с. 183—195.

Пятницкий В. К. К методу касательных. — В кн.: Вопросы развед. геофиз. В. 2. Новосибирск, 1961, с. 109—118.

Сергеев К. Ф. Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., «Наука», 1966, 148 с.

Соколов К. П. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. М., 1956, 128 с.

Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенности глубинного строения переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. — «Сов. геол.», 1963, № 3, с. 113—123.

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

Сычев П. М. Некоторые вопросы тектоники Сахалина и прилегающих акваторий в свете геофизических данных. — В кн.: Геол. зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968, с. 139—155.

Тузев И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, «Наука», 1975, 232 с.

Тузев И. К., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Соловьев О. Н. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — «Геотектоника», 1967, № 4, с. 95—101.

Шрейдер А. А., Валяшко Г. М., Назарова Е. А. Магнитная неоднородность дна котловин северо-западной части Индийского океана. — «Океанология», 1976, т. 16, в. 1, с. 105—112.

Cooper A. K., Marlow M. S., Scholl D. W. Mesozoic magnetic lineations in the Bering sea marginal basin. — «J. Geophys. Res.», vol. 81, № 11, 1976, p. 1916—1934.

Yasui M., Hashimoto Y., Uyeda S. Geomagnetic and bathymetric study of the Okhotsk sea. — «The Oceanographical Magazine», vol. 19, № 1, 1967, p. 73—85.

О МЕТОДИКЕ МОРСКИХ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение геотермического градиента

В настоящее время определение геотермического градиента при морских исследованиях с помощью погружного термоградиентографа (ПТГ) состоит из следующих операций (Тарасов, 1973).

1. Градуировка: перед спуском ПТГ на дно делается градуировочный импульс и рассчитывается чувствительность прибора.

2. Запись нулевой линии: прибор опускается на 50—100 м от уровня дна и выдерживается в течение 10—15 мин.

3. Запись градиента: ПТГ внедряется в грунт и выдерживается в течение 10—15 мин.

4. Запись нулевой линии: прибор поднимается на 50—100 м от уровня дна и выдерживается в течение 10—15 мин.

5. Вычисление градиента (рис. 1): $\text{grad } T = \frac{R}{\beta l_3}$, где $R = K \cdot I_2$, $K = \frac{Y^r}{I_1}$ — чувствительность в *Ом/мм*, I_1 — амплитуда записи калибратора в *мм*, I_2 — амплитуда рабочей записи в *мм*, Y^r — величина калибровочного импульса в *Ом*, β — температурный коэффициент термистора в *Ом/град*, l_3 — расстояние между датчиками в *мм*.

Остановимся на определении величины R .

В качестве основного узла ПТГ служит автобалансирующий мост (рис. 2), где R_1 и R_2 — постоянные сопротивления, $r_1 + r_2 = r$ — сопротивление реохорда, R_{T_1} и R_{T_2} — термисторы.

Условие равновесия моста:

$$R_{T_1}(r_2 + R_2) = R_{T_2}(r_1 + R_1). \quad (1)$$

Согласно этому, получим положение нулевой линии:

$$r_1 = \frac{x(r + R_2) - R_1}{1 + x},$$

$$\text{где } x = \frac{R_{T_1}}{R_{T_2}}.$$

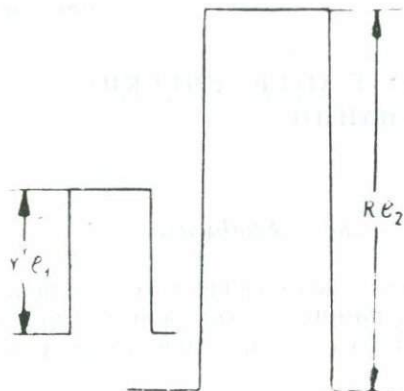


Рис. 1. Примерная запись геотермического градиента

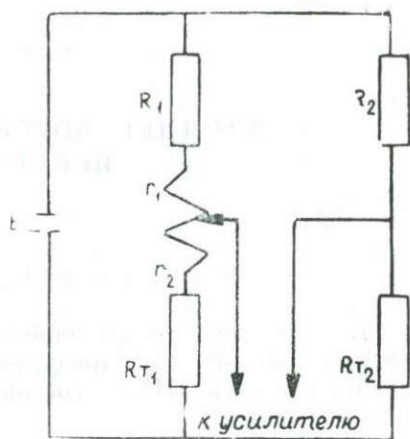


Рис. 2. Схема автобалансирующегося моста для измерения разности температур

Градуировка. Изменение величины R_{T_1} на Y^Γ Ом вызовет изменение r_1 до r_2 . Так как величина разбаланса моста поступает на усилитель (Любимова, 1968), будем считать, что

$$I_1 = m(r_2 - r_1),$$

где m — коэффициент пропорциональности, постоянный для данного прибора.

Отношение Y^Γ к I_1 чувствительность

$$K = \frac{(1+x) \left(1+x + \frac{Y^\Gamma}{R_{T_2}}\right)}{m(r + R_1 + R_2)} R_{T_2}. \quad (2)$$

Дальнейшие операции (2—5) дадут величину R с учетом сопротивления Z , вызванного разностью температур между поверхностью дна и уровнем 50—100 м от дна моря:

$$R = (Y^M + Z(1 - x^M)) \frac{R_{T_2}}{R^M_{T_2}} \frac{1+x}{1+x^M} \frac{1+x + \frac{Y^\Gamma}{R_{T_2}}}{1+x + \frac{Y^M}{R^M_{T_2}} + \frac{2Z}{R^M_{T_2}}}, \quad (3)$$

где $x^M = \frac{R^M_{T_1}}{R^M_{T_2}}$ на расстоянии 50—100 м от дна;

Y^M — сопротивление в Ом, обусловленное геотермическим градиентом.

Пусть температура дна изменяется в интервале 4°C . Тогда произведение сомножителей в выражении (3) с точностью до

10% равно единице. Следовательно, вычисляемая величина R с точностью до 10% равна γ^M . Поэтому предлагается при морских геотермических исследованиях делать калибровочный импульс на дне моря.

Выберем следующую схему определения геотермического градиента¹.

1. Запись нулевой линии; термисторы находятся на поверхности дна и имеют одинаковую температуру (R_{T_1} ; R_{T_2}).
2. Запись калибровочного импульса ($R_{T_1} + Y^r$; R_{T_2}).
3. Запись градиента ($R_{T_1} + Y^r - Y^M$; R_{T_2}).
4. Запись калибровочного импульса ($R_{T_1} - Y^M$; R_{T_2}).
5. Запись нулевой линии (R_1 ; R_2).

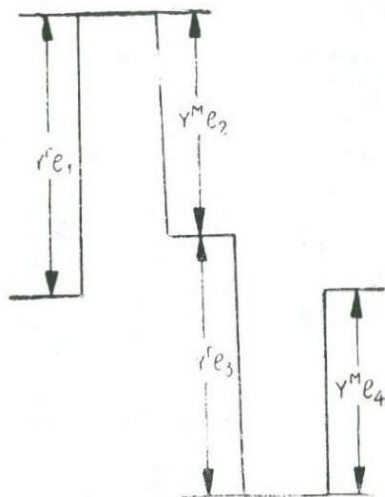


Рис. 3. Примерный вид записи геотермического градиента

Примерный вид записи представлен на рис. 3.

При таком порядке работ

$$\left\{ \begin{array}{l} R_1 = p \cdot Y^M \\ R_2 = \frac{1}{p} \cdot Y^M \end{array} \right\}, \quad (4)$$

где $p = \frac{1+x}{1+x + \frac{Y^r}{R_{T_2}} - \frac{Y^M}{R_{T_2}}}$;

$$x = \frac{R_{T_1}}{R_{T_2}};$$

$$Y_1 = \frac{Y^r}{l_1} l_2; \quad R_2 = \frac{Y^r}{l_3} l_4,$$

l_1, l_3 — амплитуда калибровочного импульса в мм,

l_2, l_4 — амплитуда рабочей записи в мм.

Из (4) получается

$$Y^r = Y^M \sqrt{\frac{l_2 l_4}{l_1 l_3}},$$

и геотермический градиент вычисляется по формуле

$$\text{grad } T = \frac{Y^r}{\beta l_5} \sqrt{\frac{l_2 l_4}{l_1 l_3}}, \quad (5)$$

где l_5 — расстояние между термистором в момент измерения геотермического градиента;

β — температурный коэффициент термистора R_{T_1} .

¹ В скобках указаны величины сопротивлений измерительных плеч моста, вызванные соответствующей операцией.

*Определение температуры морского дна
с помощью погружного термоградиентографа*

Как было показано выше (2), чувствительность ПТГ зависит от R_{T_2} , т. е. от температуры поверхности дна.

Пусть температура дна находится в интервале 4°C . Для постоянного Y_T будем считать, что величина X выражения (2) для данного диапазона температур постоянная. Тогда

$$R_{T_2} = AK + B.$$

Метод наименьших квадратов (Дженкинс, Ватс, 1971) позволяет определить величины A и B и доверительный интервал прогнозируемого значения R_{T_2} (табл. 1).

Таблица 1

$Y_T, \text{ Ом}$	$l, \text{ мм}$	$K, \text{ Ом/мм}$	$R_{T_2}, \text{ Ом}$	$R_{1,2}$ (выч.)	$\Delta R, \text{ Ом}$	$\frac{\Delta R}{R}, \%$
10	58,0	0,1724	4008	3999	48	1,2
10	60,0	0,1667	3877	3893	44	1,2
10	62,5	0,1600	3763	3767	40	1,1
10	64,2	0,1558	3706	3689	41	1,1
10	65,2	0,1534	3651	3644	44	1,2
10	66,0	0,1515	3594	3608	45	1,2

Таблица 2

$t^\circ\text{C}$	$R_{T_1}, \text{ Ом}$	$R_{T_2}, \text{ Ом}$
0,5	4008	3935
1,0	3942	3870
1,5	3877	3807
2,0	3818	3748
2,5	3763	3689
3,0	3706	3632
3,5	3651	3576
4,0	3594	3520

Из табл. видно, что относительная ошибка определения сопротивления порядка 1%.

Подбор термисторов для морских геотермических исследований

Для того чтобы повысить точность определения температуры дна моря, необходимо увеличить число калибровочных импульсов и подбирать термисторы таким образом, чтобы величина x для интервала температур дна в 4°C была величиной постоянной.

Рассмотрим два варианта подбора термисторов.

1. В каждой температурной точке возьмем отношение R_{T_1} к R_{T_2} , т. е.

$$x(i) = \frac{R_{T_1}(i)}{R_{T_2}(i)}.$$

2. Определим разность между R_{T_1} и R_{T_2} в середине интервала $\Delta R = R_{T_1} - R_{T_2}$

и найдем величину $x(i) = \frac{R_{T_1}(i)}{R_{T_2}(i) + \Delta R}$.

если $\Delta R > 0$, и $x(i) = \frac{RT_2(i)}{RT_1(i)} - \Delta R$, если $\Delta R < 0$.

Определим среднее значение \bar{x} и его доверительный интервал (Дженкинс, Ватсс, 1971):

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x(i);$$

$$S^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})^2.$$

100(1- α) %-ый доверительный интервал для среднего значения:

$$\bar{x} \pm t_{N-1} \left(1 - \frac{\alpha}{2} \right) \frac{S}{\sqrt{N}},$$

где $t_{N-1} \left(1 - \frac{\alpha}{2} \right)$ — распределение Стьюдента.

Расчеты для двух термисторов (табл. 2) показали, что величины \bar{x} по двум вариантам соответственно равны $1,019 \pm 0,001$; $1,0007 \pm 0,0005$ и что второй вариант предпочтительнее.

Таким образом, делая калибровочный импульс на дне моря, можно получить следующую:

1. Величину градиента следует вычислять по формуле (5), которая не содержит систематической ошибки, достигающей 10%.

2. Вычисляя чувствительность ПТГ по калибровочному импульсу, можно определить температуру морского дна с точностью до $0,3^\circ \text{C}$.

3. Для увеличения точности определения температуры морского дна необходимо так подбирать термисторы, чтобы отношение величины доверительного интервала к его среднему значению \bar{x} было наименьшим.

ЛИТЕРАТУРА

Дженкинс Г., Ватсс Д. Спектральный анализ и его приложения. В. 1. М., «Мир», 1971.

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

Тарасов А. А. Испытание погружного термоградиентографа при определении геотермического градиента на океаническом дне вблизи Курильских островов. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия. № 12. М., «Наука», 1973.

ИЗУЧЕНИЕ ДВУМЕРНОГО «БЕРЕГОВОГО ЭФФЕКТА» ПРИ ПОМОЩИ МОДЕЛИРУЮЩЕЙ УСТАНОВКИ САХКНИИ

Широко известно, что некоторые задачи электромагнитной индукции для реальных объектов геоэлектрики из-за значительных вычислительных трудностей могут быть решены лишь при помощи физического лабораторного моделирования (Рязанов, 1966). Принципиальное устройство действующих моделей включает в себя антенну, являющуюся источником электромагнитных волн, набор специальных геоэлектрических сред, выбор и размеры которых обусловлены критериями электромагнитного подобия, приемники (электрический и магнитный) вторичного поля, а также систему специальных электрических приборов, возбуждающих первичное поле в антенне и измеряющих вторичные поля на модели.

Значительные трудности в моделировании возникают при конструировании антенны, которая на основании теоретических соображений должна являться источником плоских электромагнитных волн. Как показывают эксперименты, выбор антенны в виде бесконечного длинного кабеля или же в виде соленоида, как и поверхность токовых линий, не обеспечивает необходимых размеров однородного поля на модели, что затрудняет изучение вторичных индукционных полей (Dossó, 1973).

Особенностью моделирующей установки СахКНИИ является непосредственное создание в геоэлектрической моделирующей установке вторичного поля заданной частоты и исследование эффектов перераспределенного поля на различных видах геоэлектрических неоднородностей. Таким образом, антенна как источник первичного поля со всеми присущими ей искажающими эффектами из моделирования исключается. Впервые эта идея была применена при изучении берегового и островного эффектов в СахКНИИ в 1967 г. (Мардерфельд и др., 1968).

Наиболее простой геоэлектрической моделью, исследованной на установке, является плоская двумерная модель Земли с неоднородностью в виде моря. Специфические электромагнитные эффекты, возникающие на контакте двух сред «суша — море», известны под названием «береговой эффект». Естественно, что это явление обусловлено перераспределением мор-

ских индукционных токов в районе контакта, вызванных различием электрической проводимости суши и моря. Принципиальной разницы в том, как мы будем создавать эти индукционные токи — непосредственно запитывая от генератора материалы, имитирующие сушу или море, или же возбуждая токи индукцией от антенны, — нет. В обоих случаях эффекты обусловлены действием границы раздела.

Блок-схема установки моделирования (рис. 1): геоэлектрическая модель, кабели питания симметри-

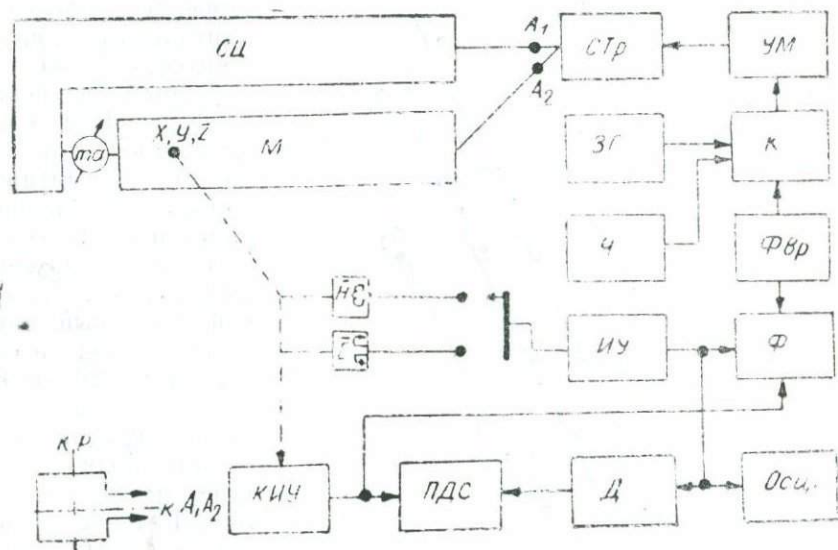


Рис. 1. Блок-схема моделирующей установки СахКНИИ: М — модель геоэлектрического разреза; СЦ — симметрирующая цепь; СТр — согласующий трансформатор; УМ — усилитель мощности; ЗГ — задающий генератор; Ч — частотомер; К — коммуникатор — распределитель сигналов; Фвр — фазовращатель $-180^{\circ} + 180^{\circ}$; Ф — фазограф; КИУ — координатно-измерительное устройство; ПДС — потенциометр двухкоординатный самошпицующий; Д — амплитудный детектор; Осц — осциллограф; КР — калибровочная рамка приемника магнитной составляющей поля Н; Е, Н — приемники электрических и магнитных компонент электрического поля; A_1, A_2 — выходные клеммы согласующего трансформатора

рующая цепь, согласующее устройство в виде трансформатора тока, измеритель тока, линии питания модели, усилитель мощности, измерительные зонды, компонент электромагнитного поля Е и Н, измерительный усилитель, или микровольтметр (У2-6 или В6-4), фазограф, фазовращатель, амплитудный детектор для выпрямления переменного выходного напряжения с выхода измерительного усилителя перед подачей измеряемого сигнала на двухкоординатный самошпиц ПДС-021, координатноизмери-

тельная система и калибрующая рамка. Для визуального контроля формы измеряемого сигнала применяется осциллограф. Для апробации установки были выполнены магнитотеллурические зондирования для модели моря с различной его глубиной: 1,92; 3,2; 6,4 км в натуре. Сравнение результатов моделирования с расчетными данными теории МТЗ (Бердичевский, 1968) показаны на рис. 2. В связи с двухслойностью разреза

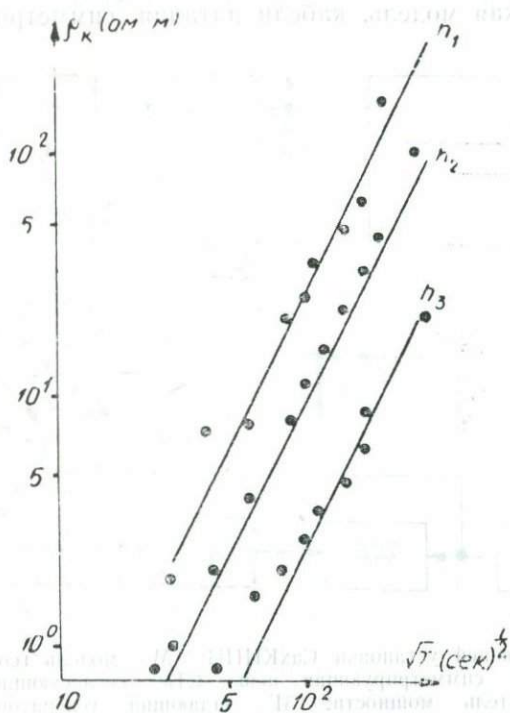


Рис. 2. Кривые ρ_k для двухслойного разреза. Сплошной линией показана теоретическая кривая, точками — экспериментальные значения. h — глубина моря в натуре ($h_1=1,92$ км; $h_2=3,2$ км; $h_3=6,4$ км)

вставки использовалась медная пластинка, для окружающей среды применялся листовой свинец. Модель была выбрана с подстилающим непроводящим основанием, геоэлектрические параметры и относительные размеры ее соответствовали расчету. Как показал эксперимент, амплитудные и фазовые распределения компонент электромагнитного поля в случаях моделирования и теоретического расчета оказались практически тождественными. Это позволило сделать вывод о возможности

кривые зондирования лежат на асимптотике S. Построение экспериментальных кривых проводилось по измеренным значениям E_x и H_y в середине моря, которое на модели имитировалось свинцовой пластиной. В соответствии с критериями подобия рабочий частотный диапазон на модели составляет 20—1000 Гц, что соответствует периодам вариаций поля в натуре от 24 ч до 30 мин. Разброс экспериментальных точек от теоретических составляет около 10—15%.

С этой же целью изучено распределение электромагнитного поля на модели со вставкой (Дмитриев и др., 1973). В качестве

прямого формирования вторичного поля непосредственно в модели, исключая внешние индукционные источники, а также о том, что такая установка для моделирования может успешно применяться для исследования сложных электромагнитных явлений, возникающих на контактах сред с различными электрическими свойствами.

Одной из первых задач, решенных при помощи моделирующей установки, явилась задача о двумерном береговом эффекте. Этот эффект выражен в ряде специфических особенностей электромагнитного поля токов, текущих в районе контакта «суша — море» с различными электрическими свойствами. Некоторые черты этого явления достаточно хорошо изучены теоретически и при помощи физического лабораторного моделирования. Однако при интерпретации ряда магнитовариационных аномалий для выявления особенностей глубинного геоэлектрического строения Земли в аномальных районах недостаточно ясно, какой вклад в чистом виде вносят морские индукционные токи в аномальное поле проводящей мантии. К таким аномалиям прежде всего следует отнести магнитовариационные аномалии в геомагнитных вариациях на Дальнем Востоке (Ваньян и др., 1968), в Северной Америке, Японии, Австралии (Рикитаки, 1968) и некоторые другие.

Ранее было показано (Мардерфельд и др., 1976), что интенсивность электромагнитного поля при береговом эффекте существенно зависит от мощности непроводящего слоя. Поэтому, представляя эффект, вносимый морем, без влияния глубинной электропроводности, можно по фактическим данным полевых геомагнитных наблюдений в первом приближении оценить параметры глубинного геоэлектрического разреза в районе геомагнитных наблюдений.

В качестве геоэлектрической модели «суша — море» был выбран материал «свинец — медь». В соответствии с критериями подобия для рабочего интервала частот 20—500 Гц получен линейный масштаб модели $2,5 \times 10^6$, т. е. лист меди в 2 мм соответствовал морю глубиной 5 км. При этом моделировались вариации с периодом от 15 мин до 6 ч. Так как величина вариаций вертикальной составляющей магнитного поля значительно зависит от высоты приемника (измерительной катушки), полученные значения пронормированы по палеткам В. И. Дмитриева и соответственно с этим введен коэффициент i, A .

На рис. 3 представлены графики изменения нормированных амплитудных значений, горизонтальной (нормальной к контакту), вертикальной составляющей магнитного поля и продольной составляющей электрического поля, а также соответствующие разности фаз на стокилометровом профиле, перпендикулярном к границе раздела для случая электрической поляризации поля (токи текут параллельно границе раздела). Значения горизонтального и вертикального магнитных полей

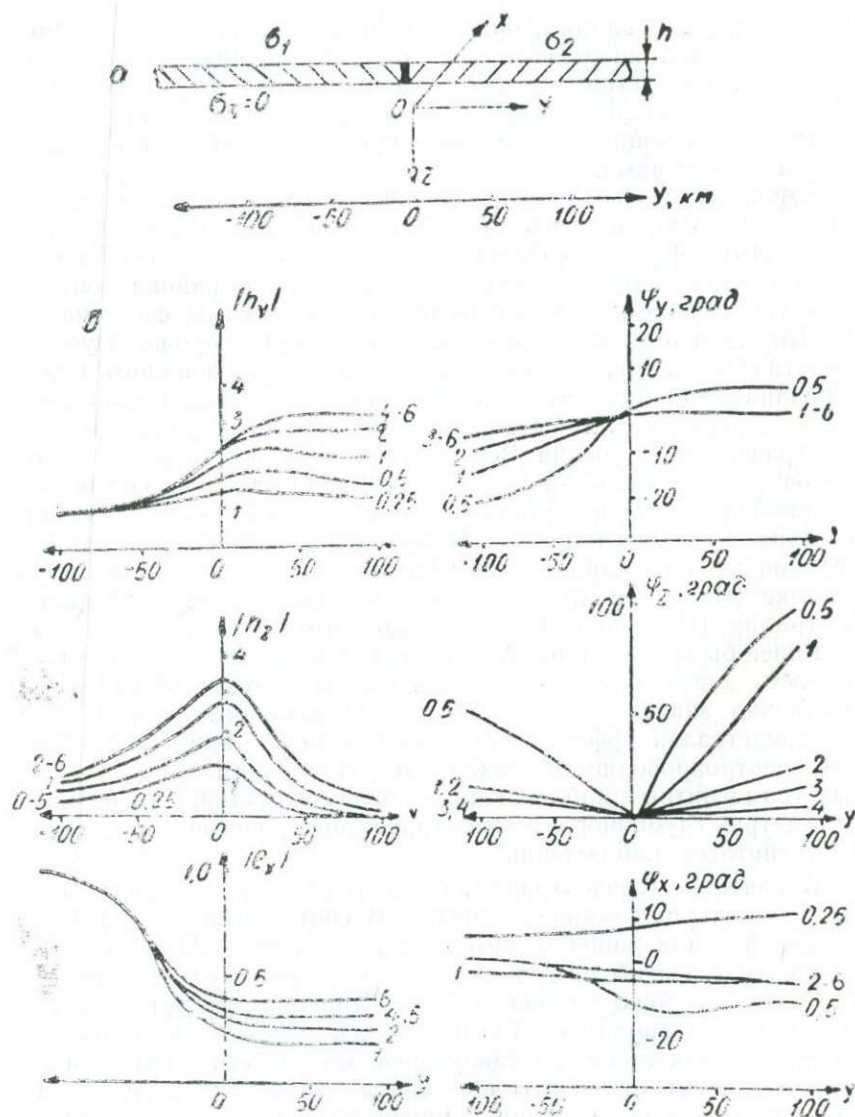


Рис. 3. Распределение нормированных амплитуд и фаз компонент электромагнитного поля над моделью двумерного берегового эффекта: а) схема модели берегового эффекта; б) распределение амплитуд и фаз поля по профилю «суша – море» в районе береговой линии для глубины моря $h=5$ км

нормировались на величину горизонтального поля в удалении от контакта со стороны суши, нормальное электрическое поле также принималось в значительном удалении от контакта. Фазовые характеристики поля представляют собой изменение

фаз элементов φ_z в точке наблюдения по сравнению со значениями фаз нормального поля, а фазовые характеристики $\varphi_{\text{н}}$, φ_z сравнивались с соответствующими значениями на нулевой линии профиля.

Как видно из рисунка, при двумерном береговом эффекте для двухслойной модели с изолятором в основании наблюдается значительное увеличение интенсивности горизонтального поля в море, резкий рост амплитуды вертикального поля на контакте, убывание интенсивности электрического поля в море. Указанные изменения интенсивностей носят монотонный характер: с увеличением периода вариаций отмеченный эффект усиливается, и для периодов, превышающих 2 ч, наблюдается насыщение. Отмеченный факт, по-видимому, объясняется конечной глубиной моря (в нашем случае глубина моря составляет 5 км).

Фазовые характеристики горизонтальных составляющих магнитного поля меняются незначительно, примерно на $10-15^\circ$. Для длинных периодов вариаций, превышающих 2 ч, эти изменения практически отсутствуют. Однако наблюдается значительное изменение фазы вертикальной составляющей, что скорее всего связано не с локальным эффектом на контакте, а с общим фазовым эффектом в вертикальном поле, обусловленном ограниченными размерами модели.

Анализ особенностей электромагнитного поля в районе контакта для модели с проводящим слоем (Мардерфельд и др., 1976) показал следующее.

1. В случае проводящего слоя, расположенного на глубине 50 км, максимум интенсивности вертикальной составляющей поля соответствует периоду 1 ч, и абсолютная величина его около 0,6 нормального горизонтального поля. На этом же периоде электрическое поле в море почти в 4 раза меньше нормального, горизонтальное поле увеличивается на 60%.

2. Частотные амплитудные характеристики магнитного поля имеют квазипараболический характер с экстремумом около 1 ч. Интенсивность электрического поля для длинных периодов с изменением частоты практически не меняется.

В случае модели с подстилающим изолятором без проводящего слоя эффект в горизонтальном и вертикальном полях увеличивается с периодом и при насыщении почти в три раза превышает нормальную интенсивность поля. При этом эффекты в электрическом поле почти не меняются.

ЛИТЕРАТУРА

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

Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Туезов И. К. Аномалия в геомагнитных вариациях на территории Дальнего Востока. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1968, т. 8, № 4, с. 720—725.

Дмитриев В. И., Захаров Е. В., Кокотушкин Г. А. Альбом палеток для магнитотеллурического зондирования в неоднородных средах. Ч. 2. М., Изд-во МГУ, 1973, 82 с.

Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. Н., Морозов И. П., Родионов А. В. Изучение «берегового эффекта» при помощи лабораторного моделирования.— Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 42, 1976.

Мардерфельд Б. Е., Ляпишев А. М., Грицук В. П. Некоторые закономерности в распределении вертикальной составляющей геомагнитных вариаций при береговом эффекте.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 1, с. 117—120.

Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Цилин А. А. Влияние поверхностных геоэлектрических неоднородностей на геомагнитные вариации.— Труды СахКНИИ СО АН СССР, в. 20, 1970, с. 257—263.

Рикитаци Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л., «Недра», 1968, 331 с.

Рязанов Г. А. Опыты и моделирование при изучении электромагнитного поля. М., «Наука», 1966, 335 с.

Dosso H. W. A review of analogue model studies of the coast effect.— Phys. Earth Planet. Inter., vol. 7, № 3, 1973, p. 294—302.

ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ГОДИК

Второй Международный симпозиум по геоэлектрике и геомагнетизму. М., Наука, 1988, т. 8, с. 720—728.

ГИДРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

В период с июля по сентябрь 1973 г. в южной части Охотского моря (см. рисунок) были проведены гидромагнитные и гравиметрические исследования. Работы выполнены по программе Курильской комплексной геофизической экспедиции (ККГЭ), организованной Институтом физики Земли АН СССР и Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР. Измерения проводились квантовым буксируемым Т-магнитометром. Пределы измерения прибора — 30 000—60 000 гамм при абсолютной погрешности не более ± 3 гаммы. Результаты измерений выдавались цифропечатающей машиной ЦПМ-1 с интервалом 4 с.

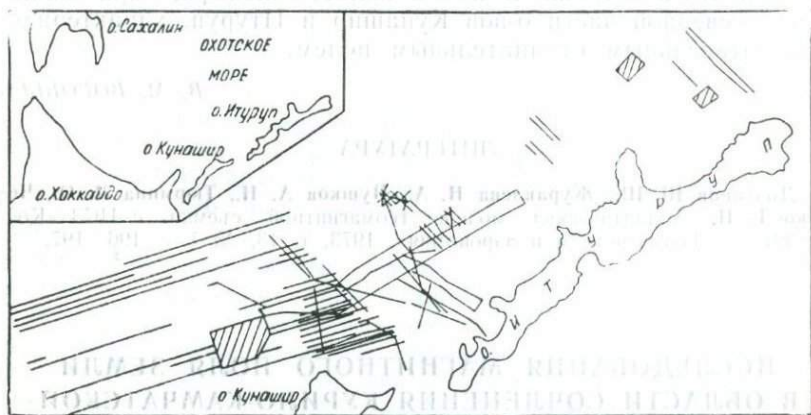


Схема расположения гидромагнитных профилей. Районы детальных исследований заштрихованы

Съемка производилась на гидрографическом судне «Антарктида». Среднеквадратичная погрешность в местоположении судна — ± 375 м.

Полученные материалы были обработаны на ВЦ СахКНИИ по программам, составленным В. М. Воробьевым. Нормальное поле вычислялось согласно аналитической модели геомагнитного поля Земли на 1970 г. (Долгинов и др., 1973). Для приведения этой модели к 1973 г. учитывалась поправка на вековой

ход. Суточные вариации магнитного поля, достигающие в период съемки амплитуды 70—80 гамм, вводились по данным геомагнитной обсерватории «Южно-Сахалинск».

К сожалению, из-за неисправности магнитометра измерения производились лишь на отдельных профилях (см. рисунок), протяженность которых составила около 2000 пог. км. Положение профилей и удаленность их друг от друга не позволяют надеяться на составление карты изодинам, однако полученная информация является весьма ценной, поскольку характеризует малоизученный район.

Одним из достоинств съемки является детальность измерений магнитного поля над отдельными подводными горами охотоморского склона южной части Курильской островной гряды. Установлено, что подводные горы сложены различным по своим физическим свойствам материалом, намагниченность которого варьирует в пределах намагниченности кислых и, возможно, основных изверженных пород. Установлено также, что северо-западнее о-ва Кунашир магнитные аномалии имеют простираание, близкое к северо-северо-восточному. Северо-западнее о-ва Итуруп в интенсивном отрицательном поле намечается северо-западное простираание аномалий, поперечных длинной оси этого острова. В целом область шельфа, примыкающая к северной части о-вов Кунашир и Итуруп, характеризуется интенсивным отрицательным полем.

В. М. ВОРОБЬЕВ

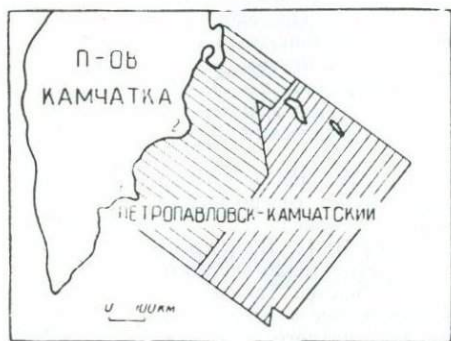
ЛИТЕРАТУРА

Долгинов Ш. Ш., Журавлева Н. А., Пушкин А. Н., Тюрина Л. О., Червко Т. Н. Аналитическая модель геомагнитной съемки с ИСЗ «Космос-321». — «Геомагнетизм и аэронавигация», 1973, т. 13, № 1, с. 196—197.

ИССЛЕДОВАНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ОБРУЧЕВА

В период с июня по ноябрь 1975 г. Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт ДВНЦ АН СССР по программе Курильской комплексной геофизической экспедиции (ККГЭ) выполнил геофизические исследования в северо-западной части Тихого океана, прилегающей к п-ову Камчатка. В комплекс работ входили гидромагнитные и гравиметрические измерения. В настоящем сообщении приводятся сведения о работе гидромагнитного отряда СахКНИИ.

Район работ (см. рисунок) охватывал центральную и северо-западную области подводной возвышенности Обручева, северо-восточное окончание Курило-Камчатского желоба и крайнюю западную часть Алеутской островной дуги, включая подводный хребет и прилегающий к нему глубоководный желоб. Расстояние между профилями колеблется от 4 до 15 км в зависимости от сложности подводного рельефа и магнитного поля. Общий объем работ превысил 40 000 пог. км.



Район гидромагнитных исследований. Штриховкой показано направление профилей: 1 — Шипунский; 2 — Кроноцкий полуострова

самописец Н-349 и на перфоратор чно-десятичном коде. Первичная осуществлялась непосредственно на судне и на ВЦ Петропавловска-Камчатского по программам, составленным автором статьи.

Предварительные данные свидетельствуют о большой неоднородности магнитного поля. Наиболее сложное поле связано с мелководьем и областями распространения эффузивов. Области пониженных значений увязываются с Алеутским и Курило-Камчатским глубоководными желобами. Однако в районе подводных продолжений Шипунского и Кроноцкого полуостровов Камчатки наблюдаются положительные магнитные аномалии непосредственно над осевой частью Курило-Камчатского желоба. Преимущественное простираение аномалий между побережьем п-ова Камчатка и сопряженным желобом северо-восточное, хотя на отдельных участках наблюдаются аномалии субмеридионального и северо-северо-западного простираения.

Значительный интерес представляет интенсивная положительная аномалия (свыше 1000 гамм), связанная с юго-западным тихоокеанским склоном Командорского блока Алеутской островной дуги.

Измерения магнитного поля производились буксируемым магнитометром (АПМ-3), разработанным гидрофизическим институтом УАН ССР (г. Севастополь). Прибор позволял производить измерения модуля полного вектора магнитного поля Земли в пределах 20 000—100 000 гамм при аппаратурной погрешности ± 1 гамма. Информация выводилась на

ПЛУ-1 с записью в двоично-десятичном коде. Первичная обработка материала осуществлялась непосредственно на судне и на ВЦ Петропавловска-Камчатского по программам, составленным автором статьи.

ПЛУ-1 с записью в двоично-десятичном коде. Первичная обработка материала осуществлялась непосредственно на судне и на ВЦ Петропавловска-Камчатского по программам, составленным автором статьи.

В. М. ВОРОБЬЕВ

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Соловьев С. Л., Павлов Ю. А., Кра- ный М. Л., Соиннов В. В., Мардерфельд Б. Е., Волкова Н. А., Кочергин Е. В. Исследования естественных геофизических полей Сахалинским комп- лексным научно-исследовательским институтом	3
Павлов Ю. А., Еремина Г. Ф., Лютая Л. М. Мощность земной коры в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном, по сейсмическим и гра- виметрическим данным	26
Кочергин Е. В., Павлов Ю. А. Региональная структура аномального магнитного поля северо-запад- ной части Тихоокеанского подвижного пояса	32
Хведчук И. И. Сапожников Б. Г., Воробь- ев В. М., Рабей С. Л. Особенности геологического строения центральной и северной частей Татарского пролива, по данным гидромагнитных исследований	44
Воробьев В. М. Особенности магнитного поля юга Охотоморского региона	53
Воробьев В. М. Магнитное поле как индикатор вещественного состава намагниченных пород (на при- мере подводных гор юго-востока Охотского моря)	57
Андреев А. А. Мощности осадочных отложений в Южно-Курильском проливе (по гравиметрическим дан- ным)	64
Павлов Ю. А., Строев П. А. Об интерпретации аномалий силы тяжести на море	69
Сусеков Ю. А., Павлов Ю. А. Об изучении вари- аций силы тяжести на геодинамических полигонах	76
Кочергин Е. В., Кочергин А. В. К вопросу о точности карт аномального магнитного поля акваторий	82
Воробьев В. М. О достоверности геологической ин- терпретации геомагнитных аномалий	85
Еремин Г. Д. О методике морских геотермических исследований	91
Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г. Изучение двумерного «берегового эффекта» при помощи моде- лирующей установки СахКНИИ	96

К Р А Т К И Е С О О Б Щ Е Н И Я

Воробьев В. М. Гидромагнитные исследования в южной части Охотского моря	103
Воробьев В. М. Исследования магнитного поля Земли в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и подводной возвышенности Обручева	104

Исследования естественных геофизических полей Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом. Соловьев С. Л., Павлов Ю. А., Красный М. Л., Соинов В. В., Мардерфельд Б. Е., Волкова Н. А., Кочергин Е. В. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 3—25.

В статье излагаются история развития и основные результаты исследований естественных геофизических полей (гравитационного, магнитного, геотермического и геоэлектрического) в Сахалинском комплексном НИИ ДВНЦ АН СССР. По научно-производственным особенностям развития выделено три этапа исследований на акваториях. Приведены количественные данные эмпирических работ. Намечены перспективы развития исследований геофизических полей институтом.

Ил. 1, табл. 1.

УДК 551.241(265)

Мощность земной коры в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном, по сейсмическим и гравиметрическим данным. Павлов Ю. А., Еремина Г. Ф., Лютая Л. М. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 26—31.

Наиболее общей чертой для исследуемого региона является воздымание подошвы и соответственно уменьшение мощности коры от 40—36 км на континенте до 9—6 км в Тихом океане. Под котловинами Берингова моря глубины до границы Мохоровичича по сейсмическим данным 13 км, по гравиметрическим — 12—15 км, что соответствует мощности коры 9—11 км. В Курильской котловине Охотского моря подошва коры залегает на глубине 15—18 км, мощность коры 12—15 км. В Японском море для большей части Центральной котловины характерна мощность коры 13—15 км. В северо-восточной части этой котловины минимальная мощность 11—12 км. В котловине Хонсю толщина коры увеличивается до 15—18 км. Котловина Окинава Восточно-Китайского моря характеризуется увеличением мощности коры до 21—25 км при глубинах залегания подошвы коры 24—27 км. Характерной особенностью в рассматриваемом районе является увеличение глубины залегания подошвы коры под крупными подводными возвышенностями Бауэреса, Ширшова и Ямато до 27 км и соответственно мощности коры до 25—26 км. Наиболее резко дифференцированы рельеф подошвы и мощность земной коры в районах островных дуг и глубоководных желобов. Здесь мощность коры варьирует от 6—7 до 27—30 км. Отмечены общие черты: приуроченность минимальных глубин к глубоководным котловинам, резкое погружение подошвы коры под их склонами, увеличенная мощность под подводными возвышенностями, смещение прогиба коры под склон глубоководного желоба, прилегающий к островной дуге, и др.

Эти особенности свидетельствуют о единой генетической природе и путях развития земной коры в дальневосточных окраинных морях.

Ил. 2, библ. 18.

УДК 550.380(265)

Региональная структура аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Кочергин Е. В., Павлов Ю. А. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 32—43.

Выполнено районирование аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса по характерным признакам. Выде-

дена и описана морфология поля 47 зон. Рассмотрена их геологическая природа, проведена классификация. Предполагается соответствие выделенных региональных магнитных провинций геоблокам и развитым межглыбовым зонам.

Ил. 1, библиогр. 21.

УДК 550.389 : 551.24 (265.4.04 Т)

Особенности геологического строения центральной и северной частей Тартарского пролива, по данным гидромагнитных исследований. Хведчук И. И., Сапожников Б. Г., Воробьев В. М., Рабей С. Л. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 44—52.

Магнитные аномалии обусловлены магнитоактивными образованиями в отложениях верхнемелового возраста. По морфологии поля выделены три различные по своему геологическому строению зоны. Разрывные нарушения, выявленные съемкой, позволяют сделать вывод о блоковом строении докайнозойского основания пролива. С севера на юг наблюдается ступенчатое погружение блоков. Установлен факт существования субширотного Ламанонского разлома.

Ил. 3, библиогр. 9.

УДК 550.389 : 551 (265.3)

Особенности магнитного поля юга Охотоморского региона. Воробьев В. М. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 53—56.

Установлено, что региональная положительная магнитная аномалия, выявленная работами 1957—1959 гг. и простирающаяся на северо-восток из пределов Курильской котловины вплоть до берегов Камчатки, распадается на отдельные локальные аномалии, что принципиально меняет представление о характере магнитного поля в этом районе. Имеются предпосылки для выявления аномалий субмеридионального простирания над подводной возвышенностью Академии Наук СССР, в Курильской котловине и охотоморском склоне Курильской островной гряды. По различию в ориентации осей аномалий выделяются два региона: Курильский — с северо-восточным простиранием аномалий и Охотоморский — преимущественно с субмеридиональным простиранием. Делается предположение о связи различной планировки аномалий с определенными этапами складчатости.

Ил. 1, библиогр. 7.

УДК 550.382.3 : 551.462 (265.3)

Магнитное поле как индикатор вещественного состава намагниченных пород (на примере подводных гор юго-востока Охотского моря). Воробьев В. М. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 57—63.

Показано, что районирование магнитного поля с применением статистических характеристик поля неэффективно. Для прогнозирования геологического строения необходимо иметь представление о доле участия намагниченных пород в таких слагаемых суммарного эффекта, как тектоника, стратиграфия, петрография и палеомагнитная обстановка. Вычисление координат палеомагнитных полюсов для подводных гор по методу В. Вакье также нецелесообразно. Метод требует начальных условий, которые в действительности

сти не соблюдаются. В результате датировка исследуемого объекта, установленная по положению полюса, не может считаться достоверной. Наиболее действенным способом изучения магнитного поля является количественная интерпретация, основанная на оценке параметров намагниченного объекта и его эффективного петрографического состава.

Показано, что сильномагнитные подводные горы юго-востока Охотского моря могут быть идентичны андезитовым вулканам. Ил. 3, библи. 13.

УДК 551.24(265)

Мощность осадочных отложений в Южно-Курильском проливе (по гравиметрическим данным). Андреев А. А. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 64—68.

На основе относительных гравиметрических данных с привлечением ГСЗ и МОВ показано, что максимальная мощность отложений в Южно-Курильском проливе может достигать 5 км. Устанавливается форма поперечного сечения осадочного прогиба. Предполагается, что прогиб, приуроченный к Южно-Курильскому проливу, в верхней части земной коры представляет собой пример изостатически скомпенсированной структуры в районе, характеризующемся в целом изостатической неуравновешенностью.

Ил. 1, библи. 10.

УДК 550.831

Об интерпретации аномалий силы тяжести на море. Павлов Ю. А., Строев П. А. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 69—75.

Рассматривается вопрос о применимости аномалий силы тяжести в редукции Буге для геологической интерпретации на море. Критически проанализировав основные доводы против использования этой редукции, авторы приходят к выводу об их несостоятельности и делают заключение о том, что аномалии Буге наиболее подходящи для изучения плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии.

Библи. 25.

УДК 550.312

Об изучении вариаций силы тяжести на геодинамических полигонах. Сусеков Ю. А., Павлов Ю. А. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 76—81.

На примере Южно-Якутского полигона обсуждается структура (схема) полигона, техника и методика относительных наблюдений. Рекомендуются пункты измерений для проведения работ по изучению вариаций силы тяжести на Сахалине и Курильских островах.

Ил. 3, библи. 12.

УДК 550.389+519.281

К вопросу о точности карт аномального магнитного поля акваторий. Кочергин Е. В., Кочергин А. В. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 82—84.

Рассмотрен вопрос учета погрешностей гидромагнитных съемок разной точности, обусловленной различными факторами при составлении сводных карт изодинам аномального магнитного поля. Предложен критерий оценки обобщенной точности «съемки».

Библи. 8.

УДК 550.838.

О достоверности геологической интерпретации геомагнитных аномалий. Боробьев В. М. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 85—90.

Степень достоверности карт изодинам аномального магнитного поля непосредственным образом проявляется в геологических выводах. Количественная интерпретация магнитных аномалий, несущая в себе значительные погрешности вычислений, также может привести к ложным геологическим построениям. В качестве примера рассмотрены случаи, когда выводы о «магнитной неоднородности» осадочного слоя земной коры и верхней мантии основаны на «возможных» погрешностях вычислений.

Библ. 26.

УДК 550.361

О методике морских геотермических исследований. Еремин Г. Д. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 91—95.

Применяемая в настоящее время методика определения геотермического градиента при морских исследованиях допускает ошибку в вычислении R-амплитуды рабочей записи в Ом до 10%. Это связано с температурой поверхности дна. Делая калибровочный импульс на дне моря, можно избавиться от ошибки в вычислении R и определить температуру дна с точностью до 0,3°С.

Отношение величины сопротивления термистора R_{T_1} и R_{T_2} в интервале температур 4°С постоянно с точностью до 0,1%. Для морских геотермических исследований необходимо брать те термисторы, отношение доверительного интервала к его среднему значению X которых было бы наименьшим.

Ил. 3, табл. 2, библ. 3.

УДК 550.373

Изучение двумерного «берегового эффекта» при помощи моделирующей установки СахКНИИ. Мардерфельд Б. Е., Шигапов Р. Г. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 96—102.

Эффекты, вносимые морскими индукционными токами, которые текут в береговой зоне в нормальное электромагнитное поле Земли, играют основную роль при формировании береговых магнитовариационных аномалий. При помощи моделирующей установки СахКНИИ был исследован двумерный береговой эффект для случая отсутствия проводящей мантии. Вторичное поле формировалось непосредственно в модели. Глубина моря составляла 5 км. Получено распределение нормированных амплитуд и фаз электромагнитного поля для вариаций с периодом от 15 мин до 6 ч в зависимости от расстояния пункта наблюдения до контакта. Показано, что в районе контакта «суша — море» наблюдается значительное увеличение горизонтальной составляющей поля со стороны моря, резкий рост амплитуды вертикальной составляющей над контактом, убывание интенсивности электрического поля в море.

Ил. 3, библ. 9.

УДК 550.389(265.3)

Гидромагнитные исследования в южной части Охотского моря. Боробьев В. М. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 103—104.

В южной части Охотского моря, примыкающей к Южным Курильским островам Кунашир и Итуруп, проведена гидромагнитная съемка. Работы

выполнены квантовым буксируемым Т-магнитометром. Общий объем исследований составил около 2000 пог. км.

Ил. 1, библи. 1.

УДК 550.389(265)

Исследования магнитного поля Земли в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и подводной возвышенности Обручева. Воробьев В. М. «Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей». Владивосток, 1977, с. 104—105.

В северо-западной части Тихого океана, примыкающей к п-ову Камчатка, проведена гидромагнитная съемка с межпрофильным расстоянием 4—15 км. Работы выполнены буксируемым протонным магнитометром. Общий объем исследований превысил 40 000 пог. км.

Ил. 1.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Редактор Л. В. Ступенина
Удостоверен Т. Е. Дурова
Техн. редактор Н. Н. Павлова
Корректоры В. В. Кривоноза, Н. А. Чьян

Издательство «Морской флот» г. Владивосток, ул. Коммунаров, 28
Сдано в набор 27/11/77 г. Подписано к печати 28/11/77 г.
Формат 60×90/16. Усл. печ. л. 7. Усл. изд. л. 82. Бумага тип. № 1.
Мол. вес. Цифр. 82. Кол. знаков 270.

Редакционно-издательский отдел Дальневосточного государственного университета
Дальневосточный филиал СССР
г. Владивосток, Ленинский пр.
Издательство «Морской флот» г. Владивосток
в составе г. Владивостокского государственного университета
Владивосток, Океанский пр. 98

**ЕСТЕСТВЕННЫЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ**

Редактор Л. В. Студенчикова.
Художник Т. Е. Дурнова.
Техн. редактор Н. И. Павлова.
Корректоры В. В. Краснова, Е. А. Рамм

БД 08366. Сдано в набор 27.VI 1977 г. Подписано к печати 28.XII 1977 г.
Формат 60×90/16. Усл. печ. л. 7. Уч.-изд. л. 8,2. Бумага тип. № 1. Тираж
500 экз. Цена 82 коп. Заказ 270.

Редакционно-издательский отдел Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР
690600, Владивосток, Ленинская, 50
Полиграфический комбинат Управления издательств, полиграфии
и книжной торговли Приморского крайисполкома
Владивосток, Океанский пр., 69

82 коп.

2759