

Ю. В. ШЕВАЛДИН

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

550.3.

Ю. В. ШЕВАЛДИН

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1978



Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М., "Наука", 1978, 76 с.

В работе приводится карта геомагнитных аномалий на большую часть акватории Японского моря. Карта построена по данным полигонных съемок Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР с использованием в ряде районов результатов съемок Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР и различных ведомств Японии.

На основании геомагнитных и других геолого-геофизических данных на площади моря выделены системы разломов. Рассматривается связь выявленных разрывных нарушений с морфоструктурами дна и разломами континентального и островного обрамлений.

Книга представляет интерес для специалистов по морской геологии и геофизике.

Табл. 5. Ил. 21. Библ. 139 назв.

Ответственный редактор

кандидат физико-математических наук

Б.Я. Карп

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы быстро растет интенсивность освоения окраинных морей, которые кроме сугубо практической ценности представляют и большой теоретический интерес как области, находящиеся в зоне перехода от континентальных структур к океаническим.

В геолого-геофизическом отношении Японское море является одним из наиболее изученных окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Однако мелкомасштабность многих исследований и исключительная сложность геологического строения района в значительной степени затрудняют или делают невозможным решение ряда основных вопросов его тектоники, среди которых наиболее существенными являются характер распределения на площади моря разломов и зон разломов, связь тектонических элементов коры с морфоструктурами дна и продолжение континентальных структур в район глубокого моря.

В данной работе делается попытка решить эти вопросы на основе обобщения полигонных геомагнитных исследований и сопоставления результатов их интерпретации с другими геолого-геофизическими данными, включая магнитные свойства образцов коренных пород дна.

Полигонные геофизические исследования по программам Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР в

Японском море ведутся с 1967 г. С 1968 г. автор принимает непосредственное участие в планировании и проведении большинства экспедиционных и лабораторных исследований по изучению структуры магнитного поля на акватории моря и магнитных свойств образцов коренных пород дна. Часть лабораторных исследований проведена совместно с сотрудниками Института физики Земли АН СССР.

Исследования велись в контакте с Б.И. Васильевым, Б.Я. Карпом, В.М. Ковылиным, Н.С. Крапивиним, М. Л. Красным, Р.Г. Кулиничем, А.К. Усольцевым, С.В. Шевалдиной и др. Автор пользовался советами и консультациями Н.П. Васильковско-го, В.М. Воробьева, Ю.А. Павлова, Г.И. Худякова. Автор признателен всем им за помощь. Особенно автор благодарен Н.П. Васильковскому за всемерную поддержку в проведении исследований, результаты которых положены в основу данной работы.

1. ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АКВАТОРИИ ЯПОНСКОГО МОРЯ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Геомагнитные исследования в Японском море были начаты по программе Международного геофизического года (1957-1959 гг.). В этот период была проведена (на высоте 2 км от уровня моря) аэромагнитная съемка зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Ряд профилей этой съемки захватил и северо-западную часть Японского моря.

В 1964 г. японскими геофизиками (Институт землетрясений и магнитная обсерватория Майдзурю) в комплексе с измерениями величины теплового потока была начата гидромагнитная съемка акваторий, прилегающих к Японской островной дуге. К этому же времени относится съемка района возвышенности Богорова в северной части моря. В 1966 г. выполнены геомагнитные исследования над возвышенностью Ямато в центральной части моря.

В 1966-1967 гг. Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом (СахКНИИ) на судах малого тоннажа проводилась съемка Японского моря от широты Советской гавани до Корейского пролива. Расстояние между съемочными галсами в среднем около 50-60 км. Некоторое сгущение сети наблюдений отмечается в районе залива Петра Великого. Общая протяженность профилей составила 26 000 км. В результате исследований составлены карты профилей нормальной и аномальной составляющих магнитного поля акватории моря на эпоху 1967 г.

С 1967 г. в Японском море ведутся комплексные полигонные геомагнитные и другие геофизические исследования по программам Института океанологии АН СССР и его Тихоокеанского отделения (с 1973 г. - Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР).

Проведенные съемки (Красный, 1969; Isezaki, Uyeda, 1973) выявили сложную структуру аномального магнитного поля на акватории моря. Установлено, что общее простирание региональных аномалий северо-восточное, в северных районах моря выявлены субмеридиональные аномалии. Отмечается наличие более выдержанных по простиранию аномалий в районе котловины и менее - в юго-

западной части моря. Полные амплитуды аномалий в большинстве случаев не более 300 гамма, длина волны 20–40 км. Аномалии более линейны в глубоководных частях моря, менее – в районе возвышенности Ямато. Единого центра симметрии в структуре поля в пределах площади моря не наблюдается. Не обнаружено также связи характерных черт донного рельефа с особенностями аномального поля.

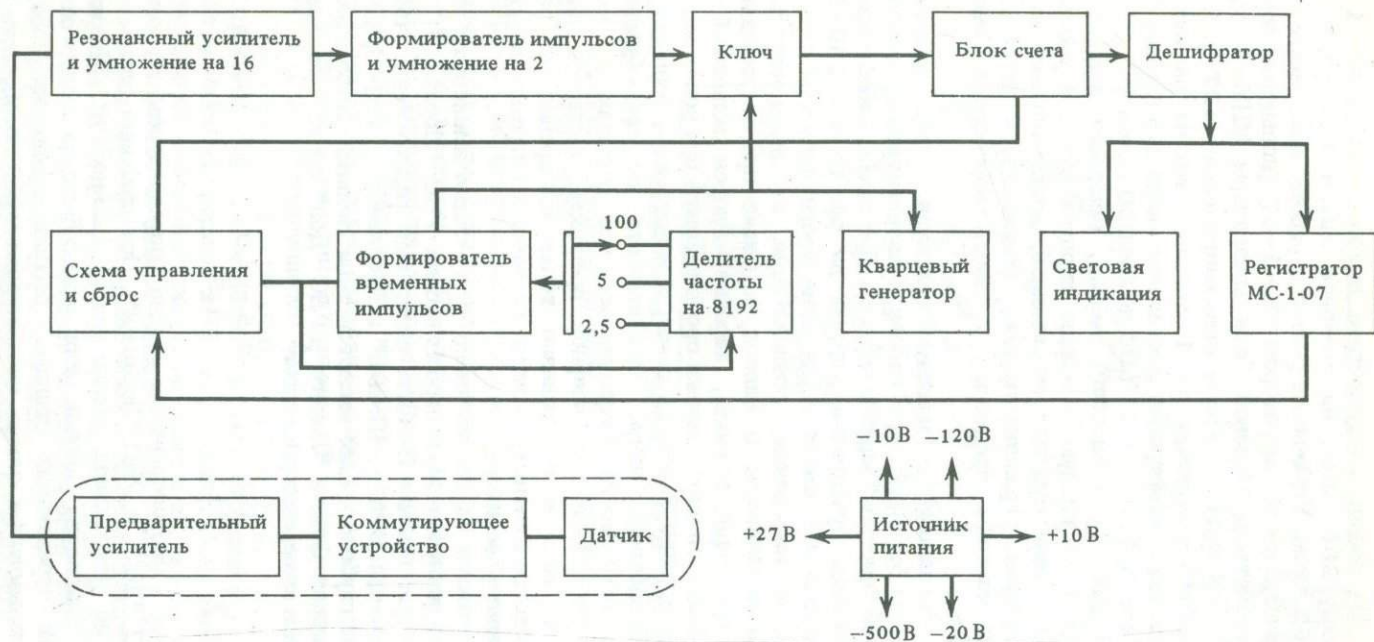
Результаты геомагнитной изученности в совокупности с другими геолого–геофизическими данными указывают на исключительную сложность и своеобразие геологического строения региона Японского моря. Однако мелкомасштабность работ прошлых лет не позволяет однозначно решить вопрос о генезисе котловины моря. Это в значительной степени обусловило необходимость продолжения геофизических исследований в указанном районе. Можно ожидать, что геомагнитная съемка, проведенная по достаточно детальной сети наблюдений, в совокупности с уже имеющимися данными поможет решить ряд вопросов тектоники и ориентировать следующие геолого–геофизические исследования на решение проблемы происхождения котловины моря.

2. ВОПРОСЫ ТЕХНИКИ И МЕТОДИКИ СЪЕМКИ. УЧЕТ НОРМАЛЬНОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ. ОЦЕНКА АНОМАЛИЙ

Аппаратура и методика съемки. Съемка производилась магнитометром с датчиком протонной прецессии. В работе использовался несерийный T–магнитометр МПМ–4, разработанный во ВНИИ Геофизики (рис. 1).

Забортная часть аппаратуры МПМ–4, выполненная в герметичной гондоле, включает соленоидальный датчик с предварительным усилителем и коммутирующее устройство. Конструкция датчика позволяет передавать сигнал (3–5 мкВ) на борт судна с удовлетворительной величиной отношения сигнал/шум по кабелю длиной 200–300 м. Усиленный и сформированный в импульсы отрицательной полярности сигнал через ключевое устройство поступает на схему счета, выполненную на триггерных узлах. Управление ключевой схемой осуществляется кварцевым генератором, генерирующим импульсы с частотой 17,441 кГц, через делитель частоты и формирователь временных импульсов. Считывание сигнала производится через 9, 18, 36 с, время считывания ~ 0,3 с. Основной объем работ выполнен с частотой считывания сигнала 18 с. Для условий съемки на нис "Витязь" (11 узлов) это дает плотность точек около 10 на 1 км профиля, а для нис "Первенец" (7,5 узла) – около 14 точек на 1 км профиля.

Регистрирующая часть T–магнитометра включает световую индикацию (10 разрядов) на лампах типа МН и аналоговый регистратор



Р и с. 1. Блок-схема МПМ-4

МС-1-07. На запись предусмотрен выход масштабов: 1 см - 25, 50, 100, 200 гамм, на световое табло: 1 импульс - 100, 3,125, 1,562 гамм. Управление режимом работы всей схемы и сбросом осуществляется регистратором МС-1-07 (кольцевое переключающее устройство). Силовой блок аппаратуры МПМ-4 питается от бортовой сети судна с переменным напряжением 127 В. Аппаратурная точность T -магнитометра 1 импульс, что на наиболее детальном масштабе регистрации составляет около 1,5 гаммы. Диапазон регистрации при этом от 24 600 до 67 000 гамм.

К источникам погрешностей съемки, исключая аппаратурные, можно отнести: магнитную девиацию корпуса судна и работающих на постоянном токе судовых механизмов, вращательные движения датчика в процессе транспортировки, приводящие к погрешностям в измерении частоты прецессии, точность определения местоположения судна.

Ошибки, связанные с влиянием корпуса судна, исключаются подбором длины буксирующего кабеля и своевременной периодической магнитной "чисткой" самого корпуса. При самых неблагоприятных условиях девиации буксировка датчика на расстоянии 250-300 м от корпуса судна обеспечивает снижение уровня помех до $1 \div 5$ гамм.

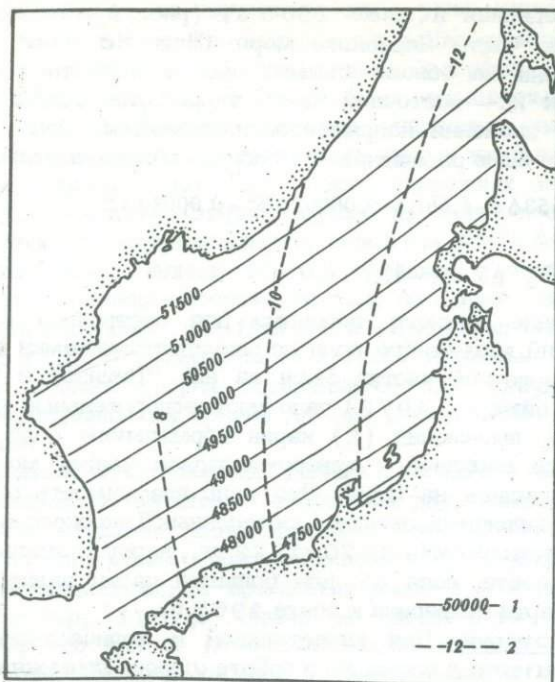
Погрешности измерений, возникающие от вращения датчика при волнении моря около 6 баллов, а также при отсутствии стабилизатора движения гондолы, характеризуются величиной около ± 10 гамм. Большая часть съемки производилась при волнении, обуславливающим ошибку около ± 5 гамм, а конструкция гондолы обеспечивала удовлетворительную стабильность ее при буксировке.

Основным источником погрешностей при съемках на морских акваториях магнитометром ядерной прецессии являются ошибки, обусловленные точностью привязки точек измерения. В районах моря с высокоградиентными полями указанные погрешности достигают значительной величины.

Привязка галсов осуществлялась с помощью имевшихся на судах средств: импульсной гиперболической РНС "Лоран-А"; судовой станции для приема сигнала секторных радиомаяков (система координат станций ВРМ - "Посыет" и "Терпения") ВРМ-5, СРП-5; прецизионных глубоководных эхолотов типа Кельвин-Хьюз с записью на регистраторах ФАК и "Ладога"; РЛС "Дон" со следующими погрешностями в измерении дистанции:

Шкала, миль	0,8	2,5 - 5,0	15, 30, 50
Погрешности, %	$\pm 1,7$	$\pm 1,5$	$\pm 0,6$

В основном местоположение судна определялось с помощью судовой РЛС "Дон" и РНС "Лоран-А". При плавании вдали от берегов хорошие результаты давало использование РНС "Лоран-А", так как в большинстве районов моря можно было принимать сигналы трех-четырёх передающих станций, расположенных на побережье Японии. Использовался также комбинированный способ, при котором место судна определялось с помощью РНС "Лоран-А" или стан-



Р и с. 2. Карта изодинам нормального поля T района Японского моря эпохи 1965 г.

1 — изодинамы нормального поля T и их значения в гаммах; 2 — изолинии векового хода

ции ВРМ-5 с использованием линий положения, полученных астрономическим способом. Большинство галсов сопровождалось регистрацией рельефа дна эхолотом. Невязки между численным и обсервованным местом распределялись графически по отрезкам галсов, опирающихся на точки обсерваций, пропорционально времени плавания. Кроме того, для целей привязки использовались навигационные карты с данными эхолотного промера. В северо-западной и центральной (район возвышенности Ямато) частях моря использовались карты масштабов 1:250 000, 1:500 000, в западной — 1:1 000 000. Точность привязки узловых профилей в разных районах моря не выходит за пределы $\pm(0,5 \div 2,0)$ мили. Повышенную точность привязки имеют съемочные галсы на полигонах, прилегающих к побережью (западная и северо-западная части моря). Использование навигационных карт крупного масштаба с данными эхолотного промера совместно с РНС "Лоран-А" позволило даже в условиях центральной части моря (подводная возвышенность Ямато) получить точность привязки около $\pm(1 \div 1,5)$ мили.

Определение уровня напряженности нормального магнитного поля. В 1968 г. была опубликована карта нормального магнитного

поля T , приведенная к эпохе 1965 г. (рис. 2), на восточную и юго-восточную части Японского моря (Magnetic survey .., 1968). Карта построена на основе анализа данных магнитных обсерваторий Японии и юго-восточной части территории СССР. Положение линий равных значений напряженности магнитного поля с точностью 47 гамм было рассчитано с помощью полинома второй степени:

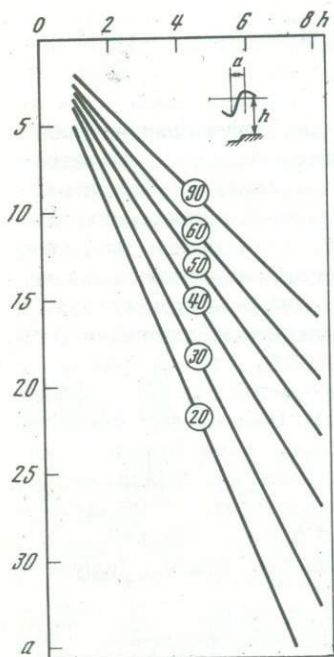
$$T = 48080 + 9,53\Delta\phi - 4,66\Delta\lambda + 0,00002\Delta\phi^2 - 0,0003\Delta\lambda^2 - 0,0005\Delta\phi\Delta\lambda \text{ гамм,} \quad (1)$$

где $\Delta\phi = \phi - 37^\circ$, $\Delta\lambda = \lambda - 135^\circ$.

Использование данного полинома для построения карты изодинам аномалий магнитного поля по результатам съемки в центральной и юго-восточной частях моря на нис "Витязь" и "Первенец" (Васильев, Шевалдин, 1972) дало удовлетворительные результаты.

С помощью выражения (1) карта нормального поля была нами рассчитана для западной и северо-западной частей моря. Вычисления производились на ЭВМ. Это дало возможность построить по результатам магнитных съемок, проведенных Тихоокеанским океанологическим институтом в 1970-1972 гг., карту аномальных значений напряженности поля ΔT для большей части акватории Японского моря. Карта приведена к эпохе 1965 г.

Оценка аномалий. Для качественной и количественной оценки источников магнитных аномалий в работе широко применялось графо-аналитическое моделирование для условий конкретной аномалии



Р и с. 3. Номограмма для определения глубины до верхней кромки аномально намагниченных тел при углах наклоения вектора T $i = 55^\circ$

a - расстояние между экстремумами аномальной кривой ΔT ; h - глубина до верхней кромки уступа; цифры в кружках - азимут простирания уступа

(азимута простираения ее, напряженности и угла наклоения вектора магнитного поля в районе аномалии и т.д.)» Для этой цели использованы диаграммы кривых ΔT над тонким неограниченным по простираению пластом и горизонтальной и вертикальной призмами (Соловьев, 1970). Изображенные на указанных диаграммах сечения намагниченных тел и типы аномальных кривых ΔT над ними представляют практически весь спектр природных индуктивно намагниченных объектов. Оценки глубин до поверхности аномально намагниченных тел производились в основном с помощью "индексов" Вакье (Колобакин, Лапина, 1960), а также с помощью палеток (рис. 3), построенных автором для тел, по форме близких к уступам. Палетки построены для Японского моря (угол наклоения вектора $T_I = 55, 60^\circ$) эмпирическим путем с помощью ЭВМ. Глубина до верхней кромки уступа определяется как функция расстояния между экстремумами на кривой ΔT для данного азимута простираения аномалии.

Для получения дополнительных данных о характере магнитного поля, обусловленного глубинным строением дна, нами было использовано преобразование типа функции автокорреляции. Наиболее широкое использование автокорреляционная функция получила при анализе периодических временных рядов с возмущениями (Пановский, Брайер, 1967). Одним из достоинств этой функции является то, что при ее использовании не строится никаких предположений относительно характера возмущений и их повторений.

Для случая профильной съемки автокорреляционная функция имеет вид

$$C_r = \frac{1}{N-r} \sum_{i=1}^{N-r} T_i T_{i+r},$$

где N - число значений магнитного поля по профилю, r - число сдвигов, T_i, T_{i+r} - значения аномального магнитного поля по расчетному профилю.

Опыт использования функции C для анализа карт аномального магнитного поля (Horton e.a., 1964) дает основания считать, что нижний предел величины одного сдвига Δx по профилю съемки определяется размерами интересующих нас аномалий и степенью удаления уровня съемки от намагниченных объектов. Надо учитывать также, что объем вычислений возрастает обратно пропорционально длине интервала Δx . Учитывая глубину моря, длину профиля и диапазон глубин положения кромок намагниченных тел, величину Δx приняли равной 5 км, максимальную величину сдвига - 300 км. Весь объем вычислений произведен на ЭВМ. Результаты расчетов приведены в виде графиков нормированной функции $C_n = C_r / C_{r=0}$. Последующий гармонический анализ функции C_n , выполненный по известной методике (Пановский, Брайер, 1967), позволил выделить по каждому анализируемому профилю характерные длины волн. Подобный анализ в отдельных случаях может заменить операцию пересчета поля в верхнее полупространство.

3. СТРУКТУРА АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

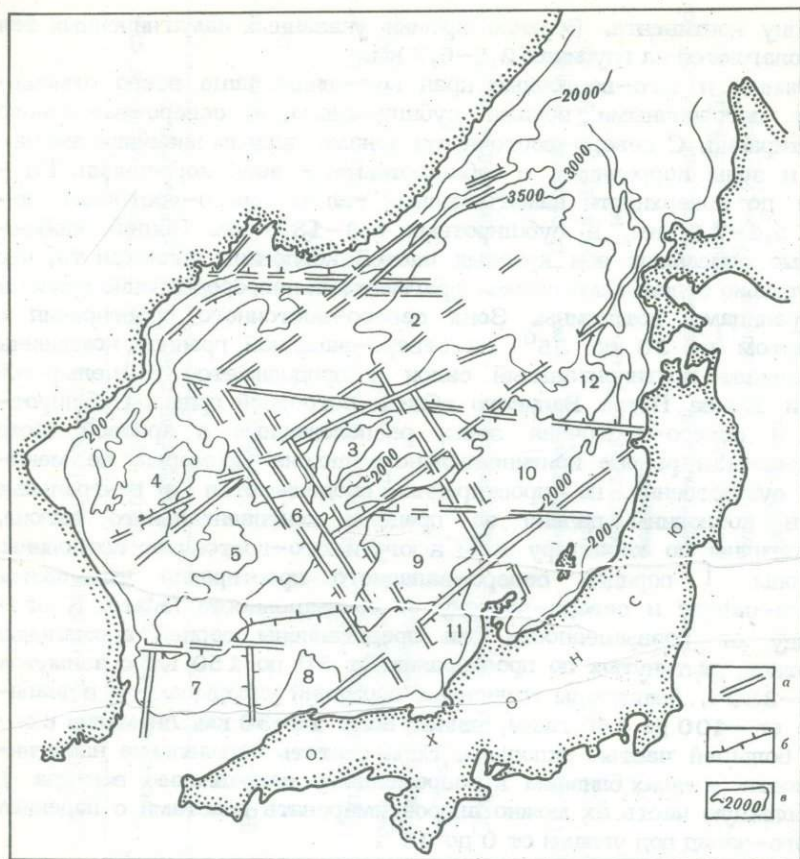
Карта изодинам аномального поля ΔT_a , приведенная к эпохе 1965 г., построена для большей части акватории Японского моря в основном по результатам полигонных съемок, проведенных Тихоокеанским океанологическим институтом. Для восточной и центральной частей моря были дополнительно использованы материалы японских исследований, для северных и южных районов — данные профильных измерений СахКНИИ (рис. 4).

Геоманнитное районирование акватории моря. Для формального анализа особенностей структуры аномального магнитного поля Японского моря (рис. 5) использованы принципы, положенные в основу ряда работ по районированию гравитационных и магнитных полей континентальных районов (Андреев, 1966; Ахмадулин и др., 1975).

Расчленение акватории моря на отдельные участки с присущими им характерными особенностями аномального поля производится по граничным зонам. С последними связывают полосовые особенности поля. Если зона не разделяет, а сечет участки с различной структурой поля, она называется секущей. На акватории Японского моря указанные зоны чаще всего представлены магнитной ступенью, полосовыми аномалиями, зонами корреляции.

Признаками для разделения аномалий пограничными зонами могут служить: средняя интенсивность поля, его изрезанность, преобладающая форма и ориентировка осей аномалий более высокого порядка, преобладающая ориентировка секущих и пограничных зон более высокого порядка, глубина положения намагниченных тел и их форма. Аномалии какого-либо порядка объединяются в единую совокупность по одному или нескольким ведущим признакам. Для аномалий I порядка на акватории Японского моря ведущими признаками часто бывают их структурный план и средняя интенсивность поля. Пограничные и секущие зоны поля также делятся на порядки. Порядок зон определяется совокупностью признаков, включающих их мощность и протяженность, диапазон глубин положения связанных с ними магнитных масс, ранг аномалий, границами которых являются зоны. В соответствии с изложенным произведено выделение пограничных и секущих зон, а также аномалий I порядка на акватории Японского моря (рис. 6).

Пограничные и секущие зоны I порядка в структуре аномального поля выделяются на всей площади моря. Пограничными зонами I порядка различных простираний отмечаются краевые части Центральной котловины. Часть этих зон, как правило, проявлена высокоградиентными полосовыми аномалиями, приуроченными к подножью континентального склона. Такие зоны без перерыва подчеркивают подножье склона на северо-западе Центральной котловины. Другие зоны (например, северо-восточные у основания континентального склона Приморья) проявлены прерывистыми по простира-



Р и с. 6. Аномалии, пограничные и секущие зоны I порядка в структуре геомагнитного поля Японского моря

a - пограничные и секущие зоны поля; *b* - аномалии и их границы: Приморская (1), Япономорская (2), Яматинская (3), Северо-Корейская (4), Восточно-Корейская (5), Юго-Западная (6), Цусимская (7), Оки (8), котловины Хонсю (9), Западно-Хонсю (10), Южная (11), Восточная (12); *c* - изобаты

нию и большими по площади аномалиями с меньшими горизонтальными градиентами. Перерывы в таких зонах часто представлены участками пониженных значений поля, расположенными на юго-восточном продолжении аномалий, развитых в пределах шельфа. Большая часть аномалий, входящих в пограничные зоны основания континентального склона на северо-западе котловины, связана с телами, которые можно аппроксимировать вертикальными и падающими под углом около 45° в сторону котловины пластами или призмами и уступами, близкими к вертикальным, обращенными обычно в

сторону континента. Верхние кромки указанных намагниченных тел располагаются на глубинах 2,5–6,7 км.

Южные и юго-восточные края котловины чаще всего отмечаются пограничными зонами субширотного и северо-восточного простираний. С северо-восточными зонами связаны линейные аномалии и зоны корреляции, с субширотными – зоны корреляции. Глубины до поверхности намагниченных тел в северо-восточных зонах 5,4–7,3 км, в субширотных 6,3–13,6 км. Общей особенностью описанных зон краевых частей котловины является то, что они только отдельными своими фрагментами непосредственно связаны с границами котловины. Зона северо-восточного простирания с азимутом от 36 до 55° на северо-западной границе котловины пересекает континентальный склон и продолжается в шельфовой части залива Петра Великого вблизи островной гряды. Субширотная и северо-восточная зоны, расположенные в краевой части котловины в районе континентального склона Приморья, не меняясь существенно по простиранию, продолжают в центральные части котловины далеко за пределы континентального склона. Аналогичны по характеру зоны к югу и юго-востоку от котловины.

Зоны I порядка северо-западного простирания выделяются к юго-западу и северо-востоку от возвышенности Ямато. К юго-западу от возвышенности они представлены серией аномальных участков, вытянутых по простиранию от 30 до 150 км с азимутом 320–330°. Амплитуды отдельных аномалий укладываются в диапазоне от –400 до 450 гамм, длина волн 15–30 км. Аномалии в зонах большей частью дипольны. Если считать направление намагниченности в телах близким к современному направлению вектора T , то большую часть их можно аппроксимировать пластинами с падением на юго-запад под углами от 0 до 45°.

Отдельные аномалии в зонах такого же направления в восточной части возвышенности менее протяженные. Длина аномальных осей 15–17 км. Амплитуды составляющих зоны аномалий –150 – +150 гамм, длина волны 15–25 км. Аномалии в зонах также в большей части дипольны и обусловлены краями пластов, падающих как на юго-запад, так и на северо-восток. Сходные характеристики имеют северо-восточные и субширотные зоны I порядка к югу и юго-востоку от возвышенности Ямато. В юго-западной части моря выделяются три зоны I порядка с субмеридиональным простиранием.

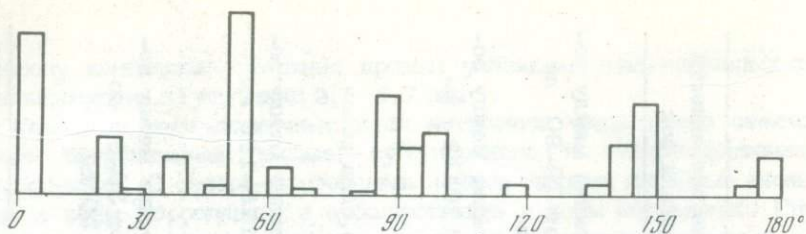
Описанные зоны относятся к числу наиболее протяженных особенностей аномального магнитного поля на акватории моря. Через всю или большую часть акватории моря протягиваются северо-восточные зоны с азимутами простирания 50–55°, 62–68°, субширотные – 92–98°, юго-восточные – 144–148°. Ряд характеристик зон I порядка приведен в табл. 1.

Следует отметить, что зоны I порядка в основном представлены двумя ортогональными системами: субмеридиональная – субширотная, северо-восточная – юго-восточная, – развернутыми друг от-

Таблица 1

Характеристика пограничных и секущих зон I порядка на акватории Японского моря

Азимут простира- ния системы	Мощность зон	Протяженность зон	Район преобладающе- го развития зон	Другие особенности проявления зон
Субмеридиональная 2,5°	Первые десятки ки- лометров	До 200 км	Юго-западный	Расстояния между зо- нами от 70-90 до 180 км
Северо-восточная 52,5°	До 35 км	Протягиваются че- рез всю или боль- шую часть площа- ди моря	Развиты на всей площади моря	Расстояние между зо- нами 170-190 км
62,5°	Первые десятки километров	Сотни километров	Центральный	Только одна зона
Субширотная 87,5°	То же	То же	Центральный и юж- ный	Расстояние между зо- нами 170-190 км
97,5°	До 10-15 км	"	Центральный и се- верный	То же
Юго-восточная 147,5°	Возможно, до 30 км	"	Центральный, к севе- ро-востоку и юго- западу от возвышен- ности Ямато	Расстояние между зо- нами от 30-50 до 170-190 км



Р и с. 8. Гистограмма распределения азимутов простирания по-
граничных и секущих зон аномального магнитного поля

носителем друга на $50-52^{\circ}$. Зоны II и более высоких порядков изображены на рис. 7. Указанные особенности поля имеют несколько больший, чем зоны I порядка, диапазон направлений простирания. Среди них также выделяются довольно протяженные зоны самых различных простираний. Однако смещения от общего направления простирания их отдельных смежных отрезков в целом несколько больше, чем у зон I порядка. Гистограмма зависимости суммарной длины зон от азимута простирания изображена на рис. 8. Видно, что кроме простираний, известных при анализе структуры зон I порядка, в зонах II порядка и выше появляются новые, в том числе система $22,5-117,5^{\circ}$, а количество северо-восточных простираний больше, чем юго-восточных.

Значительный интерес представляет ряд зон, заключенных между аномалиями I порядка. Имеются в виду наиболее мощные пограничные зоны различных простираний, развитые в краевых частях Центральной котловины и ряде других районов моря (см. рис. 6 и 7). Одной из наиболее важных особенностей магнитного поля исследуемого региона являются локальные понижения напряженности поля на участках пересечения названными зонами региональных аномалий. Это не всегда связано с отрицательной частью аномалии, обычно присутствующей над многими формами намагниченных тел при соответствующем направлении намагничивания. Вполне возможно, что отрицательные аномалии обусловлены особенностями формы и простирания нормально намагниченных тел. В условиях Японского моря они могут быть связаны с бесконечными по простиранию тонкими пластинами с нулевым углом падения. Простирание таких тел широтное или диагональное — северо-восточное или северо-западное, направление падения пластов на юг или юго-восток (юго-запад). Нормально намагниченные тела (по направлению современного вектора T) с меридиональным или субмеридиональным простиранием не могут обусловить существенных по амплитуде отрицательных аномалий, кроме тех случаев, когда они имеют значительную по величине остаточную намагниченность, направление которой существенно отличается от современного вектора T .

Система пограничных зон на площади моря определила естественные границы аномалий. Как было сказано выше, ранг зоны опре-

деляется порядком оконтуриваемой аномалии. Ниже приводится характеристика аномалий I и ряда аномалий II порядка. Если контуры аномалии близки к выделенной и описанной ранее, название ее остается прежним, а особенности структуры поля описываются кратко с выделением новых, ранее не отмеченных характеристик.

Приморская аномалия (1). Приурочена к шельфовой северо-западной части моря, включая залив Петра Великого (см. рис. 6). С юга и юго-востока аномалия ограничена субширотной и северо-восточной пограничными зонами. Зоной II порядка с азимутом 38° описываемая площадь делится на Восточно-Сихотэ-Алинскую и Южно-Приморскую аномалии II порядка. Следует заметить, что аномалии с аналогичными названиями, но с несколько иными границами выделялись в этом районе и раньше. •

Восточно-Сихотэ-Алинская аномалия - наиболее сложно построенная часть Приморской аномалии. Площадь ее характеризуется интенсивным закономерным полем с горизонтальными градиентами до 500 гамм/км. Своей северо-восточной частью она целиком располагается в пределах шельфа, примыкая к береговой черте. На юго-западе аномалия срезается субширотной зоной, что затрудняет прослеживание ее в пределы континентального склона. Однако особенности структуры поля, в частности положение пограничных зон I и II порядков, ограничивающих аномалию на шельфе, позволяют предполагать существование продолжения ее за пределами склона и далее до западных границ подводной возвышенности Первенец.

К северо-востоку от мыса Островного, к востоку и северо-востоку от пос. Валентин, на площади аномалии отмечаются более или менее обширные участки пониженного магнитного поля. Наряду с общим северо-восточным простиранием описываемой аномалии в ее пределах отмечается большое число фрагментов с субширотными, субмеридиональными и северо-западными направлениями. Субширотные простирания чаще всего отмечаются к востоку и северо-востоку от мыса Островного, субмеридиональные - в юго-западной части аномалии. Глубины залегания намагниченных тел на описываемой площади приурочены в основном к самой верхней части разреза, большая часть из них выходит на поверхность дна.

Япономорская аномалия (2). В область аномального поля с аналогичным названием ранее включались районы котловин Центральной и Хонсю. В данной работе к указанной аномалии относятся участки поля ΔT_a , развитые только в Центральной котловине.

Район Центральной котловины характеризуется в целом пониженным полем с преобладанием отрицательных аномалий. Аномалии к юго-западу от подводной возвышенности Богорова имеют северо-восточное и субширотное простирания. Здесь же широко развиты секущие и пограничные зоны II порядка северо-западного ($320-330^{\circ}$) и северо-восточного направлений. Часто эти зоны морфологически выражаются в появлении локальных полосовых аномальных участков как в краевых, так и в центральных частях региональных

аномалий. Часть зон уверенно прослеживается до континентального склона, а иногда и до побережья Приморья через весь шельф. Из аномалий северо-восточных простираний выделяются направления в $45-60^{\circ}$, известные в пределах шельфа и континентального склона Приморья, а также $20-30^{\circ}$. Глубины до намагниченных тел в этом районе моря до 10 км.

В западной и восточной частях котловины преобладают аномалии с субмеридиональными простираниями. Но в восточной части котловины субмеридиональные направления подчеркиваются отдельными положительными аномалиями, в западной — значительными по площади депрессиями магнитного поля. Из пограничных и секущих зон субмеридионального простирания на западе котловины уверенно прослеживаются четыре полосы. Большая их часть прослеживается за пределы котловины. На юге они уходят в район подводных возвышенностей, где развиты Северо-Корейская и Восточно-Корейская аномалии магнитного поля. На севере зоны прослеживаются на площади шельфа вплоть до побережья с некоторым разрывом в области континентального склона. Следует добавить, что крайняя западная зона, приуроченная к бортовой части котловины, выходит на район Тюмень-Улы, две центральные — на залив Петра Великого (одна из них — на восточное побережье Уссурийского залива, другая — на район мыса Гамова). Две западные зоны к югу от континентального склона ограничивают участок шириной около 70 км, имеющий наиболее пониженное магнитное поле в этом районе котловины. Глубины до поверхности намагниченных тел здесь 8,5-9,5 км.

Яматинская аномалия (3) приурочена к центральной части возвышенности Ямато и оконтуривается системой пограничных зон северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. Район аномалии представлен различными по интенсивности и морфологии аномалиями II порядка и выше. В большей своей части это взаимно наложенные аномалии северо-восточного и субширотного простираний. Наиболее протяженные аномалии северо-восточного простирания отмечаются в центральной части южного хребта и на юго-восточном склоне северного хребта возвышенности. Аномалии бортовых частей межгорной котловины за пределами самой котловины обрываются или переходят в аномальные участки с другими простираниями. Так, довольно четко выраженная аномалия на склоне котловины со стороны южного хребта возвышенности за пределами морфологически выраженной северо-восточной части котловины меняет простирание с 58 на 37° . Следует заметить, что значительная часть аномалий северо-восточного простирания ортогональна северо-западным зонам, расположенным в краевых частях аномалии.

Северо-восточные зоны обусловлены чаще всего краевыми частями намагниченных пластовых тел, глубины до верхних кромок которых от поверхности дна составляют в межгорной впадине до 3,3-3,7 км, на южном хребте до 3 км, на северо-западном и юго-восточном краях возвышенности до 5,4-7,3 км.

Аномалии субширотного простирания сосредоточены в основном в пределах северного хребта возвышенности. Иногда эти аномалии являются частью участка с повышенным магнитным полем, где наряду с широтным можно выделить оси и других направлений. Участки с возмущениями магнитного поля субширотного простирания формируют в северной части возвышенности несколько зон. В центральной части северного хребта указанные зоны обусловлены комплексом крутопадающих тел, кромки некоторых из них часто фиксируются вблизи поверхности возвышенности. Такие же зоны в северной части хребта связаны с более глубинными телами. Несколько определений глубины до верхних кромок таких тел дают значения 6,3—13,6 км.

В пределах центральной части возвышенности Ямато аномалии северо-западного простирания развиты значительно слабее, чем в окружающих возвышенность районах. Несколько аномальных осей такого простирания отмечаются только в районе межгорной впадины, они ограничивают с юго-запада и северо-востока область повышенного магнитного поля, приуроченную к впадине. Определенный интерес представляет тот факт, что аномалии в районе межгорной впадины возвышенности находятся на продолжении аномальных осей, выделенных в глубоководной части южнее возвышенности. В межгорной котловине верхняя часть намагниченного тела располагается на глубине 3,3 км.

Обрамляемые зонами высокого и повышенного аномального магнитного поля центральные части хребтов возвышенности характеризуются преимущественно пониженным (нормальным и отрицательным до 200 гамм) полем. Область отрицательного поля амплитудой до 200 гамм на северном хребте возвышенности частично пересечена участком положительных аномалий, которые протягиваются сюда из района северо-западного склона межгорной котловины. Общее простирание аномалий совпадает с осью хребта. На южном хребте возвышенности область отрицательного поля с амплитудой до 170 гамм в основном вытянута вдоль оси хребта.

Северо-Корейская аномалия (4) располагается к юго-западу от Центральной котловины, большая часть ее приурочена к акватории Восточно-Корейского залива. В основном аномалия представлена нормальным и пониженным магнитным полем. В структуре поля преобладают субмеридиональные, субширотные и северо-западные простирания. За исключением субширотной отрицательной аномалии внутренней части Восточно-Корейского залива площади развития других аномалий незначительны. Верхние кромки магнитных масс располагаются в основном в верхней части разреза.

Восточно-Корейская аномалия (5) расположена в юго-западной части моря. Для западной ее части характерны северо-восточные простирания, для восточной — субмеридиональные и субширотные. Из северо-восточных наиболее развиты две аномалии, расположенные одна несколько севернее, другая южнее 37° с.ш.

Аномалии обрываются на меридиане одной из зон, прослеживающихся сюда из северных районов моря. Субмеридиональные простирания имеют в основном отрицательные аномалии. С краевыми частями глубоководного участка, выдающегося в пределы описываемой площади со стороны котловины, связаны пограничные зоны I порядка.

Юго-Западная аномалия (6) отделяет центральные районы от аномалий западной части моря. Она протягивается в северо-западном направлении от о-ва Хонсю до северо-западных районов моря. Северная часть аномалии располагается в краевой юго-западной части Центральной котловины, южная — разделяет котловину Хонсю и хребет Оки. Этой же аномалией с юго-запада ограничивается возвышенность Ямато. Аномалия представлена совокупностью пограничных и секущих зон I порядка. Зоны выполнены серией аномалий более высокого порядка. Более подробная характеристика элементов аномалии приведена выше, при описании зон I порядка в районе моря к юго-западу от возвышенности Ямато.

По данным определения глубины положения верхних кромок намагниченных тел последние на площади аномалии располагаются в диапазоне глубин от поверхности дна до уровня 10,2 км.

Цусимская аномалия (7) выделяется четко выраженным субмеридиональным структурным планом поля. На площади аномалии выделяются три участка повышенного поля с субмеридиональным простиранием. Самая обширная и наиболее интенсивная (более 300 гамм) — региональная аномалия, примыкающая к континентальному склону юго-восточнее Корейского полуострова. Большая часть аномалии расположена на мелководье северной части Корейского пролива, континентальном склоне и частично в глубоководной котловине. Северная часть западной, наиболее высокоградиентной окраины аномалии приходится на участок склона с отметкой глубины около 1000 м. Глубины до верхних кромок отдельных намагниченных тел составляют здесь около 3,6 км. Расчеты глубины залегания поверхности магнитовозмущающего тела, вызывающего региональную аномалию, дают значения 8,6—13,5 км. Восточнее описанной выделяют еще две аномалии с аналогичным простиранием, но меньшей интенсивности. Максимальные значения интенсивности здесь несколько более 100 гамм. Одна из аномалий прослеживается из района шельфа Корейского пролива до центральной части глубоководного участка, расположенного к югу от о-ва Улпындо. Другая тянется также из района шельфа, но ограничивает район глубоководного участка с востока. Глубина до намагниченного тела в районе аномалии составляет около 11,8 км. Все три описанные аномальные зоны постепенно к 37° с.ш. выклиниваются и сменяются здесь зонами других направлений — северо-восточных, северо-западных и субширотных. Вместе с тем субмеридиональные направления отдельными фрагментами прослеживаются в структуре поля всей западной части моря.

Аномалия Оки (8) располагается в южной части моря. В основном она представлена значительными по площади отрицательными и положительными аномалиями (выше II порядка) с невысокими гори-

зонтальными градиентами. Интенсивности аномального поля $\pm (150 \div 200)$ гамм. Преобладающее направление простираний аномалий — северо-восточное.

Аномалия котловины Хонсю (9) выделяется в юго-западной, наиболее глубоководной ее части. В южной части площади структура поля близка к структуре аномалии Оки. В основном это аномалии с невысокими горизонтальными градиентами и нечетко выраженными простираниями. Чаще всего отмечаются амплитуды ± 100 , реже до $+300$ гамм. В северной части района аномалии, уменьшаясь по площади, приобретают более четкие простирания. Здесь преобладают положительные до 400 гамм аномалии более высокого порядка с северо-восточными и северо-западными простираниями. Часть аномалий северо-западных направлений находится на продолжении аномальных осей, выделенных в пределах возвышенности Ямато. Глубина залегания намагниченных тел, обусловивших эти аномалии, составляет $3-3,6$ км.

Западно-Хонсюская аномалия (10) в целом характеризуется полем, близким к нормальному (± 50 гамм). Занимает часть площади ранее выделенной в этом районе моря аномалии одноименного названия. Местами здесь развиты отрицательные аномалии более высокого порядка с интенсивностью до -200 гамм. В основном на площади развиты аномалии с северо-восточными и северо-западными простираниями, реже с меридиональными. Существенного отличия в структуре поля районов, непосредственно прилегающих к о-ву Хонсю и удаленных от него, не отмечается.

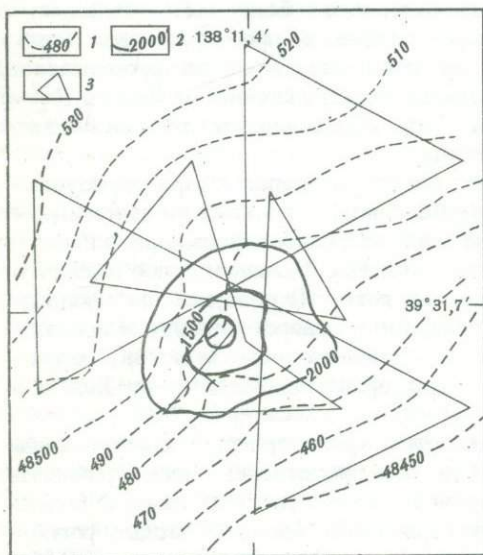
Южная аномалия (11) выделяется на островном склоне о-ва Хонсю. На большей части площади она представлена изометричными положительными аномалиями интенсивностью до 500 гамм и более. Часто высокочастотные аномалии являются основной частью региональных аномалий более низкого порядка. Выделяется ряд зон субмеридионального простирания.

Восточная аномалия (12) примыкает со стороны моря к северной части о-ва Хонсю. Аномалия выделяется впервые. Площадь аномалии оконтурена пограничными зонами I порядка субширотного и северо-восточного простираний. Поле аномалии представлено интенсивными полосовыми аномалиями высокочастотной части спектра субширотных и северо-восточных простираний. Полосы аномалий включают участки поля с интенсивностью до $+400$ гамм и выше. Наиболее протяженные полосовые аномалии различных простираний сходятся в районе пролива, разделяющего острова Хонсю и Хоккайдо. Подавляющая часть намагниченных тел на площади аномалии выходит на поверхность дна.

Аномальное магнитное поле и рельеф дна. Вопрос о связи донного рельефа Японского моря с особенностями структуры аномального магнитного поля в той или иной степени решался многими исследователями, занимавшимися геомагнитными съемками в этом районе и анализом их результатов (Ковылин, Мирлин, 1971; Kawakami, 1970, и др.). Однако решение этого вопроса затруднялось

из-за отсутствия площадных данных о структуре поля с достаточной плотностью съемочных профилей. Построение карты изодинам по результатам полигонных съемок несколько расширило наши возможности в решении этой проблемы.

Вывод названных выше авторов о том, что связь между формами рельефа и структурой аномального магнитного поля на большей части площади очень слабая или отсутствует совсем, подтверждается и материалами, полученными по более плотной сети наблюдений. Вместе с тем необходимо отметить следующее.

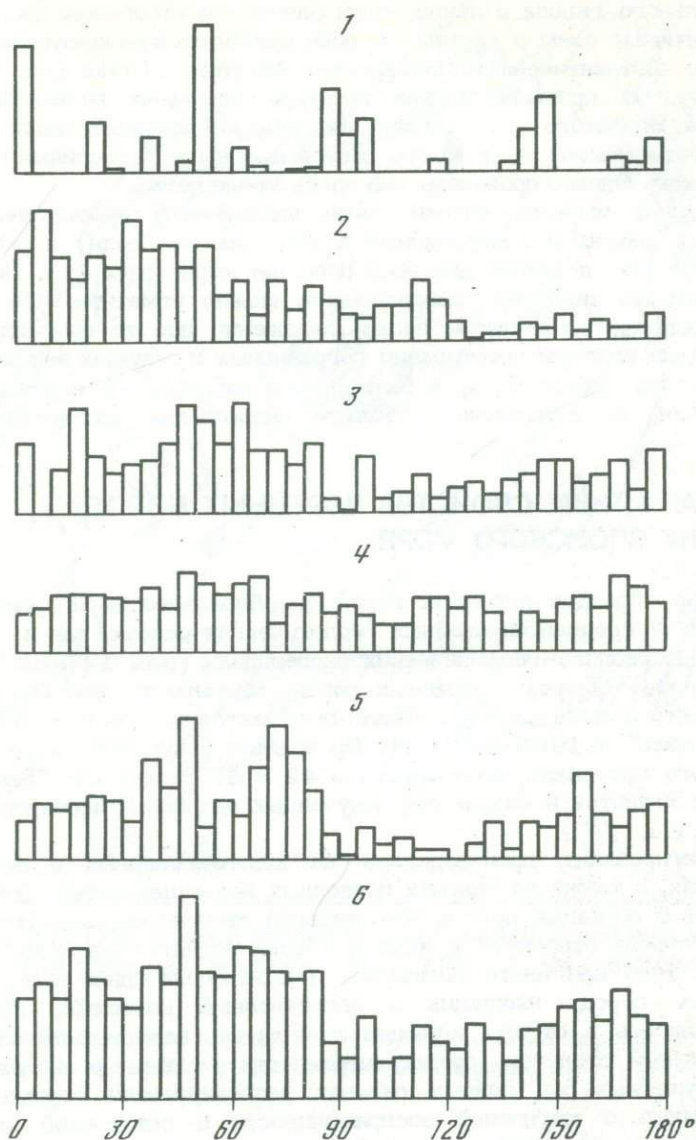


Р и с. 9. Подводная возвышенность юго-восточной части Японского моря и структура аномального магнитного поля над ней (Kawakami, 1970)

1 - изодинамы поля;
2 - изобаты; 3 - линии съемочных профилей

Наилучшее соответствие локальных форм рельефа и структуры поля над ними встречается в основном в районе котловин Центральной и Хонсю (рис. 9). Однако и в этом случае при более или менее изометричной форме изобат центральной части возвышенности магнитная аномалия над нею имеет достаточно отчетливо выраженное простираение. Последнее свидетельствует о том, что локализация возмущающих магнитное поле масс, как правило, не ограничивается пределами подводных вершин. Следует добавить, что подводные горы, имеющие "чистые", не осложненные особенностями строения основания магнитные аномалии, даже в пределах океанического дна составляют незначительный процент.

Характерной для Японского моря является приуроченность к районам континентального и островного склонов, а также к склонам подводных возвышенностей пограничных зон поля I порядка. При этом с субширотными и северо-восточными зонами континентального склона в северо-западной части моря связаны депрессии магнитного поля (рис. 10). Ширина зон депрессий магнитного поля (15-35 км) совпадает с поперечными размерами участка конти-



Р и с. 11. Гистограммы распределений азимутов простираения элементов донного рельефа (по отрезкам длиной 20 км) и разломов площади Японского моря

1 - разломы; 2 - изобаты 200 м; 3 - то же, 1000;
4 - 2000; 5 - 3000; 6 - общая по всем изобатам

нентального склона с наибольшим развитием сбросовых дислокаций. Аналогичные зоны в магнитном поле выделяются на континентальном склоне Атлантического побережья Америки (Drake e.a., 1963, и др.). В краевых частях крупных подводных возвышенностей района Японского моря (например, северо-западный склон возвышенности Ямато), тоже можно выделить зоны с депрессиями магнитного поля. Однако проявлены они здесь менее четко.

Сделана попытка оценки связи, направлений простираения двумерных аномалий (пограничных и секущих зон поля) и элементов рельефа дна в целом для всей площади моря (рис. 11). Несмотря на сложный характер распределения, можно отметить, что в донном рельефе в основном нашли отражение все те направления, с которыми связаны простираения пограничных и секущих зон аномального поля. Кроме того, в рельефе дна наблюдаются и другие направления, не связанные с зонами аномального магнитного поля.

4. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА КОРЕННЫХ ПОРОД ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

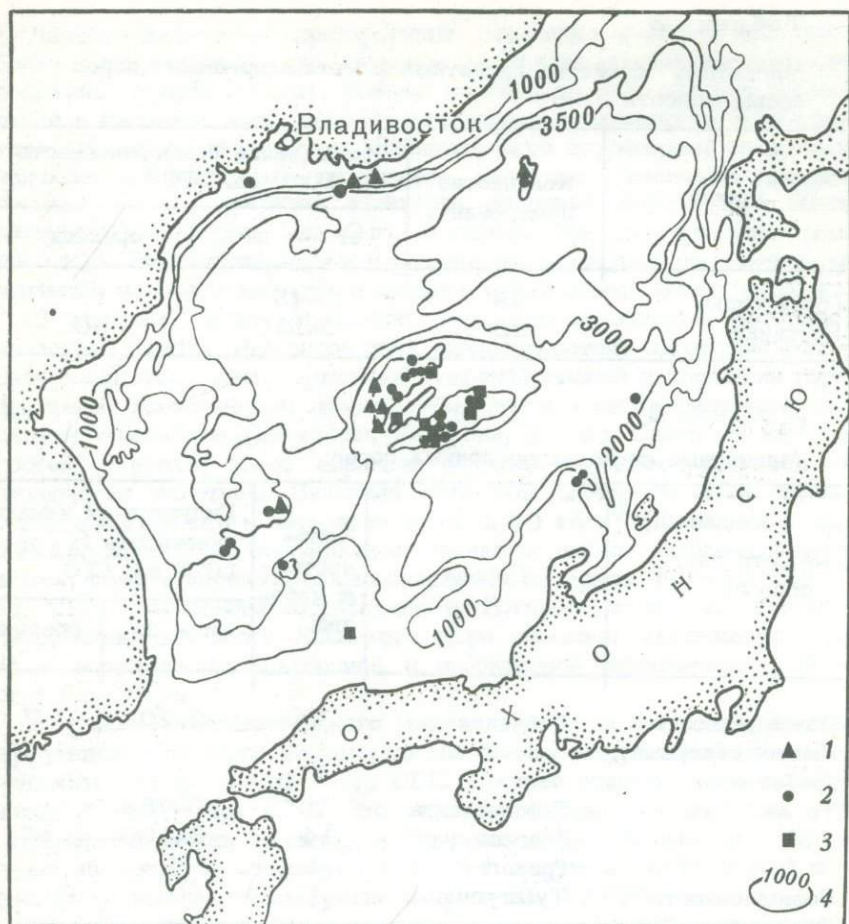
Сбор образцов коренных пород дна Японского моря производился как в специализированных геологических рейсах, так и в комплексных геолого-геофизических экспедициях (рис. 12). Наибольшее количество образцов коренных пород, магнитные свойства которых рассматриваются в данной работе, было получено в экспедициях на нис "Первенец" в 1969-1971 гг. Приводятся результаты изучения каменного материала, полученного в 42 и 47 рейсах нис "Витязь", а также гранитов и базальтов, полученных японскими исследователями (Ueno e.a., 1971).

Драгирование производилось на континентальных и островных склонах, а также на склонах подводных возвышенностей. Отбор образцов с помощью драг в значительной степени случаен. Это в первую очередь относится к общему объему поднятого каменного материала того или иного комплекса и к величине единичных образцов горных пород, входящих в определенный комплекс. Указанная случайность в отборе образцов лишила нас возможности изучить с одинаковой степенью представительности магнитные свойства всех обнаруженных на донных склонах разновидностей горных пород.

Данные о магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород получены с помощью стандартного комплекса аппаратуры, включающего измеритель магнитной восприимчивости (ИМВ-2), измеритель остаточной намагниченности (ИОН-1) и аstaticкий магнитометр (МА-21). Индуктивная намагниченность вычислялась по обычной для слабомагнитных веществ формуле

$$I_i = \kappa H,$$

где I_i — индуктивная намагниченность, κ — магнитная восприим-



Р и с. 12. Станции геологического драгирования дна Японского моря (по данным: Берсенев и др., 1974; Сахно, Васильев, 1974, и др.)

1 - гранитоидные породы; 2 - вулканогенные породы, 3 - осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 4 - изобаты

чивость, H - намагничивающее поле. Величина H принималась равной 0,5 Э.

Наиболее низкий вклад в магнитное поле района Японского моря дают гранитный и метаморфический комплексы (табл. 2). Гранитоиды включают лейкократовые и биотитовые граниты, граносиениты, гранодиориты. Небольшая величина индуктивной намагниченности гранитоидов возвышенности Ямато, по-видимому, обусловлена присутствием в них только парамагнитных минералов - биотита и роговой обманки.

Таблица 2

Магнитные свойства гранитных и метаморфических пород
возвышенности Ямато

Порода	Количество измерений	Индуктивная намагниченность I_i , 10^{-6} ед. СГС	
		от - до	средняя
Гранитоиды	39	0-45	10
Роговики	15	0-130	30

Таблица 3

Магнитные свойства осадочных пород

Место взятия образца	Порода	Количество измерений	Индуктивная намагниченность I_i , 10^{-6} ед. СГС	
			от - до	средняя
Возвышенность Ямато, северный хребет	Песчаник	7	2-20	7
То же	Туфопесчаник	8	30-430	
"	Конгломерат	14	3-100	15
"	Гравелит	1	5	
Возвышенность Ямато, южный хребет	Туфопесчаник	1	10	
Банка Хатиригасе	То же	2	475-500	488
Пролив между островами Ки-моносима и Си-моносима	Песчаник	3	6-8	7

Осадочные породы включают песчаники, туфопесчаники, гравелиты, конгломераты. Значительной намагниченностью обладают иногда туфогенные песчаники (табл. 3).

В основном аномальное магнитное поле Японского моря формируется за счет вулканогенных комплексов пород, представленных андезитами, андезито-базальтами, базальтами, и, возможно, их глубинных аналогов.

Данные подводного драгирования позволяют считать, что наиболее распространены по площади эффузивы позднекайнозойского возраста. Приуроченность района исследований к области проявления в кайнозойскую фазу мощной тектонической активности, в результате которой на окружающих Японское море территориях произошли излияния значительного количества лав, дает основание предполагать, что и в пределах акватории указанные породы даже более распространены, чем это было выявлено при драгировании (см. рис. 12). Это подтверждают и результаты измерений напряженности магнитного поля и магнитных свойств изверженных пород (табл. 4).

В северной части Японского моря (возвышенность Богорова) известны выходы эффузивов двух разновидностей: авгитовые андезиты-базальты с интерсертальной основной массой и крупными порфировыми включениями лабрадор-битовнита и авгит-гиперстеновые андезиты-базальты (Шевалдин, Назарова, 1974). Одной из особенностей поднятых здесь образцов андезитов-базальтов является их пузырчатая текстура. Значения объемной плотности этой группы пород заключаются в интервале $2,05-2,40 \text{ г/см}^3$ (Шевалдин и др., 1972). Другой их особенностью является низкое значение индуктивной намагниченности, заключающееся в интервале $(18 \div 60) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Для района возвышенности Богорова отмечается также и наибольший для всего Японского моря диапазон значений фактора Q — соотношение остаточной и индуктивной намагниченностей — от 3,5 до 93,5.





В районе континентального склона Приморья известны выходы эффузивов базитового состава со значениями индуктивной намагниченности $(5 \div 1900) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Среднее значение намагниченности $25 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Это наиболее низкое значение для всех изверженных пород, поднятых в Японском море. По данным определения абсолютного возраста (по $K-Ar$) эффузивы этого района характеризуются как самые древние — $(51, 52, 72) \cdot 10^6$ лет.




Наиболее детально изучены вулканогенные комплексы возвышенности Ямато в центральной части Японского моря (Васильев, Маркевич, 1972). Здесь позднекайнозойские изверженные породы включают андезиты, состоящие из плагиоклаза, пироксена, хлорита. В юго-восточной части северного хребта возвышенности развиты базальты и андезиты-базальты. Эта группа пород представлена в основном туфолавами. Среди них выделяются базальты пироксен-плагиоклазовые и пироксен-оливиновые и пироксеновые андезиты-базальты. В целом вся группа эффузивов области Ямато характеризуется повышенными средними значениями индуктивной ($616 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и остаточной ($428 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) намагниченности и диапазоном значений фактора Q , включающим значения 0,14 — 37,0.

К юго-западу от возвышенности Ямато отмечаются выходы преимущественно олигоценых пироксен-оливиновых базальтов (Сахно, Васильев, 1974) со следующими средними значениями намагниченности: индуктивной — $256 \cdot 10^{-6}$ и остаточной — $1350 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Т а б л и ц а 4

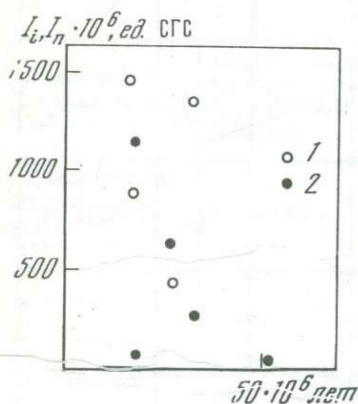
Магнитные свойства эффузивных пород дна Японского моря

Район Японского моря	Порода, состав	Номер станции	Глубина отбора проб, м	Индуктивная намагниченность $I_i \cdot 10^6$ ед. СГС		
				Распределение, к-во образцов	От - до	Среднее
Возвышенность Богорова, 42°26' N, 136°20' E	Андезито-базальт авгитовый, андезито-базальт авгит-гиперстеновый	5850	1660	6	18-60	45
Континентальный склон Приморья 42°25', 2N, 132°41', 6E	Базальт	686	1900-2200		5-1900	25
	Базальт	687	550-800		15-800	130
Возвышенность Ямато	Оливин-авгитовые андезиты, андезито-базальты оливин-авгитовые, пироксен-оливиновые, оливиновые базальты				32-1200	616
Юго-восточная часть моря 38°30', 9N, 137°06', 0E	Базальт	7142	280	1	252	
Юго-западная часть моря 37°17', 3N, 131°51', 6E 37°32', 0N, 130°57', 7E	Пироксен-оливиновый базальт	368	100	3	450-750	573
	Базальт	373	800-900	1	550	
	Базальты, андезито-базальты, андезиты	6208	760			
Южная часть моря 38°04', N, 134°09', E	Пироксен-оливиновые базальты	751	380		25-950	

Остаточная намагниченность $I_n \cdot 10^6$, ед. СГС			Фактор $Q = I_n / I_i$			$\frac{I_{rs} T}{I_{rs} O}$	Точка Кюри, град	Абсолютный возраст, млн. лет (К-Ач)
Распределение, к-во образцов	От - До	Среднее	Распределение, к-во образцов	От - До	Среднее			
5	210-1730	880	5	3,50-93,50	13,30	1,18 0,92	275, 400; 290, 425	18
1	6480		1	3,4		0,88	550	51, 52, 78
 21	60-5460	428	 20	0,14-37,0	1,18	1,23, 1,08, 0,5, 1,11, 0,5	575; 400, 575; 575; 575; 575	26, 46, 46, 30, 19, 3, 21, 32, 34
1	1410		1	5,60		0,61	260	7,7
2	501-2400	1450	2	0,70-4,60		1,22	295	17,9
1	150		1	0,27				17,9
 16	0-170	28						
4	230-2780	1350	4	5,8-12,0	8,50	1,1, 0,78, 1,0	575; 575; 575; 400, 575	28,5, 30, 35,6, 76?

В юго-западной части моря в районе острова Ульиндо и Чукто (Сахно, Васильев, 1974) подняты черные пироксен-оливиновые базальты миоценового возраста. Значения намагниченности по нескольким образцам находятся в следующих пределах: индуктивной $(450 \div 750) \cdot 10^{-6}$, остаточной $(501 \div 2400) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Несколько севернее (в результате работ, проведенных по программе 47-го рейса нис "Витязь") стали известны выходы эффузивных образований различного состава — от андезитов до



Р и с. 13. Зависимость остаточной (1) и индуктивной (2) намагниченностей от возраста изверженных пород дна Японского моря (осредненные данные)

базальтов, которые характеризуются остаточной намагниченностью в диапазоне $(0 \div 170) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

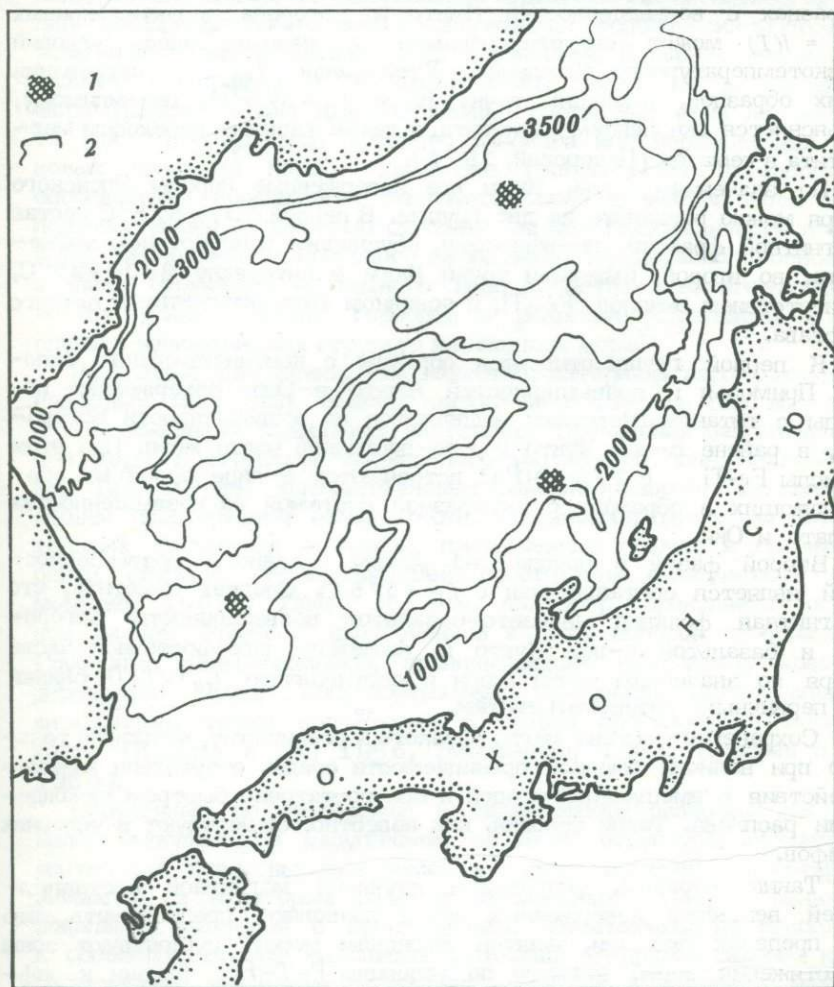
Наиболее молодые базальты плиоценового возраста (Уено е.а., 1971) известны в юго-восточной части моря. Значения намагниченности образца эффузивов, поднятого в этом районе, составляют: индуктивной — $250 \cdot 10^{-6}$, остаточной — $140 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Для изверженных пород дна Японского моря характерна зависимость намагниченности от возраста эффузивов. Резкое уменьшение осредненных значений намагниченности с увеличением возраста вулканогенных пород (рис. 13) объясняется, по-видимому, высокой тектонической активностью области Японского моря и связанными с нею процессами регионального метаморфизма, следствием которых является интенсивное разрушение магнитных минералов. Этим объясняются отмеченные в большинстве случаев по всей акватории моря сравнительно невысокие амплитуды (первые сотни гамм) аномального магнитного поля.

Из опытов Д. Грина, А. Рингвуда и др. (данные изучения кристаллизации магнитных минералов гавайских лав и т.д.) следует, что условия кристаллизации магнитных минералов определяются $P-T-P_{O_2}$ условиями в среде плавления, причем независимо от того, на какой стадии магматического процесса появляются магнитные минералы — в месте ли плавления, продвижения магмы или ее застывания в виде интрузива, лавы.

Состав магнитной фракции эффузивов, а следовательно, и условия $P-T-P_{O_2}$ образования магнитных минералов изучались с

помощью термомагнитного анализа. По характеру температурных кривых намагниченности $I_{rs} = f(T)$ изверженные породы дна Японского моря существенно различны. По составу магнитной фракции выделяются как однофазные эффузивы, так и двухфазные. К однофазным с точкой Кюри $T_C = 260 - 295^\circ$ относятся базальты юго-восточной и южной (о-ва Чукто) частей моря, с $T_C = 550 - 575^\circ$ - эффузивы возвышенности Ямато и континентального склона Приморья к юго-западу от нее. Изверженные породы с магнитной фракцией,



Р и с. 14. Участки зон растяжения, выделенные предположительно на основании анализа магнитной фракции изверженных пород дна моря

1 - участки зон растяжения; 2 - изобаты

представленной двумя фазами, выщелются на возвышенностях Богорова ($T_C = 275-290$ и $400-425^\circ$), Ямато ($T_C = 2507-400$ и 575°) и Оки ($T_C = 400$ и 575°).

При нагревании все образцы, за исключением нескольких с возвышенности Ямато и из юго-восточной части моря, с точностью до 20% оказались стабильными по намагниченности I_{rs} . Этот факт является характерным для магнитных фаций, формировавшихся в условиях высокотемпературного окисления. Вместе с тем в некоторых образцах с возвышенностей Ямато и Богорова характер кривых $I_{rs} = f(T)$ может свидетельствовать о наличии здесь условий низкотемпературного окисления. Уменьшение I_{rs} при нагревании этих образцов, имеющих точку Кюри $T_C = 575^\circ\text{C}$, по-видимому, объясняется окислением магнетита, а также фазовым переходом магнетита в гематит (Печерский, 1971).

По значениям точки Кюри все изверженные породы Японского моря можно разделить на две группы. В первой с $T_C = 575^\circ\text{C}$ состав магнитной фракции, по-видимому, обусловлен присутствием магнетита, во второй, имеющей точки Кюри в интервале $260-425^\circ\text{C}$, присутствием окислов Fe-Ti, в основном титаномагнетитов разного состава.

К первой группе относятся образцы с континентального склона Приморья и возвышенностей Ямато и Оки. Изверженные породы с титаномагнетитами выделяются на возвышенности Богорова, в районе о-вов Чукто и юго-восточной части моря. При этом окислы Fe-Ti с $T_C = 400^\circ\text{C}$ встречаются в виде одной из составляющих в образцах с двухфазной системой на возвышенностях Ямато и Оки.

Второй фазой в породах из района указанных возвышенностей является составляющая с $T_C = 575^\circ\text{C}$. Следует отметить, что магнитная фракция андезито-базальтов возвышенности Богорова и базальтов о-вов Чукто и, возможно, юго-восточной части моря по значениям точки Кюри и соотношению $I_{rs}T/I_{rs}O$ близка к первичным титаномагнетитам.

Сохранение состава магм, близкого к первичному, возможно только при наличии высокой проницаемости среды, отсутствии взаимодействия с вмещающей средой и при достаточно быстром охлаждении расплава. Такие условия, как известно, существуют в условиях рифов.

Таким образом, результаты изучения магнитной составляющей вещества изверженных пород позволяют предположить, что в пределах площади, занятой Японским морем, существуют зоны растяжения коры, которые по условиям $P-T-P_{O_2}$ близки к рифтовым структурам. На рис. 14 показаны участки зон растяжения миоцен-плиоценового периода, которые удалось выявить в результате изучения магнитных свойств образцов изверженных пород.

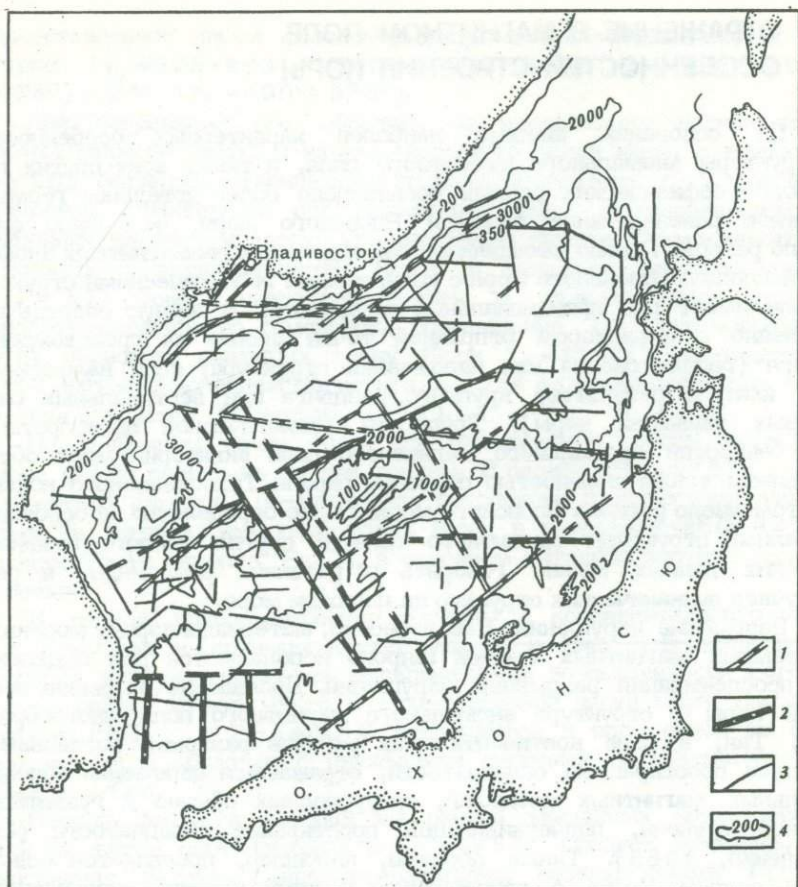
5. ОТРАЖЕНИЕ В МАГНИТНОМ ПОЛЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОЕНИЯ КОРЫ

На основании анализа наиболее характерных особенностей структуры аномального магнитного поля, а также всех других геолого-геофизических данных произведено более детальное геомагнитное районирование площади Японского моря, чем было сделано раньше. Однако отождествление отдельных геомагнитных аномалий площади Японского моря с конкретными геологическими структурами имеет ряд принципиальных трудностей. В первую очередь это связано с характером отправной точки зрения на происхождение моря (реликт океана или наложенная структура; если наложенная, то как: в результате крупного раздвига или вертикальных блоковых движений коры). Трудности геологической интерпретации особенностей аномального магнитного поля акватории моря обусловлены также сложностью строения окраин Тихоокеанского кольца, в том числе региона Японского моря. Более определенно на основании анализа структуры магнитного поля и других геолого-геофизических данных можно говорить о развитии разломных, в ряде случаев вулканических структур на площади моря.

Разрывные нарушения. Как известно, материалы аэро-, морских и наземных магнитных съемок широко используются для выделения и прослеживания разрывных нарушений. Проявление разрывов земной коры в структуре аномального магнитного поля многообразно. Так, в ряде континентальных районов разломы, согласные с общим простираем складчатости, отражаются цепочками положительных магнитных аномалий, приуроченных обычно к гравитационной ступени, подчеркивающей простираем складчатости (Симоненко, 1968). Таким образом, например, проявляется основной разлом Урала с приуроченной к нему полосой гипербазитов. Глубинные зоны разломов, пронизывающие всю толщу консолидированной коры, сопровождаются линейными положительными аномалиями, также согласными с общим простираем складчатости (Крылов и др., 1966, Литвиненко, 1963, Пузырев и др., 1964).

Поперечные по отношению к складчатости разломы, как правило, выделяют по нарушениям основной структуры аномального магнитного поля, выражающимся в резком изменении простираем аномалий, в некотором разрыве аномальных полос, в появлении локальных аномалий с простираем, несогласным по отношению к основной системе магнитных аномалий. В других районах к перечисленным признакам проявления разломов в структуре магнитного поля добавляются такие, как скачкообразное изменение расчетных глубин до намагниченных пород, сдвиги осей магнитных аномалий и т.д. (Булина, 1964).

Опыт использования геомагнитных и других геофизических и геологических данных для тектонического районирования различных по геологическому строению континентальных районов (Булина,



Р и с. 15. Схема основных разломов региона Японского моря

1 - глубинные разломы позднекайнозойские; 2 - то же, допозднекайнозойские; 3 - коровые разломы; 4 - изобаты

1964; Корнев, 1973; Симоненко, 1968, и др.) позволяет считать широко развитые в пределах Японского моря пограничные и секущие зоны аномального магнитного поля отражением в структуре поля различных по степени проработки, направлению простирания и глубинности разломов и зон разломов (рис. 15). Существуют и прямые указания на связь выделенных зон аномального магнитного поля с зонами тектонических нарушений. К ним можно отнести многочисленные находки тектонических брекчий и катаклазитов в районах подводных возвышенностей и континентального склона, где широко развиты указанные зоны (Берсенов и др., 1974; Васильев, Маркевич, 1972). Повсеместно к этим зонам поля приурочены выходы на поверхность дна изверженных пород.

Большая часть крупных зон разломов по данным анализа структуры поля характеризуется наличием магнитных неоднородностей как в глубинных своих частях, так и в приповерхностных. Последние часто представлены, по-видимому, телами базитового состава, имеющими повышенную намагниченность. Так, эффузивные аналоги указанных пород, поднятые в пределах возвышенности Ямато, имеют состав андезитов и андезито-базальтов (Васильев, Маркевич, 1972). Остаточная намагниченность образцов изверженных пород из центральной части моря составляет $54,6 \cdot 10^{-4}$ ед. СГС, из района континентального склона Южного Приморья ($38 \div 64,8$) $\cdot 10^{-4}$ ед. СГС.

Субширотные нарушения в центральной части северного хребта возвышенности Ямато представлены маломощными крутопадающими, по-видимому, дайковыми телами, верхние кромки которых почти полностью располагаются в верхних частях разреза (в первом и втором слоях по значениям граничных скоростей в них). На севере возвышенности и в прилегающей к ней глубоководной части моря аномалии широтного плана связаны с телами, расположенными на глубинах 8,8–13,6 км, что надо связывать с деформациями и неоднородностями уже "базальтового" слоя коры. Большая часть аномалий, входящих в зону разлома северо-восточного простирания с азимутом около 60° , ограничивающего возвышенность с северо-запада, также связана с неоднородностями "базальтового" слоя. В центральной части возвышенности (район межгорной котловины) и юго-западной ее окраине основная часть намагниченных тел в зонах северо-восточного простирания залегает несколько выше по разрезу, чем на северо-западе. В районе межгорной впадины глубина до намагниченного тела в пределах точности методов совпадает с глубиной слоя со скоростью 6,8 км/с. Такое же совпадение глубины до намагниченных тел и поверхности крутопадающего здесь "базальтового" слоя в зонах северо-восточного простирания наблюдается в бортовых частях межгорной котловины и в юго-западной окраине возвышенности на границе с глубоководным участком.

Более сложно построены в центральной части моря тектонические зоны северо-западных простираний. Как правило, они представлены серией разрывных нарушений, проявившихся в виде внедрений на различных глубинах пластовых тел базитового состава, а также в виде вертикальных перемещений отдельных блоков коры с образованием структур типа уступов, разделяющих резко различные по намагниченности комплексы. Такие уступы особенно широко развиты как в поверхностных, так и более глубинных частях "базальтового" слоя. По характеру аномалий выделяются уступы, обращенные в сторону возвышенности и от нее. Тектонические зоны северо-западных простираний четко выражены в разрезе от поверхности возвышенности до низов "базальтового" слоя.

Возраст тектонических зон северо-восточного и субширотного простираний (Васильев, Маркевич, 1972) на возвышенности

Ямато оценивается по данным определения абсолютного возраста изверженных пород в $(26 \div 46) \cdot 10^6$ лет (эоцен-миоценовый). Возраст базальтов, поднятых в районе наиболее развитой по магнитным данным зоны северо-западного простирания к юго-западу от возвышенности, составляет $(28,5 \div 76) \cdot 10^6$ лет.

Многие выделенные в районе подводной возвышенности Ямато и вокруг нее зоны разломов выходят за пределы центральной части моря. Зона с азимутом около 60° , проходящая в северо-западной бортовой части возвышенности, уверенно прослеживается и в западном районе моря. Здесь она также приурочена к юго-восточному склону глубоководного участка, внедрившегося со стороны Центральной котловины в районе подводных возвышенностей, прилегающих к Корейскому полуострову. Комплексными геолого-геофизическими исследованиями нис "Витязь" в этом районе моря выявлен блок с субокеанической корой (Кулинич и др., 1972). По геофизическим данным структура коры к северо-западу от этого блока сходна с массивами метаморфических комплексов, развитыми в континентальном обрамлении западной и северо-западной частей Японского моря (например, Ханкайский массив). Район к юго-востоку от глубоководного участка, где развита одна из описанных выше зон разломов северо-восточного простирания, характеризуется резкими колебаниями мощности "гранитного" слоя и наличием локальных поднятий, часть из которых является, по-видимому, вулканическими. Все указанные факты подтверждают наличие здесь мощной тектонической зоны, которая в настоящее время представлена серией поднятых и опущенных блоков коры, по разломам между которыми произошло внедрение магматических масс. Юго-западное окончание этой зоны уверенно прослеживается до Корейского полуострова, где она выходит на район структурного шва, разделяющего Окчхонский прогиб и кристаллический массив Собэк. На северо-востоке описываемая зона прослеживается в Центральной котловине и, по-видимому, до шельфа с западной стороны о-ва Хоккайдо.

Обширная зона субширотных разрывных нарушений, отделяющая возвышенность Ямато от Центральной котловины, прослеживается из района островного склона северной части о-ва Хонсю до зон с субмеридиональными простираниями в западной части моря, а возможно, и далее, до континентального склона на севере Корейского полуострова.

Разрывные нарушения с азимутом $55-60^\circ$, отделяющие возвышенность Ямато с юго-востока от района глубокого моря, протягиваются до юго-западной оконечности о-ва Хоккайдо. К юго-западу указанные дислокации через зоны субмеридиональных нарушений прослеживаются менее уверенно в виде отдельных фрагментов.

Зоны разломов с северо-западным простиранием, одна из которых пересекает северо-восточную часть возвышенности Ямато, а другая отделяет ее от района подводных возвышенностей

прикорейской части моря, также относятся к наиболее протяженным тектоническим структурам дна Японского моря. Зона разрывных нарушений к юго-западу от возвышенности тянется из района островного склона юго-западнее п-ова Ното до участка континентального склона севера КНДР. Тектоническая зона, пересекающая восточную часть возвышенности, прослеживается с незначительными перерывами из района восточнее п-ова Ното до континентального склона Южного Приморья.

В северной и северо-западной частях моря, кроме уже описанных зон, в первую очередь следует отметить тектонические зоны, приуроченные к бортовым частям Центральной котловины. К ним можно отнести полосу субширотных разломов шириной 15-30 км, приуроченную к континентальному склону в районе залива Петра Великого.

Наличие субширотной тектонической структуры в районе континентального склона Южного Приморья отмечается и по гравиметрическим данным (Кулинич и др., 1974). На всех расчетных профилях к югу от широты мыса Гамова кроме обычного для данного участка выклинивания к подножью склона "гранитного" слоя отмечается прогиб "базальтового" слоя, который занимает всю внешнюю окраину шельфа залива Петра Великого и верхнюю часть континентального склона. Средняя ширина прогиба 15-20 км. В нижней части континентального склона как по магнитным, так и по гравитационным данным наблюдается резкий подъем "базальтового" слоя. Минимальные глубины его залегания составляют 2,5-3,0 км.

На западе северная, приуроченная к краю шельфа часть этой субширотной зоны дислокаций выходит на северную окраину Хасанской депрессии. Выполненная наиболее молодыми для данного района миоцен-плиоценовыми отложениями депрессия носит черты новообразованной структуры, наложенной на палеозойские и мезозойские сооружения Сихотэ-Алиня. Поскольку связь данной структуры с континентальным склоном очевидна, с последним также можно связывать проявление тектонической активности в указанное время.

Восточное продолжение тектонической зоны области континентального склона уходит в район Центральной котловины. Имеющиеся магнитные данные позволяют считать, что, как и некоторые другие тектонические структуры подобного рода, приуроченные к району склона, зона ограничена двумя четкими линиями разломов. Одна из них располагается на краю шельфа, другая - у подножья континентального склона. Таково же строение зоны и за пределами континентального склона в районе глубоководной котловины.

Подобные зоны, но других простираний, выделяются и на северо-западе котловины. Очевидно, что сопряженные части их расположены в пределах шельфа КНДР.

Сходное в общих чертах строение отмечается у зоны северо-восточного простирания (азимут $45-50^{\circ}$), также частично связанной с континентальным склоном. Ее юго-западное продолжение уходит в рай-

он глубокого моря. Область склона на участке развития зоны сложена в основном немагнитными образованиями, представленными (по крайней мере частично) палеозойскими и мезозойскими гранитоидами, песчаниками и алевролитами, поднятыми здесь драгами на геологических полигонах (Берснев и др., 1974).

Широко развиты в исследуемом районе зоны тектонических нарушений субмеридиональных направлений. Наиболее протяженные из них располагаются в западной части моря, в основном до залива Петра Великого. Как и многие описанные выше, эти тектонические структуры представлены крупными разломами. Глубинное строение района залива Петра Великого подтверждает это предположение. В центральной части залива по результатам анализа сейсмических и гравиметрических разрезов (Кулинич и др., 1974) отмечается поднятие поверхности Мохо, заходящее сюда со стороны глубоководной котловины моря. Эта субмеридиональная глубинная структура, по-видимому, связана с зонами разломов.

Другим участком значительной концентрации субмеридиональных разломов и зон разломов является юго-восточная часть моря. В отличие от аналогичных структур в западной части моря при выходе в район Центральной котловины эти разломы проявляются в магнитном поле либо прерывистыми аномалиями, либо исчезают совсем. При этом в котловине Хонсю названная система разломов проявлена довольно четко.

Следует отметить факт почти полного отсутствия по данным магнитной съемки меридиональных дислокаций в центральной части возвышенности Ямато, а также в районах к югу и северу от нее. Что касается Центральной котловины, то отсутствие или прерывистый характер в ее пределах по магнитным данным большей части зон разломов, уверенно прослеживаемых до краевых частей впадины, можно попытаться объяснить выровненностью поверхности "базальтового" слоя за счет тектонических движений или метаморфизма его верхних толщ.

Значительная протяженность большей части разломов — еще одна особенность коры региона Японского моря. Причиной этому, по-видимому, является не столько метод, с помощью которого выявлены разрывные нарушения, сколько тип земной коры, характерной особенностью которого в данном районе является сокращенная мощность "гранитного" слоя. С этим связаны, с одной стороны, значительная проработка зон разломов на всю мощность коры, и, возможно, глубже, с другой — более четкое проявление разрывных дислокаций в геофизических полях за счет отсутствия помех, характерных для развитого "гранитного" слоя континентальных районов.

В целом на площади моря по результатам статистического анализа направлений простирания элементов зон разломов выделяется несколько систем: субмеридиональная, субширотная, северо-восточная и северо-западная. Большая часть разломов представлена тремя ортогональными системами, имеющими прос-

тирания: 2,5-92,5, 22,5 - 112,5, 52,5-142,5°. Анализ схемы геотермического районирования региона Японского моря и его обрамления позволяет также выделить линейные зоны повышенного потока тепла, большая часть которых пространственно совпадает с зонами разломов (Шевалдин, 1974).

По совокупности геолого-геофизических данных на площади моря выделяются следующие разломы.

Главнейшие разломы.

1. Позднекайнозойские разломы представлены зонами концентрации разрывов шириной до 15-35 км и прослеживаются в широтном, северо-восточном, реже северо-западном направлениях на сотни километров через всю площадь моря. Они обычно приурочены к районам сбросовых дислокаций в краевых частях подводных возвышенностей, континентального и островного склонов, часто связаны с участками резкой смены типа коры и гравитационных ступеней. В геотермическом поле разломы выделяются локальными линейными зонами повышенных значений теплового потока или участками резкой смены характера геотермальной зональности. В магнитном поле - зонами аномалий I порядка, часто обусловленных деформациями и неоднородностями "базальтового" слоя коры.

2. Допозднекайнозойские (возможно, мезозойские) разломы имеют близкие или несколько меньшие мощность и протяженность. Они часто связаны с краевыми участками подводных возвышенностей и участками наиболее расчлененной поверхности фундамента. В геофизических полях, за некоторым исключением, разломы проявляются так же, как позднекайнозойские дислокации, но не сопровождаются повышенными значениями теплового потока. В магнитном поле им соответствуют аномальные зоны I порядка. Ориентировка позднекайнозойской и допозднекайнозойской систем разломов отличается на угол около 10-15°. Это обстоятельство, по-видимому, связано с изменением режима тектонических напряжений в литосфере региона в кайнозойское время. Системы разломов обусловили на площади моря четко выраженную блоковую структуру коры. С блоками I порядка связаны такие структуры, как Центральная котловина и возвышенность Ямато, имеющие различные типы коры.

Коровые разломы. Представлены отдельными разломами или зонами разломов, по-видимому, разного возраста, мощностью до 10-15 км, протяженностью в десятки километров. Простирания их в основном совпадают с направлениями зон глубинных разломов. Они развиты преимущественно в западной, восточной и центральной частях моря. Часто с ними связаны депрессии фундамента и участки уступов склонов подводных возвышенностей. Выделяются в основном по геомагнитным данным - зонами аномалий II порядка и выше. Магнитные неоднородности в коровых разломах сосредоточены чаще всего в первом и втором слоях коры.

При обработке профильных гидромагнитных наблюдений СахНИИ статистическими методами (автокорреляционная функция и ее гармонический анализ) нами (Красный, Шевалдин, 1975) произведена

Таблица 5

Результаты гармонического анализа автокорреляционной функции по профилям гидромагнитной съемки

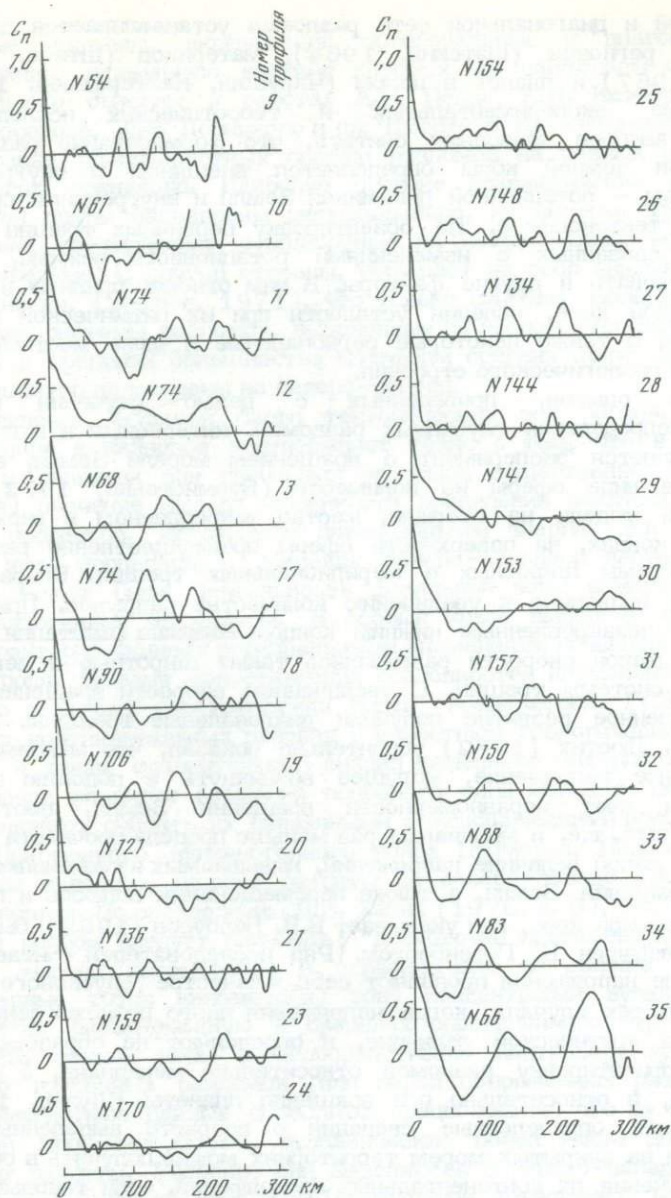
№ профиля	Длина волны, км	№ профиля	Длина волны, км
9	35,55	24	50, 95? 220? 280.
10	45,200	25	40,120, 175?
11	45, 140? 200?	26	45, 70, 115с
12	115, 175?	27	45, 180с, 205
13	70, 150, 180	28	25, 100
17	60, 100с, 155	29	50с, 210с
18	40, 90, 200	30	175с, 200? 265
19	60, 110, 170	31	85
20	25, 350	32	120, 200?
21	25, 60	33	45, 95, 220
23	25, 80, 270	34	40с, 95, 225с
		35	125

Примечание. с - проявлена слабо; ? - существование сомнительное.

оценка линейных размеров (по профилям северо-западного простирания) не только блоков коры, ограниченных разломами II порядка и выше, но также и структур I порядка (рис. 16, табл. 5). Результаты данной оценки, сделанной по сравнительно редкой сети профилей, подтвердились материалами площадной съемки, на основе которых построена схема основных разломов площади Японского моря.

Таким образом, анализ геолого-геофизических данных свидетельствует о существовании в структуре поверхности фундамента, подстилающего осадки дна Японского моря, сложной, но регулярной, реже - относительно регулярной системы разломов и зон разломов. Указанной системе, по-видимому, принадлежит решающее значение в формировании современного структурного облика региона Японского моря и его обрамления. Подтверждением этого, кроме геомагнитных данных, являются морфологические особенности строения дна и их связь с зонами разломов, данные о глубинном строении, полученные сейсмическими и гравиметрическими методами, о геотермальной зональности, свидетельствующие о наличии крупных блоковых неоднородностей как в верхних, так и в нижних частях разреза коры.

Выявленная сеть разломов в пределах Японского моря имеет более или менее правильный рисунок, характерный для общепланетарной системы трещин (Шатский, 1955). В настоящее время наличие орто-



Р и с. 16. Характеристики нормированных автокорреляционных функций по профилям гидромагнитной съемки с простиранием СЗ – ЮВ

C_n – нормированная автокорреляционная функция; N – количество расчетных точек на профиле

гональной и диагональной сети разломов устанавливается для обширных регионов (Шатский, 1964), материков (Штиле, 1964, Хилс, 1967) и планет в целом (Чарушин, Каттерфельд, 1973).

Данные экспериментальных и теоретических исследований многих авторов позволяют считать, что формирование разломной тектоники земной коры определяется внешними и внутренними факторами — ротационной динамикой Земли и внутренними процессами в тектоносфере. На ориентировку первичных трещин кроме причин, связанных с изменениями ротационного режима, могут воздействовать и другие факторы. К ним относят приливы в твердой земной коре, явления усталости при их ритмической повторяемости, а также некоторые региональные и даже местные особенности геологического строения.

Среди опытов, проведенных с целью изучения природы и распределения глубинных разломов, интересным и наглядным представляется эксперимент с вращением модели Земли, выполненной в виде сферы из полимеров (Бурмистенко, 1972). При вращении модели на стержне, жестко закрепленном в верхнем и нижнем концах, на поверхности сферы преимущественно развивались системы широтных и меридиональных трещин. Возрастание скорости приводило к увеличению количества разрывов. При вращении с незакрепленным нижним концом стержня (имитация нутации) на малой скорости развивались также широтные и меридиональные системы трещин. С увеличением скорости вращения преимущественное развитие получили диагональные трещины. Между тем Е.Н. Люстих (1962) убедительно показал, что максимальное касательное напряжение, могущее возникнуть в подошве земной коры за счет неравномерности вращения Земли, составляет $0,3 \text{ дин/см}^2$, т.е. в миллиарды раз меньше предела прочности пород. Вывод о малой величине напряжений, вызываемых изменениями скорости вращения Земли, а также перемещениями полусфер и приливами в земной коре, как указывает В.В. Белоусов (1962), был также подтвержден Б. Гутенбергом. Ряд исследователей считает, что указанные напряжения проявляют себя в качестве "спускового механизма" в тех случаях, когда напряжения иного происхождения уже близки к критической величине, и определяют не образование, а только ориентировку разломов относительно меридиана, а следовательно, и относительно оси вращения планеты (Шульц, 1973).

Наиболее определенные сведения о возрасте выделенных зон разломов на закрытых морем территориях можно получить в результате изучения их континентальных продолжений, если таковые окажутся. О продолжении тектонических зон на континенте будет сказано в следующей главе.

По времени зарождения или максимальному проявлению активности выделены докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские системы, каждой из которых свойственно определенное направление (Шаблинская, 1970). Считается, что совокупность всех этих разновозрастных систем разломов и составляет четыре

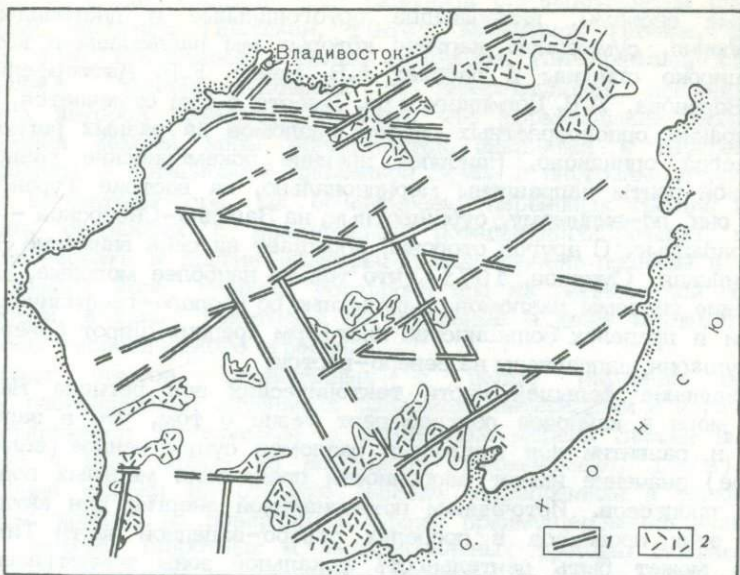
основные системы, включающие ортогональные и диагональные направления, суммарную картину которых мы наблюдаем и которые широко описаны в работах А.В. Пейве, Е.Н. Каттерфельда, П.С. Воронова, А.В. Долицкого и др. Вместе с тем отмечается, что простираение разновозрастных систем разломов на разных регионах не всегда одинаково. Наиболее древние докембрийские разломы Скифской плиты направлены меридионально, на востоке Туранской плиты они, по-видимому, субширотные, на Западно-Сибирской — северо-западные. С другой стороны, обращает на себя внимание факт (Шаблинская, Смирнов, 1971), что только наиболее молодые, кайнозойские системы разломов, выделенные по геолого-геофизическим данным в пределах большинства платформ средних широт северного полушария, направлены на северо-восток.

Проявление большей части тектонических зон региона Японского моря в кайнозое подтверждает тезис о том, что в зарождении и развитии зон глубинных разломов существенное (если не главное) значение имеют особенности проявления местных подкорковых процессов. Источником потенциальной энергии для активизации этих процессов в пределах северо-западной части Тихого океана может быть деятельность фокальной зоны землетрясений.

Вулканогенные структуры. В особый класс выделены структуры, характеризующиеся региональными аномалиями повышенных значений поля. Прямые сопоставления особенностей аномального магнитного и других геофизических полей (гравиметрия, ГСЗ) в отдельных континентальных районах с известным геологическим строением, а также сравнительный анализ каменного материала из ряда районов развития аномалий подобного типа морского дна и сущи позволяют считать их связанными с вулканическими постройками типа Прибрежного вулканогенного пояса Приморья. Подобные пояса, как известно, широко развиты на северо-западе Тихоокеанского кольца. По определению В.Е. Хаина (1970, с. 9), под вулканическим поясом следует понимать: "достаточно протяженную (сотни, иногда тысячи километров) и ограниченную по ширине (десять или первые сотни километров) зону концентрации вулканических аппаратов, расположенную в пределах определенного структурного элемента земной коры и непосредственно контролируемую одним из его глубинных разломов (или парой сопряженных разломов)".

Геомагнитные данные позволяют предположить, что на площади, занятой Японским морем, вулканические пояса также достаточно широко развиты. Уверенно они выделяются в северо-западной (как в пределах шельфа, так и в Центральной котловине), восточной, юго-западной, юго-восточной частях моря, а также на возвышенности Ямато.

На северо-западе района наиболее четко прослеживаются две вулканические зоны с простираением СВ-ЮЗ. Они разделены тектонической зоной (азимут простираения отдельных ее фрагментов $45-60^\circ$), протягивающейся от континентального склона на севере до Центральной котловины на юго-западе.



Р и с. 17. Площади предполагаемого развития в пределах Японского моря вулканогенных поясов и их фрагментов (по геофизическим данным)

1 - разломы; 2 - вулканогенные структуры

Шельфовая вулканическая зона (рис. 17) является непосредственным продолжением Прибрежного вулканического пояса, центрального звена Восточно-Азиатского вулканического пояса, сложенного верхнемеловыми и палеогеновыми эффузивами (Геология СССР, 1969). На побережье вулканический пояс простирается от мыса Островного и далее на северо-восток до Охотского моря. На площади развития пояса, по данным наземных и аэромагнитных съемок Приморского геологического управления, также выделяется широкая полоса положительных аномалий с северо-восточными простираниями. Интенсивность аномалий и размеры аномальной зоны увеличиваются с юго-запада на северо-восток. Наиболее намагниченными породами в составе вулканогенного комплекса пояса являются сенонские порфириды. Поле вертикальной составляющей ΔZ_a над площадями, где развиты указанные порфириды, резко дифференцировано. Интенсивность аномалий здесь меняется от 500 до 2500 гамм.

К аномально намагниченным комплексам в пределах пояса относятся не только эффузивные образования и их глубинные аналоги. Часто над площадями развития позднемеловых гранитоидных интрузий приморской серии также отмечаются значительные аномалии. Для объяснения этого факта можно привести мнение Н.В. Булавко (1968), которая предполагает существование основных

фаз у подобных интрузий на глубине, а возникновение этих фаз связывает с метасоматическим воздействием гранитной магмы на уже существовавшие базитовые интрузии. М.А. Фаворская (1956) высказала мнение об общем "заражении" гранитов прибрежной зоны продуктами основного магматизма в процессе их эволюции.

Развитие описанной части вулканического пояса не ограничивается шельфом. По геомагнитным данным, эта зона в своём юго-западном продолжении пересекает континентальный склон и уходит в район подводной возвышенности Первенец. На участке пересечения ею континентального склона известны выходы палеогеновых и верхнемеловых эффузивов (Берсенева и др., 1974).

В пределах второй вулканической зоны север-западной части моря, развитой у подножья континентального склона, были подняты туфы кислого состава, аналогичные континентальным вулканитам приморской свиты. Эта зона также протягивается на юго-запад до южных склонов подводной возвышенности Первенец. Следовательно, геомагнитные данные и результаты подводного геологического драгирования позволяют сделать вывод о продолжении Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса под акваторией Японского моря. Общая ширина части пояса, расположенной в пределах моря, составляет не менее 90-100 км.

Для морской части пояса также характерно широкое развитие разнонаправленных глубинных разломов, обусловивших мозаичное глыбово-блоковое его строение. Резкие изменения структуры магнитного поля в пределах пояса, выразившиеся в появлении продольной и поперечной его зональности, связаны, по-видимому, не только с процессами размагничивания вещества и вертикальными блоковыми перемещениями в тектонических зонах, но и с широким развитием здесь кислых продуктов вулканической деятельности, характерной для южного звена Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

В районе западных склонов подводной возвышенности Первенец развитие пояса в юго-западном направлении ограничено зонами субмеридиональных разломов, выходящих на восточную часть Уссурийского залива. Здесь и далее на юго-запад, по-видимому, происходит еще большее дробление пояса и опускание его блоков. Характер продолжения пояса в юго-западной части остается неясным из-за трудностей производства здесь съемочных работ.

Аналогичные структуры и их фрагменты выделяются в центральной, юго-восточной и юго-западной частях моря в основном по данным геофизических методов: магнитометрии, гравиметрии, ГСЗ. В условиях континента вулканогенные структуры часто характеризуются общим повышением аномального магнитного поля и резким изменением структуры преломляющих границ, обусловленным изменением мощностей и состава отдельных характерных слоев. Указанные признаки связаны, как правило, с участками локального подъема "базальтового" слоя коры и соответствующего сокращения "гранитного".

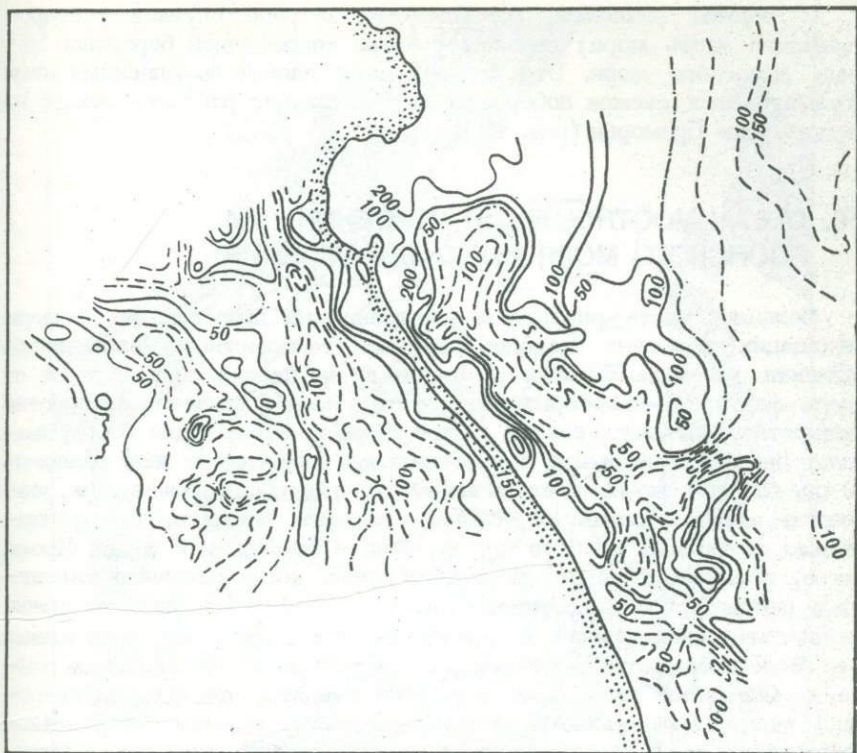
Характерной чертой вулканогенных структур в пределах Японского моря является их фрагментарность. Перерывы четко приурочены к участкам пересечения их с тектоническими зонами. Общее простирание поясов — с северо-востока на юго-запад. По геолого-геофизическим данным вулканогенные пояса региона Японского моря наибольшее развитие, по-видимому, получили в мезокайнозойе.

Следует сказать, что в пределах вулканогенных поясов северо-западной части Тихоокеанского кольца, за исключением Восточно-Сихотэ-Алинского, вулканические образования также не пользуются сплошным распространением, а встречаются на отдельных участках, приуроченных к погруженным блокам фундамента. Эти участки, именуемые обычно вулканическими зонами или полями, формируются в пределах пояса не одновременно и отличаются по возрасту, продолжительности развития и составу (Фремд, 1970).

Тектонические зоны, а в особенности зоны глубинных разломов, контролируют развитие вулканогенных поясов. Поэтому не исключено, что с участками котловин, прилегающих к континентальному склону и подножью подводных возвышенностей, к которым часто приурочены такие особенности глубинного строения, как резкий подъем границы "базальтового" слоя, отсутствие "гранитного" слоя, связано широкое развитие резко расчлененных тектоническими зонами вулканических поясов и их фрагментов.

Тектоника и рельеф дна. Наилучшее совпадение форм рельефа с формой возмущающего магнитное поле тела можно, по-видимому, ожидать только для морфоструктур вулканического происхождения. К структурам подобного генезиса часто относят возвышенность Богорова в северной части Центральной котловины, ряд положительных форм рельефа такого же порядка в юго-западной части моря, а также значительное количество более мелких локальных подводных гор котловин Центральной и Хонсю. Если говорить о генезисе возвышенности Богорова, то на основании геомагнитных данных можно допустить, что существенный объем вулканогенных пород базитового состава развит только в ее южной части.

Наиболее характерна для Японского моря приуроченность зон аномального магнитного поля к районам сбросовых дислокаций континентального склона, склонов подводных возвышенностей, бортовых частей котловин. В пределах континентального склона Приморья и частично центральных районов моря выделяются позднекайнозойские зоны глубинных разломов, характеризующиеся депрессиями в магнитном поле. Подобные зоны широко развиты на континентальном склоне Атлантического побережья Америки, что, по нашему мнению, дает основание для предположения о сходстве процессов, формировавших континентальные склоны отдельных районов западного побережья Атлантического и Тихого океанов. Однако становление континентального склона Атлантического побережья Америки, по-видимому, происходило в позднем палеозое —



Р и с. 18. Карта изодинам ΔT_v района юго-запада Приморья (Хасанский район) и прилегающей части шельфа Японского моря

раннем мезозое, континентального склона Тихого океана в районе Японского моря – в позднем мезозое-кайнозое.

Анализируя статистическую связь направлений системы тектонических нарушений и элементов рельефа дна (см. рис. 11), следует добавить, что на формирование рельефа дна кроме зон разломов, достаточно четко отразившихся в магнитном и других геофизических полях, по-видимому, оказали влияние: 1) экзогенные факторы, особенно на поведение изобаты 200 м; 2) развитие систем разломов и структур пликативного характера, не отразившихся достаточно отчетливо в магнитном поле.

Структуры по своему проявлению в геофизических полях аналогичные вулканогенным поясам слабо или совсем не коррелируют с формами донного рельефа. Так, морское продолжение Прибрежного вулканогенного пояса большей своей частью располагается в пределах шельфа. Однако по ряду геолого-геофизических признаков юго-западное продолжение пояса расположено на континентальном склоне, а юго-восточное его крыло – в пределах Центральной котловины.

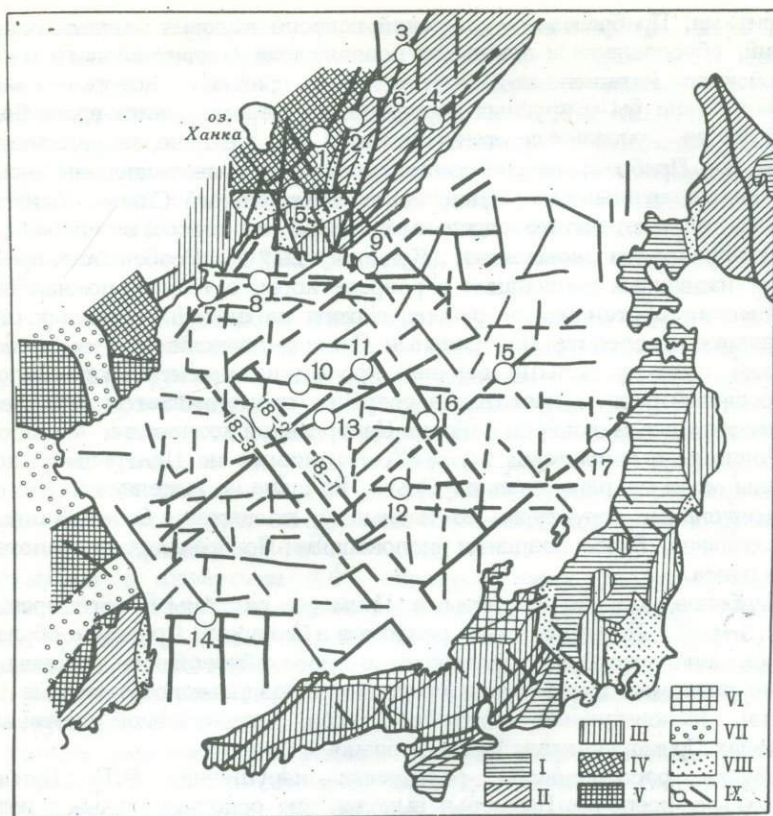
С зонами разломов, по-видимому, в ряде случаев (северо-западная часть моря) связаны участки современной береговой линии Японского моря. Это подтверждают данные выполненных нами геомагнитных съемок побережья и прилегающих районов шельфа на юго-западе Приморья (рис. 18).

6. О ВЗАИМОТНОШЕНИИ СТРОЕНИЯ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Большая часть разрывных нарушений на прилегающих к морю площадях выделена методом прямых геологических наблюдений. Степень же выраженности разломов в магнитном поле зависит от ряда факторов, к которым относятся: масса и магнитные свойства вещества, внедрившегося в место разрыва вмещающих пород, амплитуды горизонтальных и вертикальных движений в зоне разломов и др. Следует также иметь в виду, что в зонах долгоживущих разломов могут возникнуть условия, которые приводят к выравниванию магнитных свойств самой зоны и вмещающих пород. Кроме того, в случае пологого залегания зоны, когда основные магнитные неоднородности сосредоточены в глубинных ее частях, можно наблюдать значительные несовпадения линий разломов, выделенных по геологическим наблюдениям на поверхности и геомагнитным данным. Сказанное выше дает основание ожидать, что, с одной стороны, могут быть разломы и зоны разломов, которые на участках обрамления моря не наблюдаются по данным поверхностных и близ-поверхностных геологических наблюдений, и создается впечатление, что разлом, выделенный по особенностям аномального магнитного поля в море, не имеет продолжения за его пределами. С другой стороны, продолжения разрывных нарушений, выделенных на суше, могут не получить достаточно уверенного отражения в магнитном поле над акваторией моря.

На площадях, обрамляющих Японское море, наиболее изученными в геологическом и особенно в геофизическом плане, по имеющимся у автора данным, следует считать разрывные нарушения, развитые в Приморье. Здесь, по геологическим и геофизическим данным, выделяются в основном те же, что и в прилегающих районах моря, направления разрывных нарушений: два северо-восточных ($20-25$ и $55-60^{\circ}$), северо-западное, широтное и меридиональное.

К разломам с азимутом $20-25^{\circ}$ относятся наиболее крупные разрывные структуры Приморья (рис. 19). Они имеют различный возраст, но, как правило, являются границами основных структурно-фациальных зон. В эту систему входят Западный Сихотэ-Алинский, Центральный Сихотэ-Алинский, Прибрежный, а также Арсеньевский и Алчанский разломы. Из них к побережью в районе мыса Островного имеют выход Центральный Сихотэ-Алинский и Прибрежный разломы. Центральный Сихотэ-Алинский шов фиксируется зонами локальных гравитационных минимумов, связанных с позднемеловыми



Р и с. 19. Основные системы разрывных нарушений и структурных швов региона Японского моря (схема районирования обрамления моря выполнена с использованием литературных данных: Берсенев и др., 1969; Рудич, 1962; Кропоткин, Шахваростова; 1965, и др.)

I-VI - складчатые континентальные и островные структуры обрамления Японского моря: I - кайнозойские, II - мезозойские, III - палеозойские, IV - раннепалеозойские, V - докембрийские, VI - архейские; VII - мезокайнозойские наложенные впадины и прогибы; VIII - внутриплатформенные прогибы, выполненные осадочными формациями верхнего протерозоя, нижнего и верхнего палеозоя, нижнего мезозоя, IX - структурные швы и разломы: 1 - Западный Сихотэ-Алинский, 2 - Арсеньевский, 3 - Центральный Сихотэ-Алинский, 4 - Прибрежный, 5 - Южно-Сихотэ-Алинский, 6 - Меридиональный, 7 - Северо-Западный, 8 - Южно-Приморский, 9 - Восточно-Приморский, 10 - Северо-Яматинский, 11 - Ожчхонский, 12 - Южно-Яматинский, 13 - Центральный Япономорский, 14 - Цусимский, 15 - Хонскойский, 16 - Яматинский, 17 - Западно-Хонскойский, 18 - Юго-Западные

гранитами. Прибрежный — широкой полосой высоких магнитных аномалий, обусловленных активным проявлением позднемелового и кайнозойского магматизма. Геофизические признаки, которые свидетельствовали бы о крупных вертикальных перемещениях вдоль большей части указанных тектонических зон, сильно завуалированы. Если под Прибрежным разломом отмечается гравитационная аномалия со значительным градиентом, то Центральный Сихотэ—Алинский шов выделяется только отдельными слабо или совсем не связанными гравитационными аномалиями (Кулинич, 1970). Особенности проявления названных дислокаций в разрезе коры, а также сложная тектоническая обстановка в районе выхода на шельф указанных швов позволяют проследить Центральный Сихотэ—Алинский разлом в магнитном поле не дальше верхней кромки континентального склона. Прибрежный разлом достаточно уверенно прослеживается через весь континентальный склон до районов Центральной котловины.

Разломы с азимутами $20-25^{\circ}$, выходящие из Центральной котловины моря на район залива Ольга, на суше не выделяются как самостоятельные структуры, по-видимому, маскируясь более мощными и, возможно, более поздними дислокациями Прибрежного вулканогенного пояса.

Наиболее широко развиты в Приморье разломы с простираниями $55-60^{\circ}$. По серии таких разломов в Западном Приморье образовались многочисленные наложенные мезокайнозойские впадины. К таким разломам очень часто приурочены позднемеловые кислые интрузии. Максимальная активность этой тектонической системы в пределах Приморья имела место в позднем мезозое.

Изучая распределение разрывных нарушений, Р.Г. Кулинич (1970) в пределах Приморья выделил две основные зоны, в которых наблюдается наибольшая концентрация диагональных разломов. Одна из них — Дальнереченская — включает в себя разломы Большой Уссурско—Маревской долины и смежных участков Ханкайского массива и Алчанской зоны. В пределах Сихотэ—Алиня к ней относится Верхне—Бикинский разлом. В другую зону объединяются разломы Приханкайской низменности, бассейна р. Раздольная, Амурского залива, бассейна рек Усури, Арсеньевка и др. Эта зона, именуемая Раздольнинской, пересекает все Приморье по диагонали от Амурского залива до бассейна р. Самарга. Указанные зоны среди прочих диагональных разломов являются наиболее крупными как по степени своего влияния на формирование мезокайнозойских структур, так и по интенсивности связанного с ними позднемелового магматизма.

В пределах Японского моря разрывные нарушения северо—восточных простираний также относятся к наиболее распространенным. На площади моря, примыкающей к Приморью, непосредственным продолжением развитых на суше разломов являются разрывные нарушения, выделенные в вулканогенном поясе к юго—западу от мыса Островного и прослеживающиеся через весь шельф, подводный склон до подводной возвышенности Первенец. Очевидно,

что разрывные нарушения, развитые в пределах залива Петра Великого на продолжении п-ова Муравьева-Амурского и далее на юго-запад в нижней части континентального склона (Северо-Западный разлом), являются продолжением Раздольнинской зоны диагональных разломов. Причем в силу особенностей проявления зоны разломов, приуроченной к континентальному склону в этом районе и сопровождающейся депрессией в магнитном поле, как указывалось выше, вполне вероятно наличие фрагмента этой зоны в пределах шельфа и, возможно, части побережья КНДР.

В пределах Корейского полуострова Т. Кобаяси (1959) выделяет четкие прямолинейные разломы строго выдержанных направлений, которые группируются в четыре системы с азимутами простираний 15, 40-45, 295 и 335°. Структурные и возрастные взаимоотношения между разломами изучены слабо. Наиболее древними по общей геологической ситуации считаются разломы с простираниями 45°, более молодые - 15°, последними образовались разрывные нарушения с азимутами 335° и возобновились подвижки по древним разломам с направлением 45°.

Разломы с азимутами 15° образуют узкие рифтовые долины Вонсан-Сеул, Йечхонган, грабен Килчжу-Менчхон, представляющие собой крупные разрывы земной коры, заполненные базальтом. Из названных разрывов только грабен Килчжу-Менчхон и долина Вонсан-Сеул выходят к Японскому морю. По отношению к участкам побережья эти структуры не являются секущими.

Главные разломы с направлениями 45° зафиксированы на границе между Кореей и Китаем, вдоль р. Тэдонган (северо-запад КНДР), вдоль северного побережья Восточно-Корейского залива и на юге Корейского полуострова, где эта группа разломов образует систему грабенов Кончжу, Йондон, Чинан, Хвасун и зону Окчхон.

На территории моря разломы с направлениями, близкими к описываемым, также относятся к одним из основных. Два из них (Центральный Япономорский и Окчхонский швы) являются наиболее протяженными. Своими юго-западными окончаниями оба разлома выходят на площадь вблизи структурного шва, разделяющего на Корейском полуострове Окчхонский прогиб и массив Кенги. На северо-восточном и юго-западном продолжениях Западно-Ханкайского шва на о-ве Хонсю также выделены разломы, которые можно считать островным продолжением названного шва.

Субмеридиональные разломы на площади Приморья также концентрируются в несколько зон: Западно-Приморскую, Уссурийскую, Киевско-Большо-Уссурскую, Дальнегорскую и Самаргинскую. Характерной чертой разрывных нарушений, слагающих указанные зоны, является их прерывистость по простиранию. В аномалиях силы тяжести они обнаруживаются относительно короткими меридиональными ступенями или локальными максимумами и минимумами. Западно-Приморская зона совпадает с одноименным структурным швом. В палеозое последний играл роль магмоконтролирующей структуры,

а. в мезозое по нему произошло обособление Раздольнинского прогиба. В Уссурийскую зону входят разломы озера Ханка, бассейнов рек Илестая, Раздольная и Комаровка, а также Вознесенского района. Существование наиболее крупного в этой зоне Илестого разлома обнаруживается еще в нижнем палеозое. В мезокайнозое этот разлом сыграл активную роль в формировании приханкайских тектонических впадин.

В Киевско-Большо-Уссурскую зону включают Меридиональный и еще ряд разломов того же направления. Крупные движения по Меридиональному разлому произошли, по-видимому, в позднем сеноне. Часть других разломов этой зоны на основании геологических и геофизических данных также представляется крупными длительно развивающимися тектоническими структурами. Их заложение, возможно, относится к раннему палеозою. Однако, связанные с ними дислокации обнаруживаются и в позднем мезозое.

В Дальнегорскую зону входит полоса прерывистых меридиональных разломов, протягивающихся от бухты Владимир вдоль нижнего течения р. Большая Уссурка. Зона изучена слабо. Большинство разломов зоны связано с поздне меловым магматизмом.

На крайнем северо-востоке Приморского края проходит еще одна крупная зона меридиональных разломов - Самаргинская. Возраст разломов, входящих в зону, предполагается меловым. Таким образом, разрывные нарушения меридионального плана в Приморье заложены, по-видимому, еще в нижнем палеозое и возобновили свои дислокации в завершающий активный этап развития Сихотэ-Алиня (мел-палеоген).

На площади Японского моря тектонические линии с субмеридиональными простираниями развиты в основном в западной и восточной частях его. В западной - тектонические зоны прослеживаются из района Корейского пролива и западной оконечности о-ва Хонсю до залива Петра Великого и западнее. Одна из зон проходит вдоль подводного склона юго-восточной части Корейского полуострова, пересекая район развития подводных возвышенностей. Севернее указанная зона прослеживается у основания континентального склона, пересекает его и выходит на площадь развития Западно-Приморской зоны. Две другие зоны также протягиваются от шельфа Корейского пролива через всю западную часть моря, пересекая юго-западную оконечность Центральной котловины, до залива Петра Великого. В районе залива описанные дислокации оказываются в краевых частях Уссурийской зоны. Таким образом, Уссурийская зона меридиональных дислокаций является континентальным продолжением области развития разрывных нарушений, протягивающейся из южных районов Японского моря и ограниченной с запада и востока двумя четко проявленными линиями разломов. На площади Центральной котловины к югу от района залива Петра Великого указанные разломы также контролируют наиболее крупные депрессии фундамента, выявленные по данным МОВ (Шаяхметов, 1972).

Тектонические линии субмеридионального плана восточной части моря не представляется возможным проследить до побережья Приморья из-за отсутствия на большей части площади Татарского пролива геомагнитных съемок с достаточной плотностью профилей. Однако из большого числа выявленных здесь разломов субмеридионального простирания можно выделить несколько линий, которые прослеживаются на всей площади съемки. Региональный характер указанных зон разломов дает возможность заключить, что они могут иметь продолжение на площади северо-восточного Приморья. На продолжении разрывных нарушений восточной части моря в пределах Приморья располагаются Самаргинская зона и разломы, расположенные между Дальнегорской и Самаргинской зонами дислокаций. Сама же Дальнегорская зона не получила более или менее заметного отражения в структуре геомагнитного поля над морским дном.

Дислокации, связанные с субмеридиональными простираниями, широко известны и на островах Хонсю и Хоккайдо. Часто с ними связаны крупные прогибы и поднятия. На основании анализа разрезов В.И. Тихонов (1964) на о-ве Хоккайдо выделяет крупный прогиб меридионального простирания, выполненный отложениями юры. Этот прогиб, по-видимому, унаследовал структурное положение более обширной депрессии палеозойского времени. В восточной части юго-западного Хонсю на продолжении разломов восточной части моря К. Хуцита (Husita, 1962) выделяет крупный прогиб субмеридионального направления, простирающийся от залива Исеноуми на юге до залива Вакаса на севере. Этот прогиб с востока и запада сопрягается с крупными поднятиями. С позднекайнозойскими движениями связывают многочисленные крупные субмеридиональные разломы, прерывающиеся у подножья хребтов центрального Хоккайдо и северного Хонсю (Китаками, Абукума, Канто).

Из разломов с северо-западными направлениями, развитыми в Приморье и выходящими на площади гидромагнитной съемки, следует выделить Партизанско-Вознесенскую и Арсеньевскую зоны. Партизанско-Вознесенская зона включает Находкинский разлом и параллельные ему нарушения Пржевальско-Партизанской синклиналиной зоны. Наиболее крупные дислокации в зоне связывают с допермским временем, когда по Находкинскому разлому обособилась Пржевальско-Партизанская зона, и позднемеловым, когда в верховья р. Партизанская внедрились крупные массы гранитов.

Разломы, входящие в Арсеньевскую зону, в одних районах обусловили глыбовые перемещения доверхнемелового складчатого комплекса, в других — способствовали обособлению ряда тектонических впадин, выполненных вулканогенными отложениями. Те же разломы разделяют два крупных участка Ханкайского массива. Один из них сложен метаморфическими протерозойскими, а другой — преимущественно осадочными кембрийскими отложениями. Разновозрастными, проявившимися с раннего палеозоя до позднего мела, считаются не только перечисленные зоны разломов, но и другие с

теми же простираниями, расположенные на северо-востоке Приморья.

В западной части моря прослеживается одна из наиболее мощно проявленных зон разломов северо-западного направления. Азимуты простирания слагающих зону разрывных нарушений от 310 до 330° , мощность всей зоны до 100 км и более. Зона тянется от о-ва Хонсю, разделяя в южной и центральных частях моря возвышенность Ямато и хребет Оки, а в северо-западной — Центральную котловину и район прикорейских подводных возвышенностей. Возраст базальтов, поднятых в пределах развития зоны к юго-западу от возвышенности Ямато, включает значения $(28,5 \div 76) \cdot 10^6$ лет.

На территории КНДР зона выходит на район структурных швов, ограничивающих нижнепротерозойский складчатый массив Кванмо. В районе разлома, ограничивающего массив с северо-востока, известны выходы щелочных кайнозойских гранитов, а с самим разломом связаны движения в начале миоцена (ихенюкское время). Разломы северо-западного простирания к юго-западу от массива контролируют прогибы, выполненные осадочными формациями верхнего протерозоя, синия, нижнего и верхнего палеозоя и нижнего мезозоя (Амнокканский, Хесан-Ревонский).

Во внутреннем поясе Хонсю на протяжении мезозоя и третичного времени развивались крупные структурно-фациальные зоны с простираниями от северо-западных до меридиональных, представляющие собой сложно построенные прогибы и поднятия (Махачек, 1959). В ряде работ (Рудич, 1962; Тихонов, 1964) отмечается, что направления, поперечные к простиранию островной дуги, играли ведущую роль в структурном развитии Японии до конца третичного времени. Данные о геологическом строении о-ва Хонсю дают также основание предполагать, что выделенные в пределах возвышенности Ямато и ее обрамления тектонические зоны северо-западных простираний могут быть связаны по крайней мере с мезозойскими структурами. В частности, названная выше зона выходит на район юго-западной части о-ва Хонсю с палеозойскими и мезозойскими структурами.

Заложение зон с северо-западным простиранием в восточной части возвышенности Ямато также, по-видимому, произошло не позднее мезозоя. Южное окончание одной из наиболее четко проявленных в магнитном поле дислокаций (Яматинский разлом) выходит на район тектонической зоны Фосса-Магна, представленной крупным поперечным грабеном и примыкающим к нему глубинным разломом. Значительная часть грабена Фосса-Магна выполнена позднекайнозойскими вулканогенными образованиями. В пределах возвышенности отдельные участки тектонической зоны, расположенной на продолжении структуры Фосса-Магна, по положению намагниченных тел в ней носят также признаки мощного грабена. Все это дает основание считать, что зона Фосса-Магна, унаследовав структурный план мезозоя в позднем кайнозое, продолжается с несколько иным простиранием далеко за пределы о-ва Хонсю,

пересекая возвышенность Ямато в ее восточной части. Северо-западное продолжение указанной зоны вместе с еще одной половиной разломов, ограничивающих возвышенность Ямато с северо-востока и прослеживающихся также с шельфа о-ва Хонсю, выходят на район Партизанско-Вознесенской зоны разрывных нарушений Приморья.

Другая зона разрывных нарушений прослеживается без значительных перерывов из Центральной котловины моря (несколько южнее возвышенности Богорова) до участка шельфа, куда подходит Арсеньевская зона разломов с северо-западным простиранием.

Что касается субширотных тектонических зон, то по геолого-геофизическим данным они также имеют существенное значение в геологическом строении Приморья. На разных площадях они оказали различное влияние на структуры и магматизм. Среди них наиболее крупными, по-видимому, следует считать Больше-Уссурскую, Устиновскую и Южно-Приморскую зоны. Все они являются структурами древнего (допозднепалеозойского) заложения, обновленными в мезокайнозой. Наиболее широкое развитие субширотных дислокаций, так же как и северо-восточных, в пределах Приморья и Японской островной дуги связывают с позднекайнозойским этапом активизации. На площади Японского моря ряд субширотных разломов различного ранга также находится на продолжении структурных швов Приморья и Корейского полуострова. Так, одна из субширотных зон дислокаций (Южно-Приморский шов), приуроченная к континентальному склону, находится на продолжении разлома, контролирующего на юго-западе Приморья Хасанскую депрессию. Данные геологии Приморья позволяют предположить проявление тектонической активности в районе континентального склона в миоцен-плиоценовое время.

Как видно, основные тектонические структуры коры региона Японского моря прослеживаются как в районах, окружающих море, так и на площади морского дна. Совокупность разновозрастных и разнонаправленных тектонических зон обусловила сложный блоковый характер строения коры в этом регионе.

Нам еще очень мало известно, насколько отличны между собой тектонические процессы, протекающие в литосфере континентов и океанов. Является ли, например, стандартная сеть глубинных разломов, включающая субширотные, субмеридиональные, северо-восточные и северо-западные разрывные нарушения, характерной только для коры континентального типа? Поэтому широкое развитие разрывных дислокаций указанных простираний на площади всего моря не следует считать доказательством существования хотя бы в прошлом достаточно развитой на этой площади континентальной коры. Но наличие на площади моря зон разломов, имеющих очевидное продолжение в пределах континентального шельфа и собственно континента и с большей или меньшей достоверностью датированных там как мезозойские и более древние, увеличивает веро-

ятность нахождения в пределах моря структур такого же возраста, контролируемых указанными дислокациями.

Зоны разломов, которые могли бы контролировать развитие разновозрастных структур, отмечаются повсеместно на площади моря как в районе подводных возвышенностей в западной и центральной частях его, так и в пределах котловин. Большая часть из них имела, по-видимому, длительный период развития. По сопоставлению с геологическими особенностями строения территории Приморья многие из названных зон разломов возникали в допозднепалеозойское время. Обновление зон разрывных нарушений, особенно в пределах площади Японского моря, произошло в позднем мезозое-кайнозое.

В большинстве современных классификационных схем (Апродов, 1964; Мурзина, 1972; Хренов, 1972, и др.) подобные тектонические зоны называют сквозными глубинными разломами. Ряд сквозных разломов известен в Восточной Сибири, где они из геосинклинальной области через краевой шов переходят в фундамент архейского ядра Сибирской платформы (Прибайкалье, Присянье и т.д.). Удастся проследить сквозной переход части северо-восточных внутригеосинклинальных разрывов Забайкалья в разрывы такого же простирания в пределах Алданского щита (Хренов, 1971). Известны примеры подобных структур в Средней Азии, в восточной части Тихого океана и западных прибрежных областях Североамериканского континента.

Устойчивое пространственное положение сквозных разломов, несмотря на длительность геологической истории регионов их развития, указывает, по-видимому, на чрезвычайное постоянство тектонических напряжений в данных сегментах литосферы. Сквозные разломы региона Японского моря являются еще одним примером развития трансструктурных зон разломов, пересекающих сложно построенные окраины Тихоокеанского кольца, которые могут представлять интерес для анализа развития геодинамических напряжений и проявления их в коровых частях тектоносферы. Для получения окончательных выводов о геотектонической позиции глубинных зон разломов Японского моря и роли их в строении земной коры и верхней мантии региона необходимо дальнейшее целенаправленное проведение геолого-геофизических исследований.

Наряду с наличием некоторых общих черт в развитии региона Японского моря и смежных территорий (зоны разломов, вулканические пояса) ряд структур является характерным и специфичным только для района, закрытого морем. К таковым в первую очередь относятся участки котловин с субокеаническим типом коры. Некоторые вопросы глубинного строения региона, связанные с проблемой формирования указанного типа коры, затронуты в следующей главе.

7. К ФОРМИРОВАНИЮ КОРЫ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Наиболее проблематичным в вопросе о глубинном строении региона Японского моря является состав пород фундамента, подстилающего осадочный слой в глубоководных котловинах. Всестороннее обсуждение гипотез происхождения впадины Японского моря не входит в задачи данной работы. Определенный интерес представляет попытка оценки результатов геомагнитной съемки с учетом существующих точек зрения на образование котловины Японского моря.

Для характеристики степени близости коры региона Японского моря к океанической обратимся к отличительным признакам, характеризующим магнитное поле акваторий океанов и континентальных районов. При сопоставлении отдельных профилей достаточной протяженности, выполненных в условиях континентов и океана, ряд исследователей отмечает отсутствие каких-либо отличительных особенностей аномального поля ΔT , которыми могли бы характеризоваться эти структуры земной коры (Соловьев, 1970). Другие в результате статистического анализа профильных данных выделяют некоторые признаки, по которым отличается поле ΔT океанов и континентов. В частности, для океанов характерен более высокочастотный спектр аномального поля, чем для континентов. Однако указанный критерий нельзя использовать для решения вопроса о степени сходства поля ΔT Японского моря и океана из-за относительной малости линейных размеров котловины моря. Сопоставление особенностей распределения магнитных аномалий по площади также не позволяет уверенно сформулировать универсальные критерии, определяющие различия в характере аномального магнитного поля океанов и континентов. Это обусловлено в первую очередь слабой изученностью магнитного поля океанов.

Наличие специфических особенностей аномального поля в районе срединных хребтов дало основание ряду исследователей говорить о резком различии структуры (но не отдельных аномалий) аномального поля на материках и океанах. В районе срединно-океанических хребтов — наиболее изученной части Мирового океана — выделяются следующие особенности структуры аномального поля.

1. Анизотропность структуры поля, выражающаяся в наличии системы линейных параллельных аномалий, ориентированных строго по простиранию оси срединного поднятия. Знакопеременность аномалий.

2. Наличие многочисленных секущих зон разломов, ориентированных субнормально к простиранию хребта и выражающихся в виде смещений структуры поля по обе стороны от нарушений либо в виде резких изменений интенсивности поля на нарушениях.

3. Наличие осевой аномалии, приуроченной к оси срединного хребта и являющейся четким признаком последней. Осевая анома-

лия отсутствует только в местах пересечения гребня хребта зонами разломов.

4. Билатеральная симметрия магнитных аномалий, выражающаяся в наличии одноименных по знаку аномалий по разные стороны от оси срединного хребта.

5. Единство указанных выше характеристик структуры поля на больших площадях, охватывающих районы гребня, флангов и подножий срединных хребтов, а в отдельных случаях — прилегающих глубоководных котловин.

На площади Японского моря можно выделить районы, которые по структуре аномального поля в первом приближении аналогичны рифтовым районам океана. К ним относится район аномального поля к юго-западу от возвышенности Ямато с северо-западным простираем аномальных осей и участок в юго-западной части моря с субмеридиональными аномалиями (Юго-Западная и Цусимская). Однако по ряду признаков названные аномалии Японского моря существенно отличаются от аномалий магнитного поля рифтовых зон Мирового океана. Основные отличия их сводятся к следующему.

1. На площади развития указанных аномалий в Японском море выделяется не более трех сравнительно протяженных аномальных осей.

2. Ограниченность площадного развития аномалий Японского моря (если элементы Юго-Западной аномалии прослеживаются на значительной части площади моря, то оси Цусимской аномалии прослеживаются на протяжении только около 200 км).

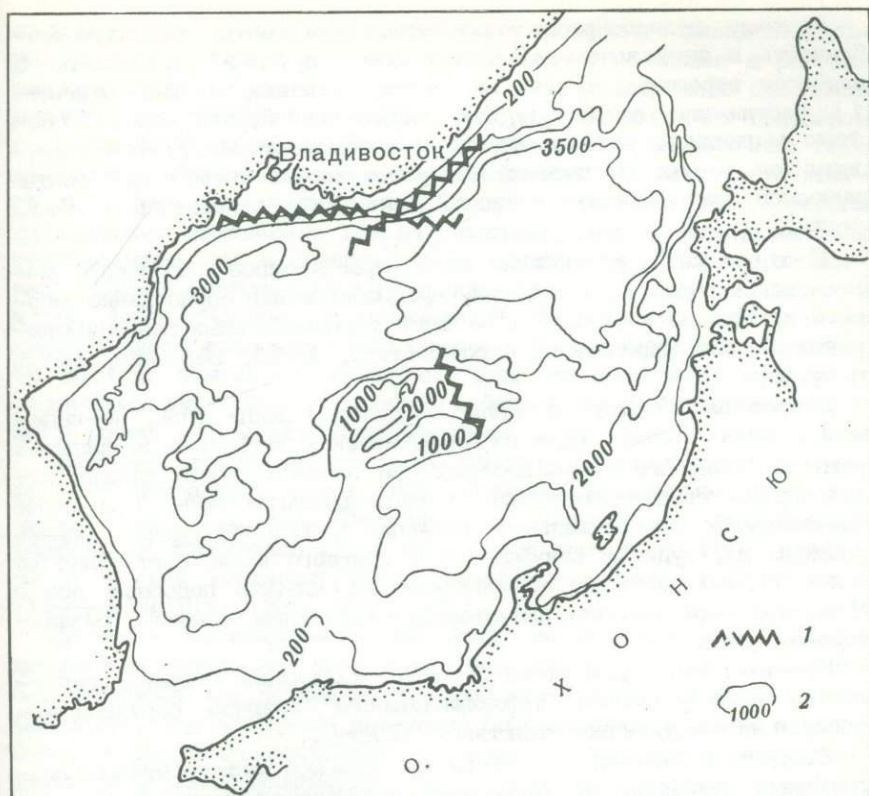
3. Отсутствие симметрии боковых аномалий относительно центральной.

4. Приуроченность аномалий к участкам депрессий донного рельефа, при этом часто боковые аномалии связаны с бортовыми частями указанных депрессий.

Приведенные отличия, по нашему мнению, не дают основания для прямого отождествления отдельных районов аномального поля Японского моря с зонами рифтов Мирового океана. Указанные особенности структуры поля отдельных аномалий Японского моря, как и рифтовых зон, по-видимому, связаны с районами развития глубинных разломов, имеющих один и тот же порядок расстояний между собой.

Горизонтальный дрейф крупного масштаба, как показывает анализ геофизических данных на площади моря, маловероятен. Отдельные разнонаправленные системы разломов прослеживаются с континента в районы глубокого моря. При этом по геологическим данным часть названных разломов, прослеженных в море, на континенте проявляется с раннего палеозоя.

В этой связи представляют оспредельенный интерес описанные выше зоны позднекайнозойских глубинных разломов с характерным для них комплексом признаков, к которым относятся следующие.



Р и с. 20. Основные тектонические зоны района Японского моря, выраженные депрессиями магнитного поля

1 — тектонические зоны; 2 — изобаты

1. Понижение магнитного поля на участке пересечения указанными разломами региональных аномалий повышенных значений поля ΔT .

2. Частая приуроченность их к таким морфоструктурным особенностям дна, как континентальный склон и краевые части подводных возвышенностей.

3. Связь с значительной частью их повышенных значений теплового потока.

Основные зоны разломов подобного типа на площади моря показаны на рис. 20. Относительно слабая изученность в магнитном отношении северной части моря не позволила нам выделить здесь подобные зоны, хотя наличие их в этом районе не вызывает сомнения.

Факт понижения магнитного поля на участках развития региональных аномалий при пересечении их зонами разломов во многих случаях, как указывалось в разделе 3, нельзя объяснить конфигурацией зон.

Поэтому целесообразно попытаться объяснить указанную особенность в аномальном магнитном поле другими причинами. К наиболее вероятным из них, по нашему мнению, можно отнести: 1) растяжение литосферы, 2) погружение блоков коры, 3) потерю магнитных свойств породами вследствие разрушения содержащихся в них магнитных минералов из-за интенсивной тектонической деятельности в зоне разлома и повышенного потока тепла.

С вопросом о растяжении литосферы в районе Японского моря связана одна из концепций, предполагающая образование морской котловины в основном за счет горизонтальных движений коровых блоков (Кропоткин, Шахваростова, 1965; Берсенев, 1975, и др.).

Депрессии магнитного поля описанного выше типа, по-видимому, пока только один из геофизических признаков в пределах региона Японского моря, который при наличии других данных может прямо свидетельствовать о существовании более или менее значительных горизонтальных движений блоков литосферы. Однако размеры их, судя по морфологии магнитного поля, составляют не более первых десятков километров. С участками подобных зон в Японском море связаны значительные локальные подъемы "базальтового" слоя.

Кроме того, существование зон растяжений можно предполагать по результатам термомагнитного анализа образцов эффузивов из участков развития таких структур.

Следует отметить, что попытка подобной интерпретации аналогичных особенностей структуры аномального магнитного поля, но в другом районе, уже имела место. На шельфе Северной Америки тоже были обнаружены, как и в районе северо-западной части Японского моря, параллельные берегу магнитные аномалии (Drake e.a., 1963, и др.).

Континентальный склон характеризуется здесь зоной спокойного магнитного поля, отличной как от района шельфа, так и от глубоководных районов.

Дж. Хейрцлер и Д. Хейс (Heirtzler, Hayes, 1967) высказали предположение, что этот факт можно объяснить с позиций гипотезы расширения океанического дна: возможно, зона представляет собой океаническую кору, сформировавшуюся в позднем палеозое. Ч. Дрейк и Дж. Нейф (Dreke, Nafe, 1967) развили эту мысль, предполагая, что данная зона представляет собой первичную кору Протоатлантики.

Однако ряд фактов заставляет считать даже указанные выше масштабы горизонтальных движений в районе коры Японского моря маловероятными.

На значительном по протяженности участке континентального склона Южного Приморья, где наиболее развиты структуры подобного рода, по данным И.И. Берсенева (Берсенев и др., 1974), развиты гранитоиды. Часть зон существенно не ме-

няется по своему отражению в структуре магнитного поля в глубоководной части моря и вблизи побережья, тем не менее в районах шельфа и побережья не только не несет каких-либо признаков раздвижения, но даже и сколько-нибудь значительных признаков погружения. Теми же особенностями отличаются аналогичные тектонические зоны, развитые в восточной части возвышенности Ямато и в западной части моря. Следует отметить, что депрессии фундаментов отмечаются как на участках развития меридиональных тектонических зон в северо-западной части моря, так и в отдельных районах континентального склона Южного Приморья (Кулинич и др., 1974). Однако на основании аналитического моделирования можно сделать заключение о невозможности появления наблюдающихся величин понижения магнитного поля за счет зафиксированных различными методами (в основном сейсмическим и магнитным) амплитуд погружения блоков пород фундамента.

Наиболее вероятной причиной появления депрессий магнитного поля описанного выше типа является демагнетизация горных пород в зоне разлома. Тектонические структуры с аналогичным характером проявления их в аномальном магнитном поле известны и в ряде континентальных районов, например, в Северном и Южном Тянь-Шане (Корнев, 1973).

Причиной демагнетизации вещества может быть ряд физико-химических факторов, проявление которых характерно для мощных активных зон разломов. В формирующемся моноклите породы (например, при остывании интрузии) ориентировка доменов, а стало быть, и зерен ферромагнетиков, устанавливается согласно геомагнитному полю. Поэтому все тело имеет намагниченность определенного направления. При интенсивных механических движениях в зоне разлома происходит дробление породы, а образующаяся в результате этого брекчия вместе с намагниченными элементами дезориентируется в пространстве, значительно снижая общую напряженность поля над зоной. Значительным может быть эффект по снижению намагниченности зоны в результате гидротермальной проработки ее без образования ферромагнетиков или интенсивного разрушения уже имевшихся в зоне магнитных минералов под действием гидротерм. Так, относительно региональному магнитному минимуму, осложняющему осевую часть срединно-океанического хребта в Атлантике, соответствует максимальное значение теплового потока (Heirtzler, Le Pichon, 1965).

В самом общем виде процесс демагнетизации вещества в тектонически активных зонах района Японского моря отражен в полученной нами при изучении магнитных свойств изверженных пород зависимости остаточной и индуктивной намагниченностей от возраста пород. Эта же зависимость дает возможность приблизительно оценить время заложения указанных зон.

Неслучайным является факт наиболее четкого проявления описываемых зон на участках континентального склона в северо-

западной части моря. Здесь, как и на континентальном склоне Северной Америки, где выявлены такие же тектонические зоны, осуществляется стык мощного жесткого континентального блока и блока с субокеаническим или океаническим типом коры. Естественно предположить, что в эпохи тектонической активизации прилегающих регионов область шва между этими блоками являлась наиболее подвижной в тектоническом отношении и проницаемой для гидротерм.

Близость тектонического характера континентальных склонов восточного побережья Северной Америки и северо-западной части Японского моря позволяет сделать заключение о сходстве процессов, формировавших отдельные участки северо-западных побережий Тихого и Атлантического океанов. Блоковый характер коры региона Японского моря и приуроченность глубинных разломов к крайним частям участков с субокеаническим типом коры позволяют предполагать формирование таких участков за счет вертикальных и, возможно, ограниченных горизонтальных движений блоков коры.

В этой связи представляет интерес обсудить возможные варианты механизмов, способных сформировать в условиях котловины Японского моря кору субокеанического типа.

Заслуживает внимания объяснение особенностей строения коры Черноморской котловины (Субботин, 1971). В названной работе предполагалось, что образование коры субокеанического типа в условиях внутренних и окраинных морей может происходить путем частичного или полного плавления вещества коры за счет концентрации тепловой энергии в ее верхних частях. С прогибанием отдельных участков коры создаются условия для накопления значительной мощности рыхлых отложений, которые, являясь экраном, могут в значительной степени нарушить тепловой режим и привести к существенной концентрации тепловой энергии. Процесс концентрации тепла может сопровождаться понижением давления в области под наносами, что в совокупности может создать благоприятные условия для плавления вещества, перекрытого толщей наносов.

Нами сделана попытка количественной оценки влияния фокальной зоны землетрясений на формирование поля температур в верхах коры для условий Японского моря. Для указанных целей совместно с В.Ф. Козловым решено уравнение теплопроводности (стационарная плоская задача) вида:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{1}{k} q(x, z) = 0,$$

где $T(x, z)$ — распределение температуры в случае стационарной плоской задачи, k — коэффициент теплопроводности, $q(x, z)$ — объемная плотность внутренних источников тепла. Для распределения температуры в пространстве над фокальной зоной как

функции геометрии и мощности источников энергии, расположенных в зоне, получена зависимость

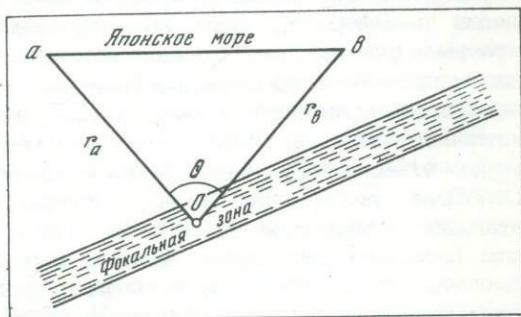
$$T_0(x) = \frac{\theta z(b-a)}{2k\pi \sin \theta r_a r_b} \ln \frac{r_b(x-a) + 2\sin(\theta/2) \sqrt{r_a r_b(x-a)(b-x)} + r_a(b-x)}{r_b(x-a) + 2\sin(\theta/2) \sqrt{r_a r_b(x-a)(b-x)} + r_a(b-x)};$$

(обозначения см. рис. 21). Вывод формулы изложен в работе В.Ф. Козлова и Ю.В. Шевалдина (1974).

Основанием для расчета поля температур по энергии землетрясений послужили некоторые экспериментальные данные. Дж. Ёкояма (Yokoyama, 1957) установил, что общее количество тепловой энергии, выделившейся при вулканической деятельности в течение четвертичного времени в южной подзоне Фудзи, можно сравнить

Рис. 21. К оценке влияния фокальной зоны

θ — телесный угол, O — гипоцентр землетрясения, r_a, r_b — радиус-векторы



с общим количеством механической энергии, высвобожденной во внешней зоне при землетрясении за тот же период времени. Таким образом, если принять, что величина тепловой энергии в сейсмоактивной зоне того же порядка, что и величина общей механической энергии землетрясений, то расчет распределения температуры над зоной сводится к расчету количества механической энергии, выделяемой землетрясениями, очаги которых расположены в этой зоне.

Расчет эффекта повышения температуры в верхах коры с помощью указанной выше зависимости проводился при следующих условиях:

1) мощность сейсмоактивной зоны под Японским морем до 100 км (Utsu, 1971);

2) объемные размеры области очага и плотности распределенной в ней энергии получены как функции интенсивности землетрясений (Аверьянова, 1968);

3) сейсмофокальная зона представлена участком максимальной концентрации гипоцентров землетрясений с магнитудой $M = 6$.

В экстремальном случае (максимальные мощность фокальной зоны и концентрация очагов в ней с $M = 6$, идеальный тепловой экран с поверхности) аномальное повышение температуры под экраном, обусловленное деятельностью фокальной зоны, составляет первые десятки градусов. Следует заметить, что увеличение магнитуды землетрясений не дает увеличения температуры над зоной

вследствие разуплотнения в пространстве и во времени энергии, выделяемой при этом в очаге.

Как видно, указанный механизм не может обеспечить значительной трансформации коры, но может оказать существенное влияние на развитие процесса регионального метаморфизма.

Значительную, если не главную роль в формировании структуры и поля скоростей верхних частей коры могли сыграть вулканические пояса мезокайнозоя. На площади развития Прибрежного вулканического пояса в Приморье по геофизическим данным (Кулинич, 1970) отмечается существенный подъем границы "базальтового" слоя. В пределах площади Японского моря по геофизическим данным отмечается широкое развитие структур — аналогов вулканических поясов. В ряде случаев отмечается их тесная связь с крупными деформациями коры, проявившимися в образовании котловин в северо-западной и центральной частях моря; отдельные краевые участки Центральной котловины связаны непосредственно или находятся на продолжении Восточно-Сихотэ-Алинского и Западно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов, участок межгорной котловины возвышенности Ямато по геофизическим данным также можно отнести к фрагменту пояса с северо-восточным простираем. Подобные деформации можно связывать с наиболее поздними этапами активизации в области поясов, которая привела к резким блоковым движениям, включая вертикальные. Поэтому не исключено, что с участками котловин, прилегающих к континентальному склону и подножью подводных возвышенностей, где часто фиксируются резкий подъем границы "базальтового" слоя и отсутствие "гранитного" слоя, связано широкое развитие резко расчлененных тектоническими зонами вулканических поясов и их фрагментов.

Другой фактор, способный существенно повлиять на состав коры, — области повышенного потока тепла. Наблюдаемый характер распределения теплового потока (Шевалдин, 1974а) в пределах региона Японского моря может быть обусловлен совокупностью позднекайнозойских зон глубинных разломов и отчасти, по-видимому, активными фрагментами вулканических поясов. Положение зон повышенного потока тепла, характер их проявления в геофизических полях позволяют предполагать, что они могли оказаться не только мощными тектоногенными факторами, но и участками интенсивной непосредственной переработки коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты работы сводятся к следующему.

1. На большую часть акватории моря составлена карта изодинам аномального магнитного поля ΔT_a , по масштабу приближающаяся к наземным съемкам.

2. Проведены определения и анализ некоторых магнитных свойств коренных пород дна моря. Установлена связь между возрастом из-

верженных пород и величиной индуктивной и остаточной намагниченностей. По термомагнитным характеристикам изверженных пород в ряде районов моря предполагается наличие зон растяжения коры.

3. На основании анализа структуры аномального магнитного поля произведено формальное районирование акватории Японского моря. По совокупности геолого-геофизических данных произведено выделение зон разломов, образующих три ортогональные системы: 2,5-29,5, 22,5-112,5, 52,5-142,5°. Сопоставление со схемой геотермического районирования региона Японского моря и его обрамления показало, что большая часть выделенных линейных зон повышенного потока тепла пространственно совпадает с зонами разломов, выделенными по другим геофизическим и геологическим данным. Анализ имеющихся материалов позволяет выделить глубинные (позднекайнозойские и допозднекайнозойские) и коровые разломы. Глубинные разломы представлены в основном зонами концентрации разрывов. Ширина зон 15-35 км, преобладающие расстояния между зонами в системе 170-190 км, простирания широтные, северо-восточные, реже северо-западные, длина по простиранию - сотни километров. Коровые разломы представлены отдельными разломами и зонами разломов мощностью до 10-15 км. Простирания коровых разломов совпадают с указанными выше тремя ортогональными системами.

4. Проанализирована связь основных морфоструктур дна с тектоническими элементами коры. Наиболее характерной для Японского моря является приуроченность зон аномального магнитного поля, обусловленных зонами глубинных разломов, к континентальному склону, склонам подводных возвышенностей, бортовым частям котловин. В пределах континентального склона и частично центральных районов моря выделены тектонические зоны, которые характеризуются депрессиями в магнитном поле и повышенными значениями теплового потока. Подобные зоны широко развиты на континентальном склоне Атлантического побережья Америки, что дает основания для предположения о сходстве процессов, формировавших континентальные склоны отдельных районов западного побережья Атлантического и Тихого океанов. Формирование континентального склона Атлантического побережья Америки, по-видимому, происходило в верхнем палеозое - нижнем мезозое, континентального склона Тихого океана в районе Японского моря - в позднем мезозое-кайнозое. Структуры, по проявлению в геофизических полях аналогичные вулканогенным поясам Приморья, слабо или совсем не коррелируют с формами донного рельефа.

5. Установлена связь значительной части зон разломов, выявленных по геологическим и геофизическим данным в условиях континента, с разломами Японского моря.

6. Произведена оценка гипотезы формирования коры субокеанического типа, не учитывающей происхождение дна моря как реликта океана. В работе приводится решение уравнения теплопро-

водности (стационарная плоская задача) с получением зависимости температуры от геометрии и мощности источников энергии. Используя указанную зависимость, для условий Японского моря произведен расчет эффекта повышения температуры в верхних слоях коры под воздействием фокальной зоны землетрясений. В экстремальном случае (максимальная мощность фокальной зоны, максимальная концентрация очагов в зоне, магнитуда землетрясений, равная 6, идеальный тепловой экран с поверхности) повышение температуры в верхних частях коры составляет несколько десятков градусов.

Выделены следующие возможные факторы, способствующие формированию коры субвулканического типа в районе Японского моря.

1. Региональный метаморфизм за счет повышенного потока тепла.
2. Широкое развитие вулканических поясов.
3. Внедрение интрузий базитового состава и гидротермальная проработка коры снизу в зонах повышенного потока тепла.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., "Наука", 1968.
- Андреев Б.А. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР. - ДАН СССР, 1966, 170, № 2.
- Андреева И.В., Удинцев Г.Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на "Витязе". - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 10.
- Апродов Б.А. Структурно-геотектоническая классификация глубинных разломов. - В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
- Афанасьев Г.Д. О петрографической интерпретации геофизических данных в строении земной коры. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
- Ахмадулин В.А., Малышев Ю.Ф., Мاستюлин Л.А. и др. Районирование гравитационных и магнитных полей юга Дальнего Востока. - В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975.
- Белюсов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белюсов В.В. Об одной гипотезе развития океанов. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 4.
- Берч Ф. Физика земной коры. - В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Берснев И.И. Особенности геологического развития Приморья и происхождения Японского моря. - Информ. сб. ПГУ, 1971, № 7.
- Берснев И.И. Происхождение и развитие впадины Японского моря. - В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1975.
- Берснев А.Ф., Гайнанов А.Г., Ковылин В.М., Строев П.А. Интерпретация геофизических данных переходной зоны в районе Японского моря. - В кн.: Морские гравиметрические исследования. Изд-во МГУ, 1969.
- Берснев И.И., Денисов Е.Г. Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня. - В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора тихоокеанского подвижного пояса. М., "Недра", 1971.
- Берснев И.И., Липкин Ю.С., Пущин И.К., Липкина М.И. Геологическое строение материкового склона Японского моря у побережья южного Приморья. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974.
- Булавко Н.В. Метасоматические изменения основных пород в сложных интрузиях. - В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968.
- Булина Л.В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы. - Сов. геол., 1961, № 5.

- Булина Л.В. О выделении разрывных нарушений на Сибирской платформе по данным аэромагнитной съемки. — Геол. и геофиз., 1964, № 2.
- Бурмистенко В.М. Об одном опыте экспериментального изучения разломных структур земного шара. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука", 1972.
- Васильев Б.И., Васильковский Н.П. Открытие морских миоценовых отложений на континентальном склоне залива Петра Великого. — ДАН СССР, 1971, 198, № 5.
- Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. Изд-во МГУ, 1975.
- Васильев Б.И., Карп Б.Я., Шевалдин Ю.В. Некоторые вопросы тектоники возвышенности Ямато. — В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
- Васильев Б.И., Карп Б.Я., Шевалдин Ю.В. и др. Некоторые результаты геофизических исследований возвышенности Ямато в 47-м рейсе кс "Витязь". — В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
- Васильев Б.И., Маркевич П.В. О геологическом строении банки Ямато (Японское море). — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1972.
- Васильев Б.И., Репечка М.А., Караулова Л.П. О скорости осадконакопления голоценовых отложений в северо-западной и центральной частях Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
- Васильев Б.И., Шевалдин Ю.В. О строении центральной и юго-восточной частей Японского моря. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, Дальневост. кн. изд-во, 1972. (Труды СахКНИИ, вып. 33).
- Васильковский Н.П. О происхождении базальтового слоя земной коры. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970.
- Васильковский Н.П., Худяков Г.И., Кулаков А.П. К происхождению впадин Японского и Охотского морей. — В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
- Ветренников В.В. Вулкано-плутонические формации Восточно-Сихотэ-Алинского магматического пояса (на примере центральной части пояса). — Тезисы докл. на I Дальневосточном петрографическом совещании. Хабаровск, 1967.
- Волярович М.П. Физические свойства пород при высоких давлениях и температурах. — Труды ИФЗ, 1966, № 37 (204).
- Волярович М.П., Скорилова М.Ф., Томашевская И.С. Скорости упругих волн при давлении до 10 000 кг/см². — Труды ИФЗ, 1966, № 37 (204).
- Гайнанов А.Г. Магнитная неоднородность верхней мантии. — В кн.: Геофизические исследования, № 2. Изд-во МГУ, 1966.
- Гайнанов А.Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., "Наука", 1968.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Наука", 1968.
- Геология СССР, т. 32, Приморский край. М., "Недра", 1969.
- Гришкан Р.И. О тектонофизическом анализе механизма образования системной трещиноватости (на примере Айданского щита). — В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука", 1972.

- Дедеев В.А., Занольков А.К. Схэма морфологической классификации глубинных разломов и их терминология. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука", 1972.
- Жуков Р.А. Геотектогенез и глубинные разломы. - В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
- Зверев В.П., Поляк Б.Г. Роль геологических процессов в энергетике земной коры. - Труды ГИН, 1970, вып. 218.
- Иванов Б.А. Возможные причины и общий характер мезозойских и кайнозойских деформаций в районе Японского моря. - Информ. сб. ПГУ, 1971, № 7.
- Исаев Е.Н. Глубинное строение островных дуг на примере северо-западной части Тихого океана. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. МГУ, 1968.
- Карп Б.Я., Моуравова Е.А. Строение земной коры Японского моря. - В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., ИЛ, 1959.
- Ковылин В.М., Карп Б.Я., Шаяхметов Р.Б., Моуравова Е.А. Строение земной коры и осадочной толщи в области возвышенности Ямато. - В кн.: Геофизические исследования Японского моря. Владивосток, 1972.
- Ковылин В.М., Мирлин Е.Г. Структура земной коры и тектоника южной и юго-восточной частей Японского моря. - Геотектоника, 1971, № 3.
- Ковылин В.М., Непрочнов Ю.П. Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмическим данным. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4.
- Ковылин В.М., Шаяхметов Р.Б., Моуравова Е.А. Строение осадочной толщи и подстилающего фундамента в области сочленения континентальной коры Кореи с океанической корой Япономорской впадины. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1971, № 5.
- Козлов В.Ф., Шевалдин Ю.В. К образованию очагов распада в верхних частях коры. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974.
- Колубакин В.В., Лапина М.И. Обзор способов решения прямой и обратной задач магнитной разведки. - Труды ИФЗ, 1960, № 31 (180).
- Корнев О.С. Магнитные массы Северного и Центрального Тянь-Шаня и их связь с тектоникой региона. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. М., МГРИ, 1973.
- Косминская И.П. Классификация структур земной коры по сейсмическим данным. - Бюл. совета по сейсмологии АН СССР, 1963, № 15.
- Красный М.Л. Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря. - Труды СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1969, вып. 20.
- Красный М.Л., Шевалдин Ю.В. Некоторые результаты статистической обработки магнитного поля акватории Японского моря. - Труды СахКНИИ, 1975, вып. 30.
- Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Кропоткин П.Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст. - В сб. Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9. М., "Наука", 1972.
- Кропоткин П.Н., Люстих Е.Н., Повало-Швейковская Н.Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. Изд-во МГУ, 1958.

- Кропоткин П.Н., Шахваростова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1965.
- Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.Н. и др. Строение земной коры в центре и на юго-востоке Западно-Сибирской низменности по данным точечных сейсмических зондирований. - Геол. и геоф., 1966, № 1.
- Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1970.
- Кулинич Р.Г., Строев П.А., Васильев Б.И., Шевалдин Ю.В. Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого в Японском море. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974.
- Кулинич Р.Г., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. О строении земной коры в западной части Японского моря. - В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
- Лангсет М.Г. Измерение теплового потока вдоль системы срединно-океанических хребтов. - В кн.: Система рифтов Земли. М., "Мир", 1970.
- Литвиненко Н.В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. - ДАН СССР, 1963, 149, № 6.
- Луговенко В.Н. Исследование вопроса о разделении геомагнитного поля на аномальную и нормальную составляющие. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. физ.-мат. наук. МГУ, 1967.
- Люстих Е.Н. Некоторые замечания об использовании физики в геотектонических постройках. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1.
- Махачек Ф. Рельеф земли, т. 1. М., ИЛ, 1959.
- Мурзина Г.А. К проблеме классификации глубинных разломов по геолого-геофизическим признакам (на примере главнейших зон глубинных разломов Сибири и Дальнего Востока). - В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука", 1972.
- Панов Д.Г. Типы глубинных разломов на дне океанов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 9.
- Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. М., Гидрометеоздат, 1967.
- Пейве А.В. Схема тектоники западного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 5-6.
- Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 1.
- Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
- Петров Е.Н. Об эволюции главных типов земной коры. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука", 1972.
- Петрушевский Б.А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., "Наука", 1964.
- Печерский Д.М. Связь магнитных свойств изверженных горных пород с условиями их образования. Автореф. дис. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. МГУ, 1971.
- Проводников Л.Я., Пучкова Д.В. К проблеме районирования фундамента платформенных областей. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука", 1972.
- Пузырев Н.Н., Кондрашев В.А., Крылов С.В., Потапов С.В. Первые результаты глубинных сейсмических исследований земной ко-

- ры в центральной части Западной Сибири. - Геол. и геофиз., 1964, № 11.
- Рикитаке Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. - В кн.: Краины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970.
- Рудич Е.М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Сахно В.Г., Васильев Б.И. Базальтоиды дна Японского моря. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974.
- Силантьев В.Н. Фудзино-Иманский сдвиг. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
- Симоненко Т.Н. Аномальное магнитное поле СССР и некоторые вопросы тектоники. - В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука", 1964.
- Симоненко Т.Н. Проявления зон разломов земной коры в магнитном поле. - Геофиз. сб., 1968, вып. 26.
- Скорикова М.Ф. Физические свойства горных пород Южного Сахалина. - Развед. геофиз., 1965, № 7.
- Соловьев О.Н. О геологической природе магнитных аномалий в океанах. - В кн.: Региональная, разведочная и промысловая геофизика. (Обзор ВИЭМС, № 33). М., 1970.
- Строев А.П. Аномалии силы тяжести акватории Японского моря. - ДАН СССР, 1971, 198, № 4.
- Субботин С.И. О причинах обращенности рельефа и природе границы Мохо. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Суворов А.И. Некоторые закономерности строения и формирования глубинных разломов. Автореф. дис. на соискание учен. степени докт. геол.-мин. наук. М., ГИН, 1967.
- Суслов Г.И. Эволюция приповерхностных верхнемеловых интрузий Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. - Тезисы докл. на I Дальневост. петрогр. совещании. Хабаровск, 1967.
- Тихонов В.И. Некоторые особенности тектонического строения Японии. - Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 113.
- Туззов 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. - Гестектоника, 1967, № 4.
- Тулина Ю.В. Сопоставление магнитных аномалий с сейсмическими свойствами границы Мохо. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 3.
- Тулина Ю.В., Старшинова Е.А., Мирнова В.И. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны (профили 25, 26). М., "Наука", 1971.
- Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алия. - Труды ИГЕМ, 1965, вып. 7.
- Фоменко К.Б. Глубинное строение Прикаспийской впадины по геолого-геофизическим данным. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 5.
- Фрейд Г.М. Типы и структурная позиция вулканических поясов Советского Дальнего Востока. - Материалы объединенной науч. конф. по проблемам палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- Хайн В.Е. Тектонические типы вулканических поясов. - Труды 18-й науч. конф. по проблемам геол. и металлогении вулканических поясов, т. 1. Владивосток, 1970.

- Хаин В.Е., Сеславский К.Б. Некоторые основные вопросы строения и тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. - Вестник МГУ. Сер. геол., 1972, № 6.
- Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М., "Недра", 1967.
- Хренов П.М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири). - В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., "Наука", 1971.
- Хренов П.М. О некоторых вопросах генезиса главнейших систем разрывов юга Восточной Сибири. - В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука", 1972.
- Чарушин Г.В., Каттерфельд Г.Н. Глубинные разломы Земли и Марса. - В кн.: Планетарная трещиноватость. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Шаблинская Н.В. Природа разломов молодых плит и методика ее исследования. - ДАН СССР, 1970, 192, № 3.
- Шаблинская Н.В., Смирнов Л.С. Особенности формирования планетарной сетки разломов на платформах. - ДАН СССР, 1971, 201, № 5.
- Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 5. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, № 30 (5).
- Шатский Н.С. Избранные труды, т. 2. М., "Наука", 1964.
- Шаяхметов Р.Б. Распределение мощности осадочного чехла в Японском море. - В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
- Шевалдин Ю.В. Тепловой поток и некоторые вопросы района Японского моря. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974а.
- Шевалдин Ю.В. Магнитные исследования в центральной части Японского моря. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974б.
- Шевалдин Ю.В. К оценке направления намагниченности по аномалиям магнитного поля. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974в.
- Шевалдин Ю.В., Васильев Б.И., Шевалдина С.В. и др. О физических свойствах пород дна Японского моря. - В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972.
- Шевалдин Ю.В., Назарова Е.А. О магнитных свойствах изверженных пород дна Японского моря. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974.
- Шевалдин Ю.В., Усольцев А.К., Шевалдина С.В. Некоторые результаты геомагнитных исследований в северо-западной части Японского моря. - Материалы 22-й науч. техн. конф. ДВПИ. Тезисы докл. Владивосток, 1974.
- Шикунин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. - Труды ВСЕГЕИ, 1957, вып. 8.
- Штиле Т. Избранные труды. М., "Мир", 1964.
- Шульц С.С. Планетарная трещиноватость. - В кн.: Планетарная трещиноватость. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Шупак Л.М. Районирование аномального магнитного поля в связи с геологическим строением Южного Прибайкалья и Западного Забайкалья. - В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогенические значения. М., "Наука", 1971.

- Bott M.H.P., Smith R.A., Stacey R.A. Calculation of the direction of magnetisation of a body causing a magnetic anomaly using a pseudogravity transformations. — *Geophysics*, 1966, 31, N 4.
- Drake C.L., Hertsler J., Hirshman J. Magnetic anomalies of eastern North America. — *J. Geophys. Res.*, 1963, 68, p. 5259–5275.
- Drake C.L., Nafe J.E. Geophysics of the North Atlantic region. — Paper Presented UNESCO—IUGS Sympos. Continent. Drift Emphasizing History South Atlantic Area. Montevideo, Uruguay, October 1967.
- Francetean J., Sclater J.C., Craig H. Magnetisation of a recently discovered seamount in the Central Pacific. — *Geophysics*, 1969, 34, N 4.
- Hertzler T.R., Le Pichon X. Crustal structure of the Mid-Ocean ridges. Magnetic anomalies over the Mid-Atlantic ridge. — *J. Geophys. Res.*, 1965, 70.
- Heirtzler J., Hayes B. Magnetic boundaries in the North Atlantic. — *Science*, 1967, 157 (3785), p. 185–187.
- Hilde T.W.C., Wageman J.M. Structure and origin of the Japan Sea. Univ. Western Austral. Press, 1973.
- Horton C.W., Hemkina W.B., Hoffman A.A.J. A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the north-western Canadian shield. — *Geophysics*, 1964, 29, N 4.
- Husita K. Tectonic development of the Median zone (Setontai) of South-western Japan since the Miocene. — *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 1962, N 6.
- Ichikawa M. Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, 1926–1968. — *Geophys. Mag.*, 1971, 35, N 3.
- Isezaki N., Uyeda S. Geomagnetic anomaly pattern of the Japan Sea. — *Marine Geophys. Res.*, 1973, 2, N 1.
- Kawakami K. Geomorphological and geophysical studies on the Japan bottom of the eastern part of the Sea of Japan. — *Rept Hydrogr. Res.*, 1970, N 5.
- Magnetic Survey of Japan 1962–1965. — *Data Rept Hydrogr. Observ. Ser. Magnet. Surv.*, 1968, N 1.
- Miyamura S. Seismicity and geotectonics (JWE). — *J. Seismol. Soc. Japan*, Ser. 2, 1962, 15.
- Mizutani H., Baba K. Heat flow in Korea. — *Tectonophysics*, 1970, 10.
- Richards M.L., Vacquier V., Von Voorbis C.D. Calculations of the magnetisation of uplifts from combining topographic and magnetic surveys. — *Geophysics*, 1967, 32, N 4.
- Raff A.D., Mason R.G. Magnetic survey off the west coast of North America. — *Bull. Soc. America*, 1961, 72, p. 1267–1270.
- Serson P.H., Mack S.Z., Whitham K.A. Three-component airborne magnetometer. Canada Dept Mines and Techn. Surv. Dominion Observatories, 1957.
- Ueno N., Kaneoka J., Ozima M. e.a. K-Ar Age, Sr isotopic ratio and k/kb ratio of the volcanic rocks dredged from Japan Sea island Arc and marginal Sea. Tokyo Univ. Press, 1971.
- Utsu T. Anomalous structure of the upper mantle beneath the Japanese Islands (in Jap.). — *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 1971, 25.
- Uyeda S., Horai K. Terrestrial heat flow in Japan. — *J. Geophys. Res.*, 1964, 69 (10).
- Yasui M., Watanabe T., Uyeda S. Heat flow in the Sea of Japan. — *Geophys. Monogr.*, N 12. Washington, 1968.
- Yokoyama J. Energetics in active volcanoes, III. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1957, 35, p. 99–107.
- Yumura T., Hirono T., Wadati K. The structure of seismic zones in and near Japan. — *J. Seismol. Soc. Japan*, 1970, 23, N 2.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
1. Геомагнитные исследования акватории Японского моря и современные представления о структуре его геомагнитного поля	5
2. Вопросы техники и методики съемки. Учет нормального геомагнитного поля. Оценка аномалий	6
3. Структура аномального магнитного поля Японского моря	12
4. Магнитные свойства коренных пород дна Японского моря	24
5. Отражение в магнитном поле особенностей строения коры	33
6. О взаимоотношении строения дна Японского моря и его обрамления	48
7. К формированию коры котловины Японского моря ..	57
Заключение	64
Литература	67

Юрий Васильевич Ш е в а л д и н

**АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ
ЯПОНСКОГО МОРЯ**

Утверждено к печати

*Тихоокеанским океанологическим институтом
Дальневосточного научного центра АН СССР*

Редактор *Т.С. Барина*

Художественный редактор *Т.П. Поленова*

Технический редактор *Н.Н. Копнина*

ИБ № 6055

Подписано к печати 16.02.78. Т — 03847

Усл.печ.л. 4,75 + 0,7 вкл. Уч.-издл. 5,6

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1

Тираж 800 экз. Тип. зак. 98

Цена 70 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,

Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

70 коп.

2522



2522



Рис. 5. Карта аномального поля ΔT_a Японского моря
1 - изодинамы положительного поля; 2 - нулевая изодинама; 3 - изодинамы отрицательного поля. Сечение изодинам на акватории моря $\geq 0,5$ мЭ

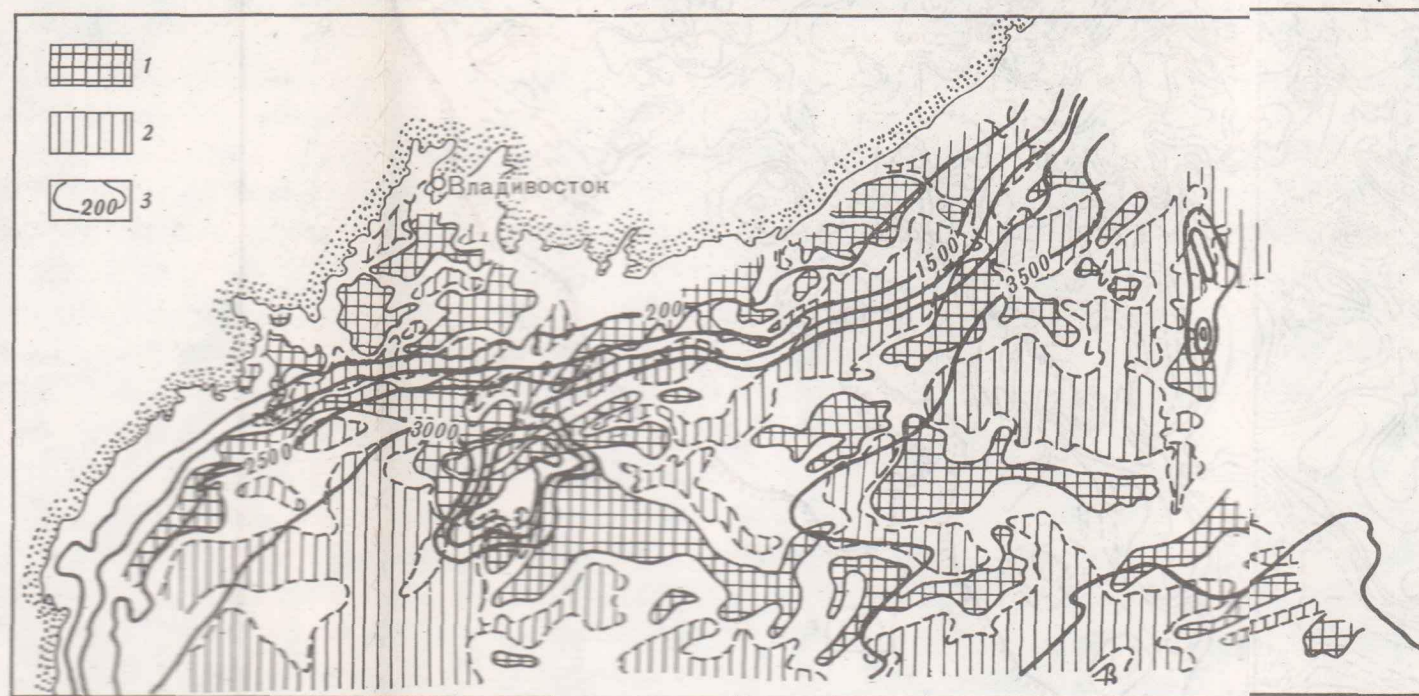
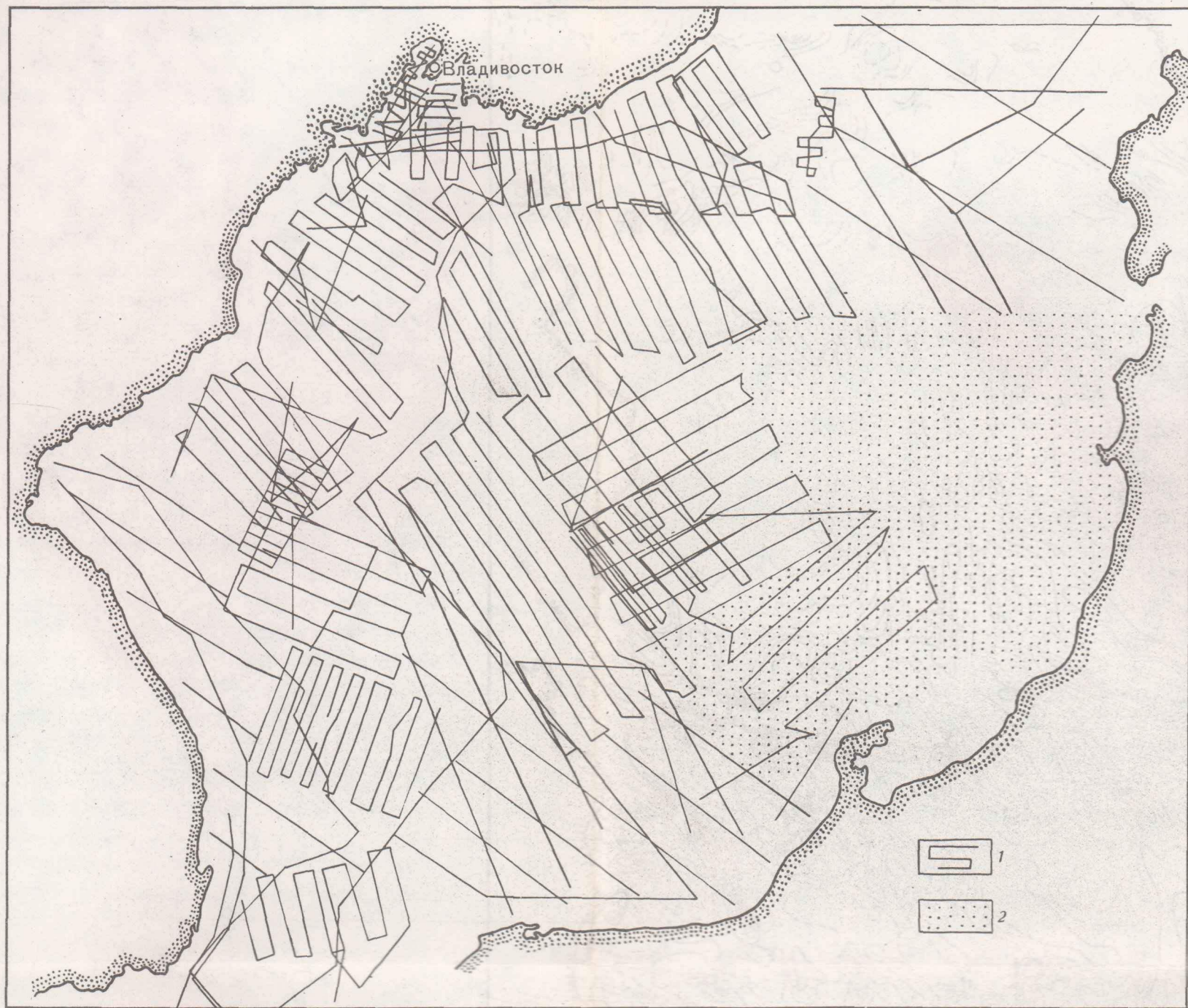


Рис. 4. Изученность геомагнитными съемками акватории Японского моря

1 - съемочные профили; 2 - участки площадной съемки

Рис. 7. Схема геомагнитного районирования акватории Японского моря

1 - диапазоны значений поля ΔT_a ; 2-4 - пограничные и секущие зоны II порядка, 5-7 - то же II порядка и выше (2 и 5 - выделяются зонами линейных аномалий, 3 и 6 - зонами корреляции, 4 и 7 - магнитными ступенями); 8 - контуры отдельных аномалий

Рис. 10. Скелетная карта аномального магнитного поля северо-западной части Японского моря

1 - $\Delta T_a > +0,5$ мЭ; 2 - $\Delta T_a < -0,5$ мЭ; 3 - изобаты