

**СТРУКТУРА  
И ГЕОДИНАМИКА  
ЛИТОСФЕРЫ  
СЕВЕРО-ЗАПАДА  
ТИХОГО ОКЕАНА  
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ  
ДАНЫМ**

**ВЛАДИВОСТОК 1978**

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

3188

# СТРУКТУРА И ГЕОДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАНЫМ

*(Материалы III советско-японского симпозиума  
в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.)*

ВЛАДИВОСТОК  
1978



УДК 550.3+550.24(265)

В сборнике приводятся материалы геолого-геофизических исследований, выполненных советскими и японскими учеными за предыдущие 5 лет в рамках Международного геодинамического проекта. Наряду с теоретическими исследованиями представлен оригинальный экспериментальный материал по строению зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану. Все статьи докладывались на III советско-японском симпозиуме в Южно-Сахалинске (1976 г.).

Сборник представляет интерес для специалистов — геологов и геофизиков.

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

Редакционная коллегия: чл.-корр. АН СССР С. Л. Соловьев (отв. редактор),  
докт. геол.-мин. наук И. К. Туезов, канд. геол.-мин. наук М. Л. Красный,  
канд. геол.-мин. наук Е. В. Кочергин (отв. секретарь).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

С. Л. СОЛОВЬЕВ, Б. И. ВАСИЛЬЕВ, М. Л. КРАСНЫЙ, О. А. МЕЛЬНИКОВ,  
Ю. А. ПАВЛОВ, Е. И. ПОПОВ, С. С. СНЕГОВСКОЙ, И. К. ТУЕЗОВ

*Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,  
п. Новоалександровск*

Работа основана на новых данных о структуре и мощностях осадочных отложений, морфологии морского дна и сейсмических границ, геофизических полях, вещественном составе и возрасте пород, поднятых при дражировании дна в юго-западной части Охотского моря, полученных при проведении СахКНИИ ДВНЦ АН СССР региональной съемки Охотского моря. Кроме того, учтены сведения, полученные японскими геофизиками М. Нагано, М. Сакураи и др. (Nagano et al., 1974) при изучении района вдоль северо-восточных берегов Хоккайдо.

Рельеф морского дна рассматриваемого района достаточно сложен. Шельф северной части представляет собой слабо наклоненную к востоку равнину, ограниченную пологим (до  $0,5^\circ$ ), просто построенным континентальным склоном. Ширина рельефа с севера на юг (п-ов Терпения) сужается от 30 до 9 миль.

Дно зал. Терпения — плоская равнина, полого попружающаяся в юго-восточном направлении, осложненная в центральной части субмеридиональным очень пологим поднятием высотой 25—30 м. Она ограничивается с северо-востока четко выраженным в рельефе дна подводным хребтом, прослеживаемым в юго-восточном направлении от мыса Терпения до  $47^\circ$  с. ш., с юга — двумя слабо выраженными в рельефе дна поднятиями на продолжении Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов, с юго-юго-востока — дугообразно вогнутой бровкой континентального склона, полого опускающегося в сторону далеко вдающейся здесь в область шельфа Курильской глубоководной котловины.

Дно обширного мелкого зал. Анива и сливающейся с ним прибрежной отмели Хоккайдо представляет собой плоскую абразионно-аккумулятивную равнину, осложненную рядом поднятий, расположенных на продолжении хребтов Тонино-Анивского, Южно-Камышового, Сиретоко и Китами, и возвышенностью Китами-Ямато, протягивающейся на 75 км (при ширине 10 км) к северо-северо-востоку от мыса Нотори. С востока равнина ограничивается крутым (до  $28^\circ$ ) континентальным склоном, резко обрывающимся в Курильскую глубоководную котловину. В районах п-овов Тонино-Анивский и Сиретоко континентальный склон начинается недалеко от берега и шельфовые зоны здесь очень узкие (до 9 км в районе Тонино-Анивского п-ова).

В разрезе дна юго-западной окраины Охотского моря, по данным МОВ (его различных модификаций), четко выделяются две «толщи» (рис. 1—3). Верхняя «толща» характеризуется большим количеством отражающих «площадок», сравнительно слабо дифференцированных по акустическим свойствам. Углы наклона площадок увеличиваются с глу-

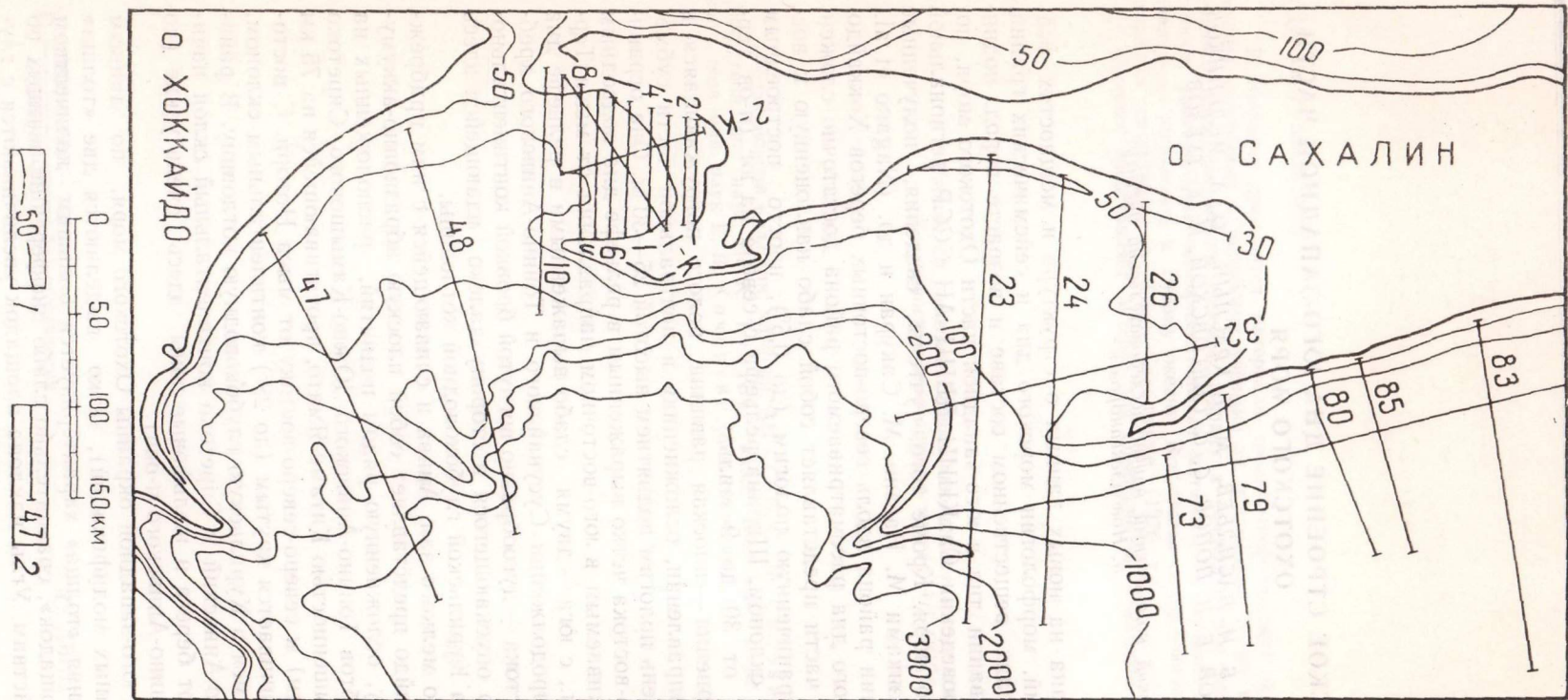


Рис. 1. Обзорная схема района работ и расположение приводимых сейсмических разрезов. 1 — изобаты, м, 2 — линии и номера профилей, по которым приведены сейсмические разрезы

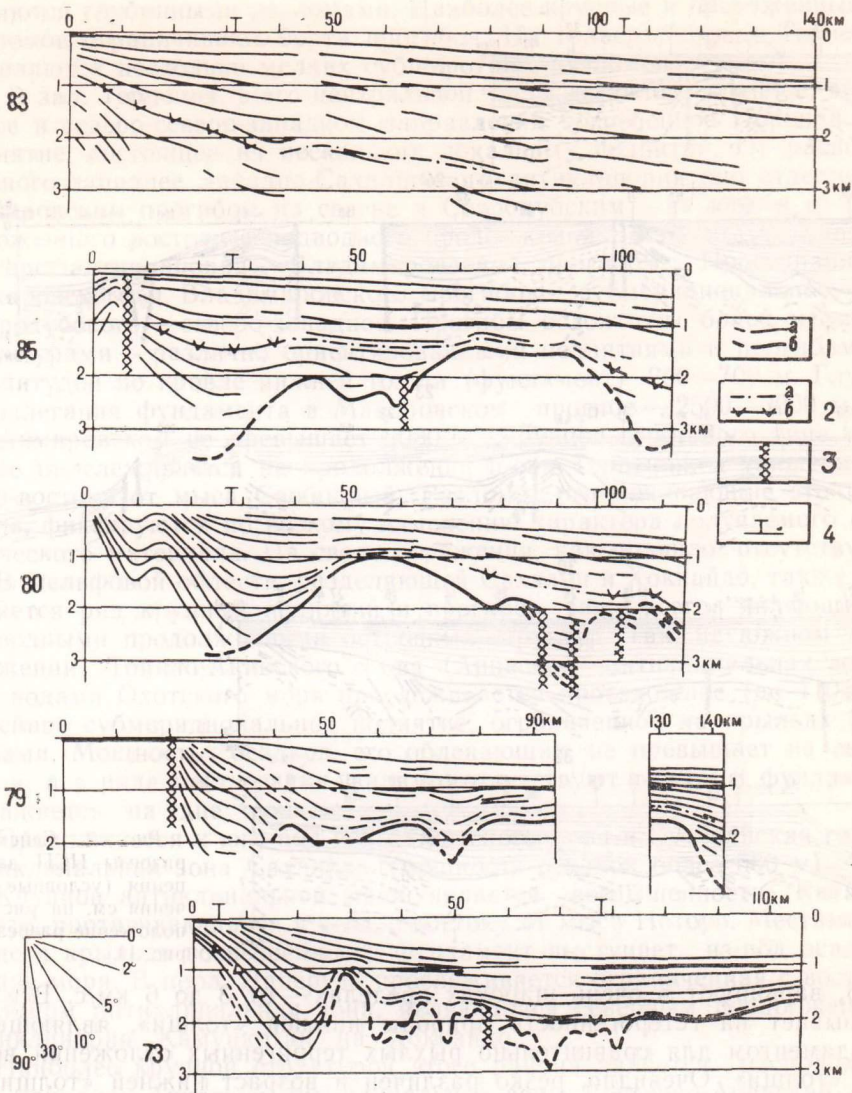


Рис. 2. Сейсмические разрезы НСП восточного шельфа Центрального Сахалина. 1 — отражающие границы: а — в осадочном чехле, б — по кровле акустического фундамента; 2 — условный сейсмический горизонт: а — дополнительное построение на разрезе, б — положение, совпадающее с реальной отражающей границей; 3 — разломы; 4 — пересечение с секущими профилями (расположение разрезов см. на рис. 1)

биной и составляют обычно 2—5°, изредка — 8—10°. Регионально протяженные отражающие границы отсутствуют, отдельные из них прослеживаются на расстоянии 15—20 км. Скорость распространения сейсмических волн в верхней толще варьирует от 1,8 до 3 км/с. Возраст верхней толщи, по данным драгирования и увязки с буровыми скважинами, на побережье оценивается как поздний миоцен-четвертичный.

Нижняя «толща» характеризуется редкими и слабыми отражениями, более сложным и разнообразным расположением отражающих площадок, большими углами наклона (до 20° и более), несогласным взаимоотношением с отражающими границами (площадками) верхней «толщи». Поверхность, разделяющая «толщи», иногда является четкой отражающей границей (Красный, Кочергин, 1975; Соловьев и др., 1974). Скорости сейсмических волн в нижней «толще», по данным КМПВ и

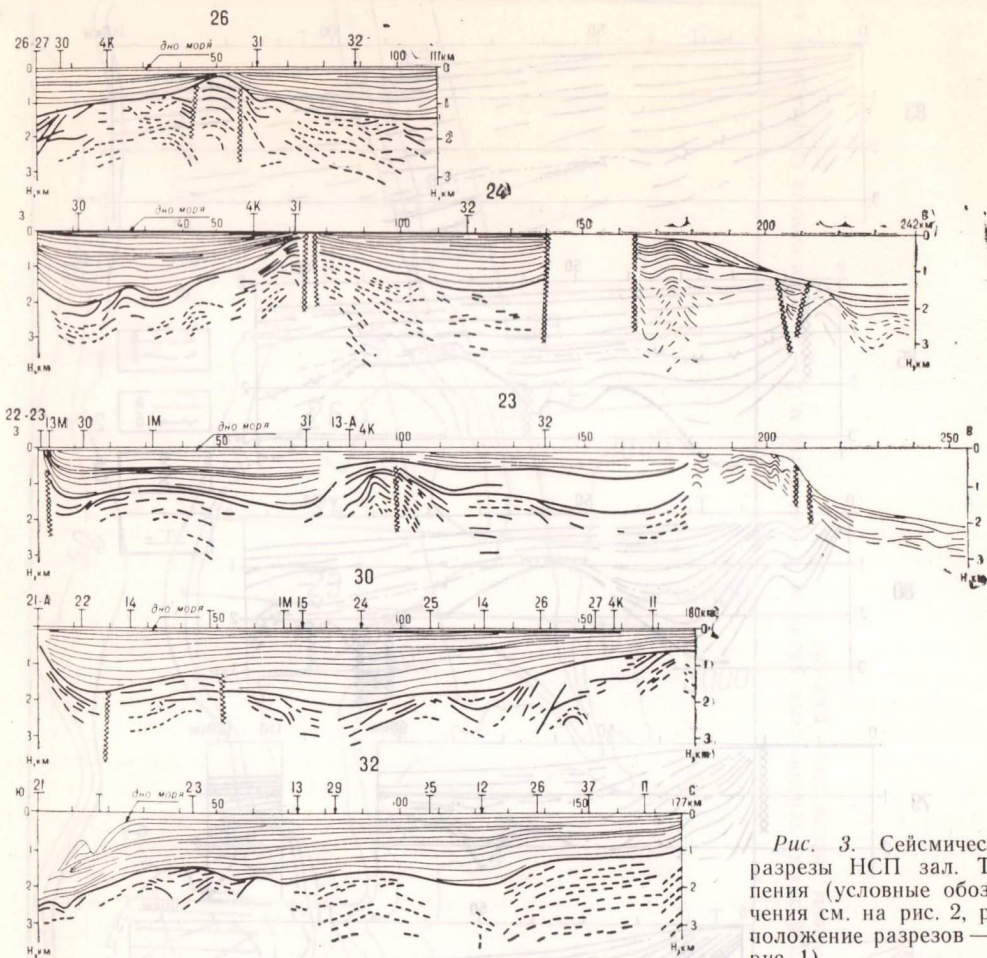


Рис. 3. Сейсмические разрезы НСП зал. Терпения (условные обозначения см. на рис. 2, расположение разрезов — на рис. 1)

ГСЗ, варьируют в очень широких пределах — от 3 до 6 км/с. Все это указывает на гетерогенность природы нижней «толщи», являющейся фундаментом для сравнительно рыхлых терригенных отложений верхней «толщи». Очевидно, резко различен и возраст нижней «толщи» — от палеозойского до миоценового включительно.

Структурный план по кровле нижней «толщи» (по кровле фундамента) отличается сложностью и наличием структур разного размера или порядка. Длина наиболее крупных структур достигает нескольких сот километров, а самых мелких — до 10—15 км. В северной части рассматриваемого района к востоку от Сахалина выявлено крупное субмеридиональное погребенное поднятие Полевого длиной около 250 км, приобретающее в северной части северо-западное простирание. Сводная часть поднятия Полевого состоит из ряда более мелких различно ориентированных поднятий. Глубина залегания фундамента в своде 700—1000 км.

От структур Сахалина поднятие Полевого отделяется двумя крупными субмеридиональными прогибами — Пограничным, раскрывающимся к северу, в сторону депрессионных зон северо-восточной части Сахалина, и Прибрежным, раскрывающимся к югу, в область Курильской глубоководной котловины. Прогибы расчленяются на ряд отдельных синклиналильных структур. Кровля фундамента в прогибах залегает на глубине более 3,5 км. Поднятие Полевого и оба прогиба осложнены многочисленными разрывными нарушениями, из них некоторые, возможно,

являются глубинными разломами. Наиболее крупные и протяженные из разломов ограничивают борта прогибов. На траверзе п-ова Терпения выделяются несколько мелких субширотных разломов.

В зал. Терпения, в его центральной части, выявлено крупное, вытянутое в северо-северо-западном направлении погребенное Поронайское поднятие, состоящее из нескольких локальных поднятий. От расположенного западнее Западно-Сахалинского антиклинория оно отделяется Макаровским прогибом на севере и Стародубским — на юге, а от расположенного восточнее подводного продолжения Восточно-Сахалинского горст-антиклинория — Владимирским прогибом. Простираение у Макаровского и Владимирского прогибов — субмеридиональное, а у Стародубского — северо-западное. Прогибы осложнены более мелкими структурами — различно ориентированными поднятиями и прогибами с амплитудой по кровле нижней толщи (фундамент) 200—700 м. Глубина залегания фундамента в Макаровском прогибе — 2500—3000 м, во Владимировском не превышает 2000 м. Крупное горстового типа поднятие прослеживается на продолжении п-ова Терпения, а также к северо-востоку от мыса Свободный. Разломы, ограничивающие это поднятие, фиксируются по резкому изменению характера получаемого сейсмического материала. На своде отражения, как правило, отсутствуют.

В шельфовой области, разделяющей Сахалин и Хоккайдо, также выделяется ряд крупных поднятий и прогибов, чаще всего являющихся подводными продолжениями островных структур. Так, на южном продолжении Тонино-Анивского п-ова (Анивская антиклинальная зона) под водами Охотского моря прослеживается протяженное (до 110 км) линейное субмеридиональное поднятие, ограниченное на крыльях разломами. Мощность осадков, его облекающих, не превышает на своде 300 м, а в ряде мест осадки, видимо, отсутствуют совсем и фундамент обнажается на дне моря.

Продолжается к югу под воды Охотского моря и Сусунайская горст-антиклинальная зона Сахалина (мощность осадков более 500 м).

Крупной антиклинальной зоной является возвышенность Китами-Ямато, протягивающаяся к северо-востоку от мыса Ноторо. Местами на своде и крыльях возвышенности фундамент выступает из-под осадков на дне моря. В прол. Лаперуза прослеживается ограниченная с востока разломом антиклинальная зона, являющаяся северным продолжением антиклинория Камуикотан на Хоккайдо.

Наиболее крупной структурой этого района является расположенный западнее Анивской антиклинальной зоны Восточно-Анивский прогиб, субмеридионально вытянутый более чем на 200 км. На севере он продолжается в виде Муравьевской депрессии, выполненной неогеновыми и четвертичными отложениями, на юге кулисообразно сочленяется с прогибом Юбецу. Строение Восточно-Анивского прогиба сравнительно простое. Борты пологие (углы падения не превышают 8—12°), иногда осложненные более мелкими структурами. Мощность осадков в центральной части прогиба достигает 2500 м.

К востоку от Анивской антиклинальной зоны расположен Левенорновский прогиб, в котором мощность осадочных образований составляет 1500 м.

Многочисленные данные драгирования морского дна показали, что в его строении принимают участие четыре разновозрастных комплекса пород. Наиболее древний комплекс — сходные с образованиями доверхнемеловой новиковской свиты Сахалина песчаники, алевролиты и аргиллиты, а также зеленокаменно измененные эффузивы основного и среднего состава, кристаллические сланцы, яшмы, кварциты, гранитоиды, габброиды и жильные породы среднего и кислого состава — обнажаются на продолжении п-овов Терпения и Тонино-Анивского, на подводной



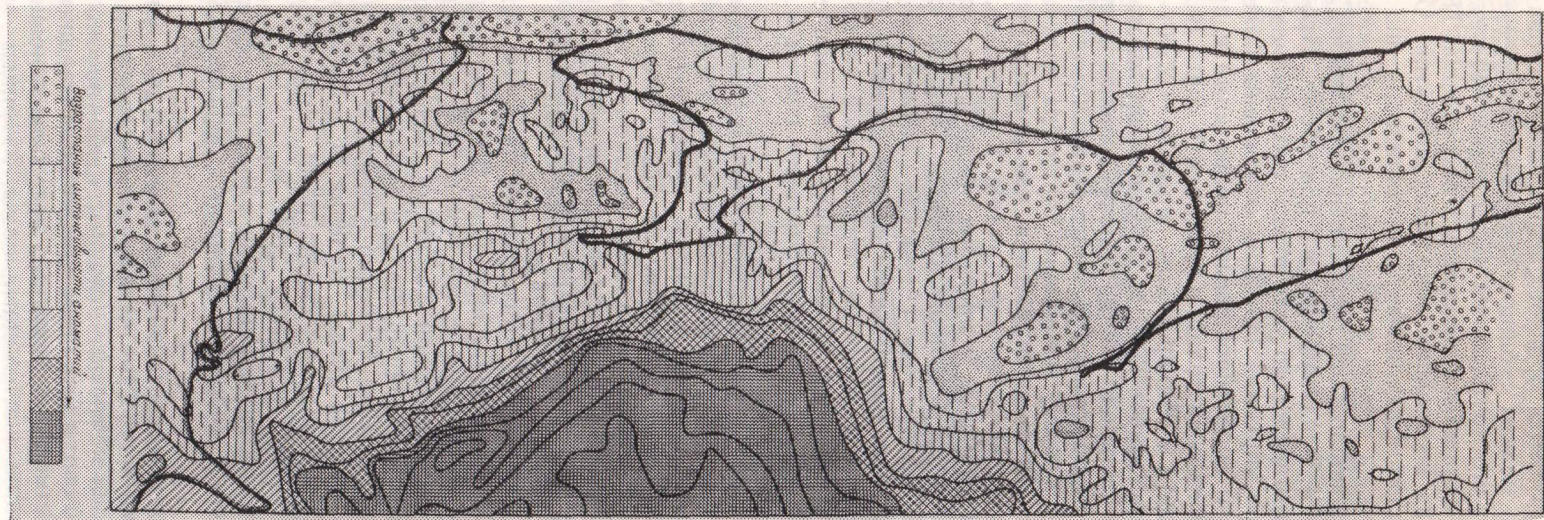


Рис. 4. Схема аномального гравитационного поля в редуции Буге юго-западной части Охотского моря

возвышенности Китами-Ямато и в ряде участков на склоне Курильской глубоководной котловины. Это, очевидно, так называемый складчатый фундамент, или комплекс основания, вскрывающийся в ядрах антиклинорных структур Сахалина и Хоккайдо.

На этом фундаменте, очевидно, резко несогласно залегает комплекс, представленный в основном алевролитами, аргиллитами и песчаниками (часто туфогенными) с карбонатными конкрециями и рассеянной галькой, с раковинами мелководных моллюсков (*Yoldia (Multidentata) multidentata* Knov., *Nuculana (Borissia) cf. Vengeriensis* Haut и др.), на основании которых возраст комплекса определяется как ранний — средний миоцен.

Выше предположительно трансгрессивно залегает комплекс, сложенный туфодиаомитами, песчаниками, алевролитами, конгломератами и брекчиями. Отмечаются пиритизация и наличие мергелистых конкреций. Комплекс диатомей имеет позднемиоценовый — раннеплиоценовый возраст.

Самый верхний комплекс пород представлен алевролитами с рассеянной галькой, песками, галечниками и валуниками. Возраст его скорее всего позднеплиоцен-плейстоценовый.

При сопоставлении данных драгирования с сейсмическими можно сделать вывод о том, что нижняя сейсмическая «толща» помимо древнего комплекса основания, видимо, включает и резко несогласно перекрывающий его нижне-среднемиоценовый комплекс пород. Два других комплекса с возрастным интервалом от позднего миоцена до плейстоцена отвечают верхней сейсмической «толще».

Аномальное поле силы тяжести в редукции Буге рассматриваемого района выражается региональным минимумом, на который большое влияние оказывают расположенные на востоке и западе обширные интенсивные максимумы, соответствующие Курильской и Центральной Японской котловинам (рис. 4). Этот минимум осложнен рядом более мелких (локальных) максимумов и минимумов и многочисленными зонами резких (до 6 мгл/км) градиентов, обусловленными скорее всего разрывными нарушениями, резкими изменениями мощностей осадочных образований или крутыми флексуорообразными изгибами слоев в верхней части земной коры.

Сопоставление аномального гравитационного поля Сахалина и смежных с ним акваторий с сейсмическими данными по этим районам показало, что большинство локальных гравитационных аномалий обусловлено изменением мощности осадочных образований, перекрывающих складчатый фундамент. На основании количественной интерпретации гравитационных аномалий установлено, что максимальная мощность осадочных образований (более 6000 м) в северной части рассматриваемого района отмечается в Пограничном прогибе. К югу (мыс Беллинсгаузена) она сокращается до 2000 м, а еще южнее, в Прибрежном прогибе, вновь увеличивается до 3000 м и более. На остальной части шельфа этой части района мощность осадочных образований не превышает 2000 м, а на своде погребенного поднятия Полевого сокращается до нескольких сот метров.

В зал. Терпения максимальная мощность осадочных образований в прогибах, ограничивающих погребенное Поронайское поднятие, составляет: в Макаровском — свыше 5000, во Владимировском — около 4000 м.

В зал. Анива максимальные мощности осадочных образований отмечаются в Восточно-Анивском прогибе (до 4000 м) и на южном продолжении Анивской синклинальной зоны (до 2000 м).

Мощности осадочных образований, определяемые по гравиметрическим данным, как правило, превышают мощности осадков, определяе-

мые по сейсмическим данным, что объясняется скорее всего тем, что верхняя сейсмическая «толща» не охватывает всех осадочных образований, в частности, не включает выделенного по данным драгирования нижне-, среднемиоценового комплекса пород, перекрывающего складчатый фундамент. Иногда существенно не совпадают и оси прогибов, определенные по сейсмическим и гравиметрическим данным. Так, ось Восточно-Анивского прогиба, по сейсмическим данным, расположена на 2—10 км западнее осевой части, определенной по гравиметрическим данным, что может говорить о миграции прогиба во времени в западном направлении. Эта тенденция, возможно, имеет региональный характер, поскольку западную миграцию испытывали во времени (с позднего мела по плиоцен) прогиб Исикари на Хоккайдо и прогиб по западному побережью Сахалина.

Аномальное магнитное поле (рис. 5, см. вкл.) рассматриваемого района (Красный, Кочергин, 1975) в целом отрицательное, слабо дифференцированное и является своего рода «депрессией» на фоне положительного магнитного поля смежных районов. Исключение составляет северо-восточная часть, где выделяется крупная высокоинтенсивная (до 1300 гамм) линейная положительная аномалия, или, точнее, система аномалий, протягивающихся вдоль восточного побережья Сахалина.

В зал. Терпения зона линейных положительных аномалий значительной интенсивности и дифференцированности совпадает с Поронайским погребенным поднятием. Это может свидетельствовать о том, что залегающая здесь на небольшой глубине нижняя сейсмическая «толща» сложена породами с повышенными магнитными свойствами. Разрывные нарушения, выявленные сейсмическими методами, в аномальном магнитном поле не находят отражения. Зоны наибольших отрицательных магнитных аномалий отвечают областям прогибов.

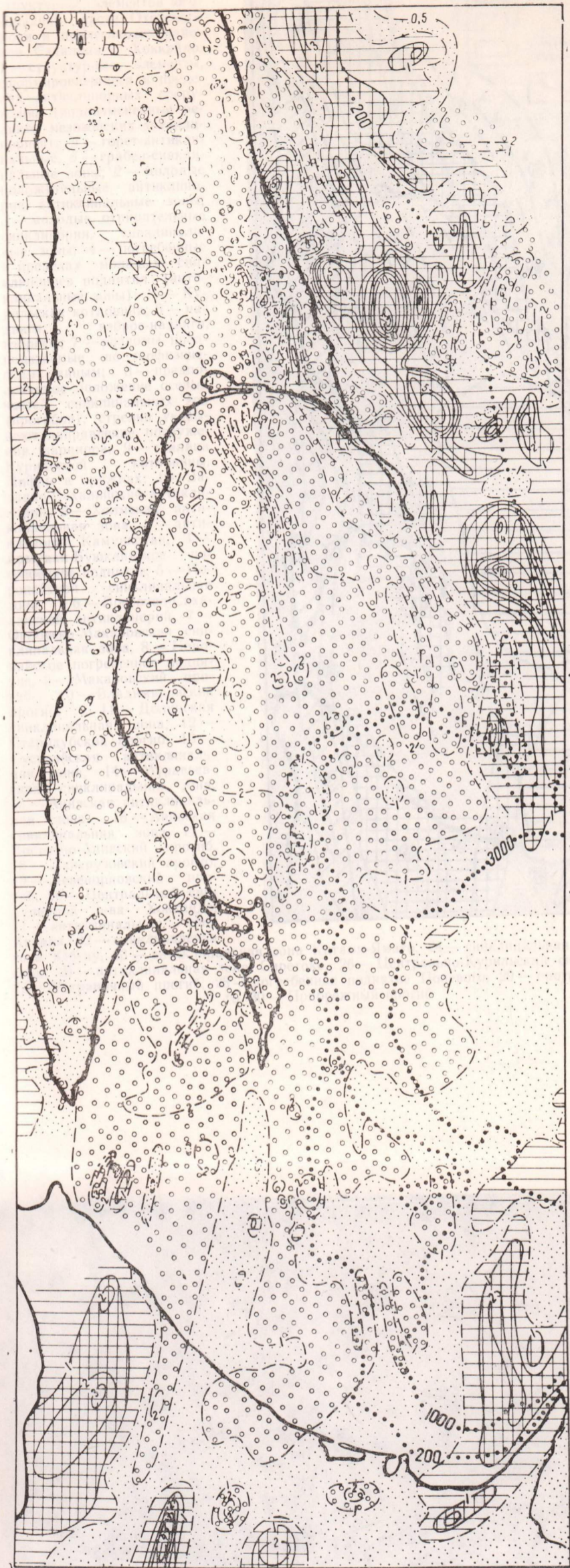
Зал. Анива характеризуется отрицательным аномальным магнитным полем средней напряженности (около 200 гамм), существенно не отличающимся от аномального магнитного поля Сахалина. В прол. Лаперуза аномальное магнитное поле выражено чередованием аномалий разного знака, напряженность которых увеличивается к югу.

Хорошо выражено в аномальном магнитном поле в виде отрицательного линейного минимума южное продолжение Тонино-Анивского полуострова, с запада ограниченное относительным максимумом, а с востока — зоной дифференцированного знакопеременного (на преобладающем отрицательном фоне) поля с преобладающим субмеридиональным простиранием аномалий. Для этой зоны характерна близкая к прямой зависимость аномального магнитного поля от рельефа сравнительно сильно расчлененного здесь морского дна. Рассматриваемая зона южнее, за счет предполагаемого сдвига, смещена к востоку и далее на юг прослеживается вплоть до Хоккайдо, где ограничивается с запада обширную положительную магнитную аномалию, соответствующую по-ову Сиреток и его подводному продолжению и обусловленную, по всей видимости, неогеновыми и современными вулканогенными образованиями.

Расчет положения верхних кромок магнитовозмущающих тел показал, что на большей части территории рассматриваемого района они хорошо увязываются с кровлей нижней сейсмической «толщи» (акустического фундамента), иногда расположены и внутри нее. В верхней сейсмической «толще» магнитные неоднородности, как правило, отсутствуют.

На основании всех приведенных данных составлена схема основных структурных элементов этой части Хоккайдо-Сахалинской складчатой области (рис. 6).

Хоккайдо-Сахалинская складчатая область в целом характери-



0 20 40 60 км

ВОЗРАСТАНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ

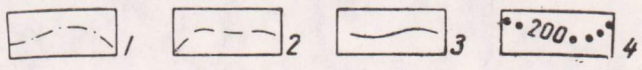
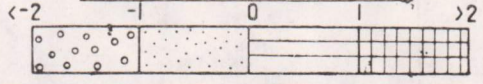
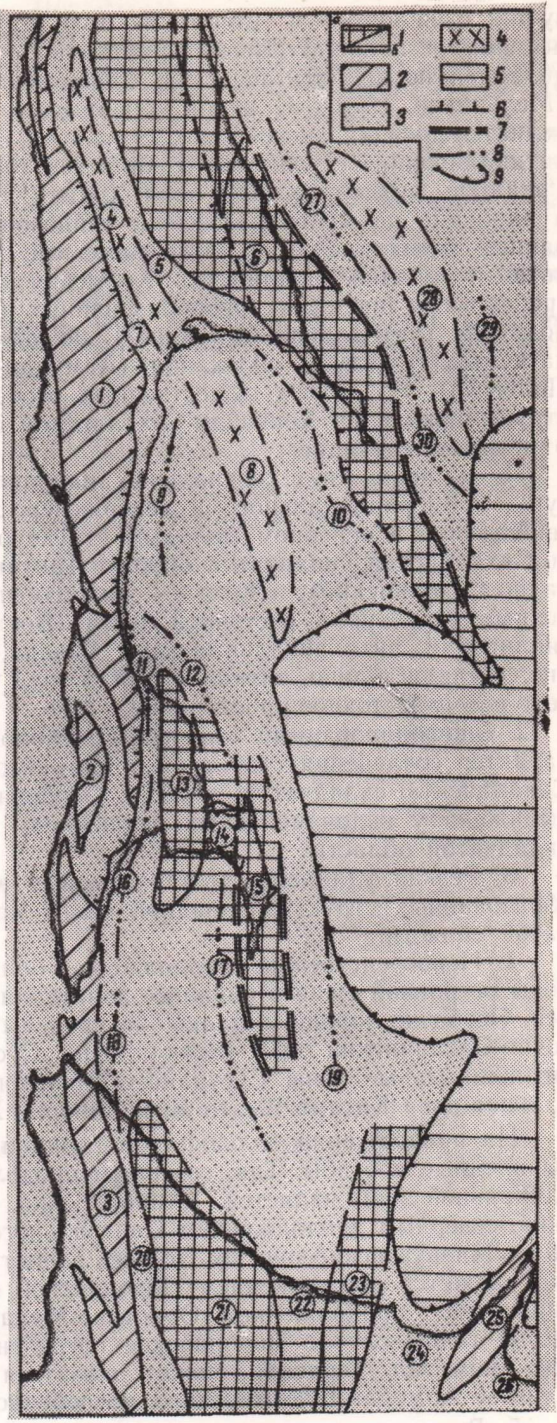


Рис. 5. Карта аномального магнитного поля юго-западной части Охотского моря.

1 — нулевая изодинама, 2 — положительные изодинамы, мЭ, 3 — отрицательные изодинамы, мЭ, 4 — изобаты, м

Рис. 6. Схема основных структурных элементов юго-западной части Охотского моря и прилегающих районов Сахалина и Хоккайдо.

1 — структурные элементы, сформировавшиеся в пределах антиклинорий сооружений (видоизмененные реликты мезозойских антиклинорий): а — горст-антиклинальные, б — грабен-синклинальные зоны; 2 — молодые положительные антиклинории, антиклинальные зоны; 3 — молодые отрицательные синклинории, синклинальные зоны; 4 — погребенные в пределах молодых синклинорий поднятия (антиклинальные зоны); 5 — Курильская котловина; 6 — надвиги, взброс-надвиги, взбросы; 7 — разломы, предполагаемые по геофизическим данным; 8 — предполагаемое положение осевых частей синклинальных зон (прогибов), стрелки указывают направление погружения шарниров; 9 — граница Курильской котловины. Цифры в кружках: 1 — Западно-Сахалинский антиклинорий, 2 — Холмская антиклинальная зона, 3 — антиклинорий Камуикотан, 4 — Армудан-Буюклинское погребенное поднятие, 5 — Поронайская синклинальная зона, 6 — Восточно-Сахалинский антиклинорий, 7 — Орловско-Макаровская синклинальная зона, 8 — Поронайское погребенное поднятие, 9 — Макаровский прогиб, 10 — Владимирский прогиб, 11 — Долинская синклинальная зона, 12 — Стародубский прогиб, 13 — Сусунайская антиклинальная зона, 14 — Муравьевская синклинальная зона, 15 — Анивская антиклинальная зона, 16 — Анивская синклинальная зона, 17 — Восточно-Анивский прогиб, 18 — Лаперузовский прогиб, 19 — Левенорновский прогиб, 20 — Центральный синклинорий о-ва Хоккайдо, 21 — антиклинальная зона Хидака, 22 — синклинальная зона Юбецу, 23 — антиклинальная зона Китами-Ямато, 24 — синклинальная зона Абасири, 25 — антиклинальная зона Сиретоко, 26 — Центрально-Курильский синклинорий, 27 — Пограничный прогиб, 28 — погребенное поднятие Полевого, 29 — прогиб Полевого, 30 — Прибрежный прогиб



зается сложностью и гетерогенностью структуры. Особенно это видно на примере положительных структурных элементов, среди которых выделяются по крайней мере три существенно различных типа структур (Мельников, 1970): а) видоизмененные, но сохранившие свое значение реликты древних мезозойских структур (Восточно-Сахалинский горст-антиклинорий, Сусунайская и Анивская горст-антиклинальные зоны на Сахалине, антиклинальная зона Хидака на Хоккайдо); б) возникшие в плиоцене на месте мезозойско-кайнозойских прогибов новообразованные антиклинории и антиклинальные зоны (антиклинории Камуикотан и Западно-Сахалинский, Холмская антиклинальная зона); в) погребенные в пределах новообразованных (плиоценовых) синклинориев поднятия (антиклинальные зоны?), не выраженные в рельефе предполагаемые структуры облекания (Армудан-Буюклинское, Поронайское, Полевого). Из других существенных особенностей, характеризующих структурный план Хоккайдо-Сахалинской складчатой области, следует отметить следующие.

1. Наличие двух генеральных направлений в простирании структур — субмеридионального и север-северо-западного, причем первое свойственно в основном молодым структурам западной части Хоккайдо-Сахалинской складчатой области (антиклинории Камуикотан и Западно-Сахалинский), а второе — видоизмененным реликтовым и погребенным структурам восточной части (Восточно-Сахалинский горст-антиклинорий, антиклинальные зоны Хидака, Полевого и др.). Исключение составляет лишь антиклинальная зона Китами-Ямато, имеющая северо-северовосточное простирание.

2. Эшелонированный характер расположения и кулисообразный характер сочленения структурных элементов, составляющих Хоккайдо-Сахалинскую складчатую область. Особенно рельефно эта особенность выражена у видоизмененных реликтовых структур восточной части складчатой области.

3. Резкая удлиненность структурных элементов, особенно у новообразованных структур западной части Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.

4. Непосредственное продолжение большинства структур за пределы островной суши в смежные акватории Охотского и Японского морей. Особенно хорошо и далеко за пределы суши прослеживаются Восточно-Сахалинский горст-антиклинорий, Сусунайская и Анивская горст-антиклинальные зоны Сусунайско-Анивского антиклинория, антиклинальная зона Китами-Ямато антиклинория Хидака.

На продолжении большинства синклиналий зон располагаются выявленные прогибы. Так, северным продолжением Муравьевской синклиналий зоны является Стародубский, а южным — Восточно-Анивский, северным продолжением Центрального синклинория о-ва Хоккайдо — Лаперузовский прогиб. По всей вероятности, Владимировский прогиб окажется продолжением Поронайской синклиналий зоны, а Макаровский — продолжением Орловско-Макаровской синклиналий зоны. В таком случае Поронайское погребенное поднятие, выявленное под дном зал. Терпения, может оказаться непосредственным продолжением Армудан-Буюклинского погребенного поднятия.

5. Выявляется непосредственная связь лишь отдельных структурных элементов Сахалина и Хоккайдо. На Сахалине находят свое непосредственное продолжение лишь новообразованные (плиоценовые) структуры: антиклинорий Камуикотан и расположенный к западу от него Искар-Татарский синклинорий. В то же время видоизмененные реликтовые структуры — Сусунайская и Анивская горст-антиклинальные зоны Сахалина и антиклинальные зоны Хидака и Китами-Ямато Хоккайдо — являются вполне самостоятельными.

## ЛИТЕРАТУРА

**Красный М. Л., Кочергин Е. В.** Аномальное магнитное поле акваторий заливов Анива и Терпения (Южный Сахалин). — Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. (Труды Сах-КНИИ ДВНЦ АН СССР, в. 38). Южно-Сахалинск, 1975, с. 74—82.

**Красный М. Л., Павлов Ю. А., Снеговской С. С., Куликов А. А., Табояков А. Я., Тютрин И. И.** Результаты региональных комплексных геофизических исследований в Анивском заливе (Южный Сахалин). — «Геол. и геофиз.», 1975, № 9, с. 421—424.

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

**Соловьев С. Л., Туезов И. К., Васильев Б. И.** и др. Строение залива Терпения острова Сахалин по материалам комплексных геофизических и геологических исследований. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 12, с. 47—60.

**Nagano M., Sakurai M., Uchida H., Ikeda K., Taguchi H., Omori T.** Submarine geology of northeast coast of Hokkaido district. — Report of Hydrographic Researches, 1974, No 9, p. 1—32.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КУРИЛЬСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ, ПО НОВЫМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

И. К. ТУЕЗОВ, Б. И. ВАСИЛЬЕВ, М. Л. КРАСНЫЙ,  
Ю. А. ПАВЛОВ, Е. И. ПОПОВ

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,  
п. Новоалександровск

Курильская глубоководная котловина располагается в южной части Охотского моря (рис. 1). С запада и юга к ней примыкают о-ва Сахалин и Хоккайдо, принадлежащие Сахалино-Хоккайдской третичной складчатой системе, с юго-востока — Курильская островная система, относимая многими исследователями к современной геосинклинали (Васильковский, 1962; Туезов, 1975; Сергеев, 1976; и др.), с севера — так называемый глубоководный шельф Охотского моря, рассматривае-

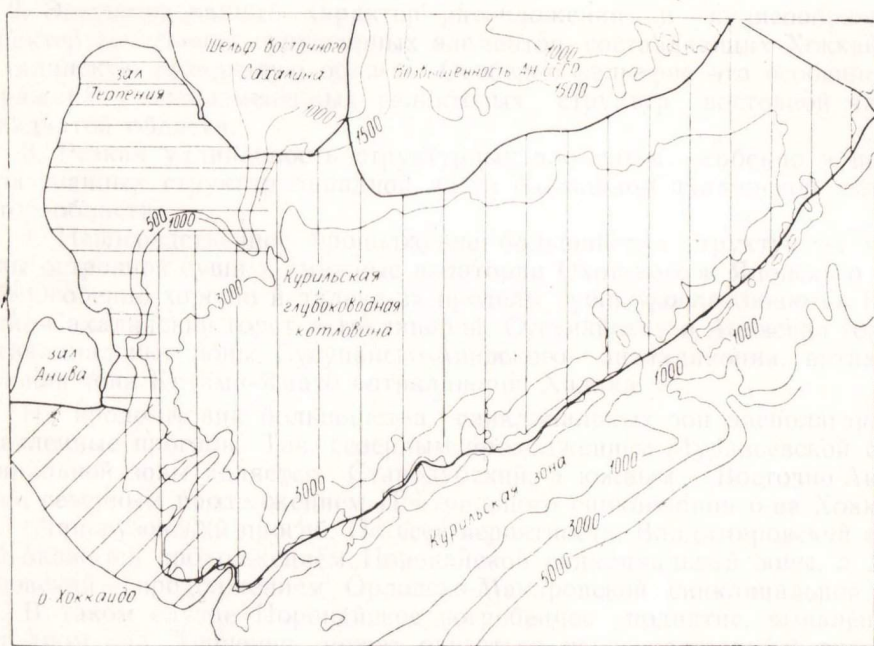


Рис. 1. Обзорная схема

мый как часть молодой платформы (Тектоника Евразии, 1966; Туезов, 1972).

Максимальная глубина моря в котловине 3400 м, мощность коры, состоящей из осадочного и базальтового сейсмических слоев, не превышает 12000 м. Значения аномалий силы тяжести составляют первые сотни миллигал, аномалии теплового потока Земли достигают



2,5—3,0 ТПЕ, магнитное поле относительно спокойное (Веселов, Туезов, 1972; Красный, 1972; Гайнанов и др., 1974). Скорость распространения упругих волн в верхах мантии, по данным глубинных сейсмических зондирований, несколько ниже нормальной (Строение земной коры..., 1964), плотность близка к нормальной или незначительно (на  $0,05 \text{ г/см}^3$ ) повышена (Гайнанов и др., 1974). Как в обоих слоях земной коры, так и верхах мантии выделяются магнитоактивные тела (Туезов, 1975). Сейсмичность глубоководной котловины, связанная в основном с глубинной сейсмофокальной зоной, по сравнению с Сахалино-Хоккайдской и Курильской областями, значительно понижена. Глубина до сейсмофокальной зоны в ее пределах изменяется от 100 до 400—500 км.

В Курильской глубоководной котловине с 1973—1974 гг. Сахалинским КНИИ ДВНЦ АН СССР проведен большой объем комплексных геолого-геофизических исследований: гравиметрические, магнитометрические, эхолотные измерения, драгирование, сейсмопрофилирование (Красный и др., 1975), которые позволили уточнить ее строение и геологическую природу. Эти материалы и положены в основу настоящей статьи.

### **Строение верхней части земной коры по результатам сейсмопрофилирования и драгирования**

Как и в других глубоководных котловинах восточноазиатских морей и Мирового океана, в верхней части земной коры Курильской котловины выделяется три слоя (снизу вверх): акустический фундамент, акустически прозрачная толща и толща стратифицированных осадков (Туезов, 1977а, б). Суммарная мощность последних двух толщ меньше мощности упоминавшегося выше осадочного сейсмического слоя, в состав которого, помимо акустически прозрачной толщи и толщи стратифицированных осадков, входят местами и акустический фундамент. Наиболее надежно он прослежен на северо-востоке котловины; на юго-западе в его прослеживании имеются пропуски (по техническим причинам), но тем не менее акустический фундамент и здесь выделяется достаточно уверенно.

По характеру волновой картины и особенностям строения можно выделить несколько типов акустического фундамента глубоководной котловины: североабиссальный, сахалинский, хоккайдский и курильский. Для первого из них, охватывающего северный борт и абиссальную часть котловины, присущи короткие, сложной конфигурации отражающие границы, образующие в верхней части фундамента слой мощностью в среднем 500—2000 м. Фундаменты сахалинского и хоккайдского типов по своему характеру напоминают фундамент абиссального типа, отличаясь большей протяженностью границ, более высокой интенсивностью связанных с ними отражений и несколько большей мощностью. Мощность исследованной части разреза курильского акустического фундамента невелика. Для него характерны сравнительно редкие, довольно простые по конфигурации вне вулканических построек отражающие границы и относительно слабая интенсивность отраженных волн.

В верхней части акустического фундамента выделяется ряд структур, которые условно можно разделить на три порядка. Структуры первого порядка имеют размеры около 100 км и амплитуды 1000—1500 м, второго порядка — 20—40 км и 500—1000 м, третьего — 3—10 км и 100—300 м соответственно. Углы наклона слоев составляют в среднем 7—20°. Внутри фундамента выделяется ряд толщ, разделенных углами несогласиями. Исключение составляет курильский борт, для фундамента которого характерно преимущественно согласное и субгоризон-

гальное залегание отражающих границ внутри фундамента либо их слабый наклон под углом  $1-3^\circ$  в сторону глубоководной котловины.

Кровля акустического фундамента дислоцирована в складки, отличающиеся друг от друга по конфигурации и размерам (рис. 2), и носит явные следы эрозии. Величина размыва в отдельных участках достигает 2000—3000 м (Soloviev et al., 1977).

Для абиссальной части котловины наиболее характерны структуры типа впадин: Присахалинская, Угловая, Симуширская, Година. Они имеют размеры от  $60 \times 60$  до  $150 \times 150$  км и более при амплитудах от 600 до 5000 м. Углы наклона их бортов составляют в среднем  $2^\circ$  при градиентах около 30 м/км. Глубина погружения кровли фундамента в их пределах достигает 5500—7000 м. Несколько обособленное положение занимает впадина Сиретоко, предположительно выделяемая в пределах юго-восточной части хоккайдского склона и прилегающей части абиссальной равнины. Глубина до фундамента в ее пределах изменяется от 3800 до 5200 м. Она осложнена двумя поднятиями с амплитудой 1000—1500 м и разломом вдоль северо-западного борта.

В присахалинской и прикурильской частях абиссальной равнины обнаружены структуры, которые по своей форме и внутреннему строению могут рассматриваться как вулканические постройки (Тузев, 1977в). Они имеют изометричную в плане и коническую в вертикальном разрезе форму. Амплитуды их составляют 1700—4000 м, ширина основания 15—35 км, углы наклона бортов  $12-30^\circ$ , глубина от уровня моря до основания 4200—6000, до вершины — 1900—4500 м. В присахалинской части рассматриваемые структуры погребены под осадками мощностью до 1000—1500 м, в прикурильской они преимущественно возвышаются на 400—800 м над дном моря в абиссальной равнине. Внутри этих построек прослеживается серия относительно коротких, прихотливо изогнутых, несогласных между собой отражающих границ, залегающих, как правило, с меньшими углами наклона, чем их борта. Иногда отражающие границы образуют ассоциации, напоминающие отдельные вулканы внутри общей вулканической постройки.

Кровля акустического фундамента на северном, сахалино-хоккайдском бортах и прилегающих к ним частях абиссальной равнины образует преимущественно вытянутые структуры, наиболее крупными из которых являются валы Продольный, Морской, Бортовой, Ноторовский, Хельсквиста, Саромский прогиб и др. (рис. 2). Длина их составляет 150—250 км, ширина — 20—60 км, амплитуда 1200—1400 м, углы наклона крыльев в среднем  $5-10^\circ$ , градиенты глубин кровли фундамента 80—140 м/км. Иногда, например на северном борту котловины, они объединяются в линейные структурные ассоциации, протяженность которых достигает 400 км.

Бортовые участки многих структур осложнены разломами, амплитуды которых изменяются от 100 до 1700 м. Наиболее крупными из них являются разломы Академии Наук и Южно-Охотоморский, приуроченные к северному борту котловины и прилегающей части абиссальной равнины. Интересно отметить, что амплитуда разлома Академии Наук закономерно уменьшается с юго-запада на северо-восток от 1500 до 250 м. Крылья этих разломов, обращенные в сторону глубоководной котловины, опущены. В ряде случаев разломы осложняют оба крыла структуры, имеющей в таком случае характер горста и грабена. Одним из примеров является Восточно-Сахалинский горст-антиклинорий. Как рассматриваемые структуры, так и сопровождающие их разломы ориентированы по отношению к бортам котловины под углами от  $10-30$  до  $90^\circ$ .

На курильском борту кровля акустического фундамента обнажается на дне моря. Она образует моноклинал, обращенную в сторону глу-

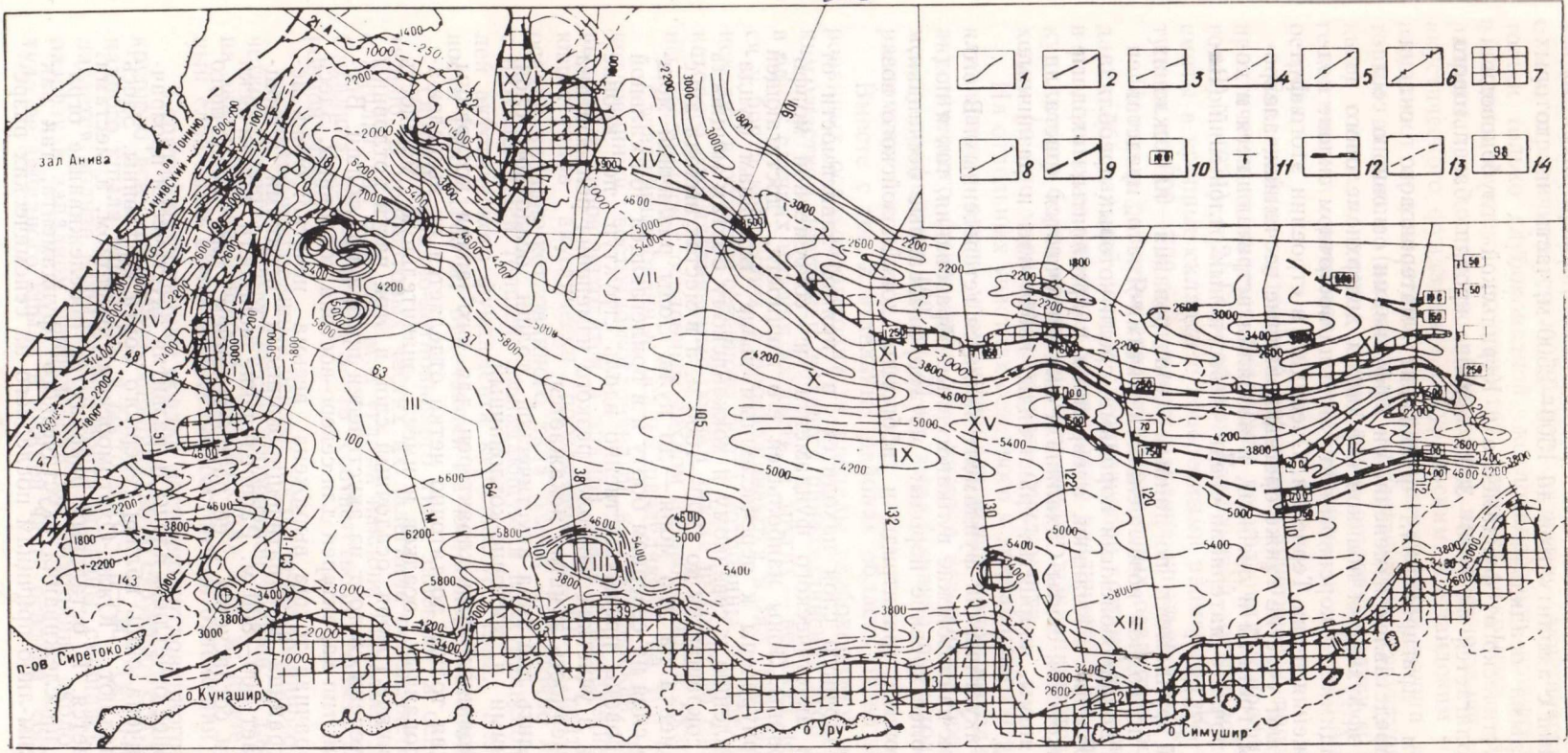
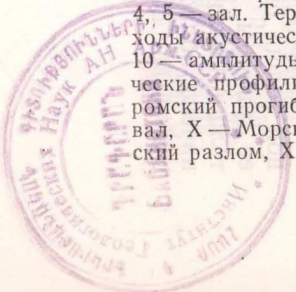


Рис. 2. Структурная схема по кровле акустического фундамента Курильской глубоководной котловины. Составил И. К. Туезов. 1—6 — изогипсы по кровле акустического фундамента: 1, 2 — южноохотоморского типа (1 — установленные, 2 — предполагаемые); 3 — курильского типа; 4, 5 — зал Терпения (4 — древнего, 5 — двухэтажного; древнего в ядрах структур и молодого — в прогибах); 6 — хоккайдо-сахалинского; 7 — выходы акустического фундамента на дно моря; 8 — линия, вдоль которой курильский акустический фундамент выходит на дно моря; 9 — разломы, 10 — амплитуды разломов, м; 11 — направления падения плоскостей сбрасывателей; 12 — предполагаемые разломы; 13 — изобаты, м; 14 — сейсмические профили. Наименование структур: I — Присахалинская впадина, II — вулканическая постройка Горшкова, III — впадина Година, IV — Саромский прогиб, V — Ноторовский вал, VI — впадина Сиретоко, VII — Угловая впадина, VIII — вулканическая постройка Фриза, IX — Продольный вал, X — Морской вал, XI — Бортовой вал, XII — вал Хельквиста, XIII — Симуширская впадина, XIV — разлом Академии Наук, XV — Южно-Охотский разлом, XVI — Восточно-Сахалинский антиклинорий



боководной котловины, и осложнена продольными и поперечными долинами и выступами с амплитудами до 1500—2500 м, часть из которых заполнена рыхлыми осадками.

Кровля акустического фундамента в Курильской глубоководной котловине располагается на 1500—3000 м выше кровли базальтового слоя.

По данным драгирования, фундамент материкового склона зал. Терпения представлен измененными эффузивами основного состава, сходными с эффузивами новиковской свиты доверхнемелового возраста, обнажающимися в коренном залегании на восточном склоне подводного продолжения п-ова Терпения. Очевидно, в строении этого фундамента принимают участие также ороговикованные песчаники, алевролиты, аргиллиты, граниты и сиениты, в изобилии встречающиеся в составе грубообломочного материала среди четвертичных отложений (Васильев и др., 1975).

Хоккайдский фундамент, по данным драгирования на склонах котловины и на подводной возвышенности Китами-Ямато, представлен разнообразными докайнозойскими породами, среди которых преобладают метаморфизованные песчаники, алевролиты и аргиллиты, сходные с породами новиковской свиты Сахалина. Реже встречаются кристаллические сланцы, яшмы, кварциты, гранитоиды, габброиды и различные жильные породы.

Курильский акустический фундамент является гетерогенным. В его состав входят как кайнозойские вулканогенные образования, так и подстилающие их более древние породы: метаморфизованные песчаники, алевролиты, роговики, гранитоиды и габброиды докайнозойского возраста.

Строение осадочного слоя находится в прямой зависимости от строения кровли акустического фундамента и современной морфоструктуры котловины. Зоны наибольшей его мощности, достигающей 2800—3200 м, приурочены к перечисленным выше впадинам фундамента. По направлению к северному и хоккайдскому бортам мощность осадочного слоя сокращается до 1200—1600 м, а в местах выхода акустического фундамента на дно моря — до нуля. Зоны различной мощности осадочного слоя на северном борту и в прилегающей абиссальной равнине ориентированы преимущественно вдоль структур по кровле фундамента, хотя в участках наиболее резкого изменения рельефа дна моря эта закономерность заметно искажается.

Можно выделить два типа акустической толщи осадочного слоя: западно-котловинный и восточно-котловинный.

Западно-котловинный тип характерен для юго-запада котловины. Здесь акустическая толща достаточно четко отделяется от вышележащих стратифицированных осадков и имеет значительную мощность (2000—2800 м), иначе говоря, осадочный слой в этой части котловины в значительной степени состоит из акустически прозрачной толщи. Восточно-котловинный тип характерен для северо-востока котловины. Здесь акустически прозрачная толща выражена весьма нечетко: очень неопределенна ее граница со стратифицированными осадками, а мощность не превышает 500—800 м. Распределение мощности акустически прозрачной толщи согласуется с ее распределением для осадочного слоя в целом.

Более или менее отчетливо площадь развития акустически прозрачной толщи ограничена лишь вблизи северного борта котловины. Здесь ее границы совпадают с Южно-Охотоморским разломом, а местами толща выклинивается. В остальных районах ее прослеживание ограничено областью прослеживания акустического фундамента, так как отсутствие по каким-либо причинам последнего на сейсмических разре-

зах делает невозможным и выделение этой толщи. Поэтому вопрос с том, ограничивается ли область развития акустически прозрачной толщи только глубоководной котловиной или распространена шире, в настоящее время, по существу, остается открытым. Вместе с тем разрезы, где достаточно четко видно взаимоотношение «котловинного» акустического фундамента с курильским, хоккайдским и сахалинским, позволяют предполагать, что рассматриваемая толща является некоторым аналогом (возрастным, вещественным, структурно-формационным) толщ, слагающих Курильскую островную дугу и верхние части геологических разрезов о-ва Хоккайдо и Тонино-Анивского полуострова.

Сведений о внутренней структуре акустически прозрачной толщи практически не имеется, хотя, судя по материалам профилей 1-М (Снеговской, 1974) и 21-ГСЗ, вблизи Курильской островной дуги ее слои сматы в крупные складки с поперечными размерами 10—17 км, амплитудами до 600—700 м и углами наклона крыльев 7—20°.

Площадь развития стратифицированных осадков в основном совпадает с абиссальной частью глубоководной котловины. Зона их развития в различных ее участках значительно различается. На юге и на севере курильского борта котловины эти осадки выклиниваются в связи с выходом на дно моря акустического фундамента.

На отдельных участках северного и хоккайдского бортов осадки выклиниваются вдоль упоминавшихся выше полос выхода на дно моря акустического фундамента. На участке северного борта котловины между профилями 122 и 132 их выклинивание происходит вдоль зоны разломов.

Вместе с тем в отдельных районах область развития стратифицированных осадков выходит за пределы глубоководной котловины. Таким участком, например, является присахалинский угол котловины, где в одних случаях нижняя их часть, в других — верхняя не выклиниваются у борта котловины, а прослеживаются в зал. Терпения. То же происходит в области северного борта котловины, в отдельных участках которого рассматриваемые осадки также выходят за границы котловины, соединяясь с осадочным чехлом возвышенности Академии Наук.

Стратифицированные осадки разделяются на три типа: западно-котловинный, восточно-котловинный и охотоморский. Выделение первых двух типов находится в прямой связи с выделением соответствующих типов акустически прозрачной толщи. Стратифицированные осадки западно-котловинного типа имеют достаточно четкую границу с нижележащей толщей, совпадающую в прикурильской части с кровлей акустического фундамента курильского типа. Наибольшие мощности (800—1200 м) отмечаются на юго-западе котловины.

Осадки западно-котловинного типа залегают в основном горизонтально. В прибортовых частях их залегание осложняется структурами с амплитудой 300—500 м и углами наклона крыльев до 2—5° вблизи Сахалина, 500—600 м и 8—18° соответственно вблизи Курильской островной гряды.

Стратифицированные осадки восточно-котловинного типа не имеют четкой границы с акустически прозрачной толщей, и для них характерна значительная мощность, достигающая 2000 м; иначе говоря, осадочный слой здесь почти полностью состоит из отложений этого типа.

Стратифицированные осадки восточно-котловинного типа образуют крупную асимметричную синклиналиную структуру с углами наклона западного крыла около 1,5° и восточного — 5—10°. Ось структуры располагается вблизи Курильского борта впадины, смещаясь снизу вверх по разрезу в западном направлении на расстояние около 10 км. Амплитуда ее западного крыла в нижней части осадков составляет 1200 м,

уменьшаясь в верхней до 500 м. Синклиналь осложнена более мелкими складками с размерами 25—30 и 5—10 км и амплитудами 100 и 50—70 м.

Стратифицированные осадки третьего типа распространены в основном на северном борту глубоководной котловины, где акустически прозрачная толща отсутствует, вследствие чего они занимают весь объем осадочного слоя и ложатся непосредственно на акустический фундамент. Их мощность зависит от характера рельефа последнего и колеблется от нуля до 2000 м.

Стратифицированные осадки охотоморского типа дислоцированы в крупные структуры, амплитуды которых в нижней их части составляют 650—750 м, в средней 300—350, в верхней — 150—200 м, т. е. соотносятся друг с другом примерно как 3:2:1.

Стратифицированные осадки в основном наследуют структуру рельефа кровли акустического фундамента, хотя среди осадков западно-котловинного и восточно-котловинного типов встречаются и бескорневые складки. Рельеф дна моря в абиссальной части котловины в свою очередь наследует структурный план стратифицированных осадков.

На бортах котловины соотношение структурного плана пород, лежащих дном моря, с рельефом дна совершенно иное. На прикурильском борту осадочные слои «срезаются» дном моря на всем его протяжении, на сахалинском борту устанавливается как «срезание», так и продолжение их в глубоководную котловину, на северном и хоккайдском — залегают в основном согласно дну моря. По данным драгирования, на хоккайдском и сахалинском склонах котловины осадочные отложения, перекрывающие фундамент, делятся на две толщи.

Нижняя толща коррелирует с миоценовыми отложениями о-ва Сахалин. Она представлена преимущественно некрепкими алевролитами и аргиллитами с карбонатными стяжениями и конкрециями. Спорадически среди них в виде прослоев и линз встречаются песчаники, гравелиты, конгломераты и туфы. В аргиллитах и алевролитах встречены остатки раковин пелеципод, а также микрофауны, остатки диатомей, споры и пыльца, характерные для курасийской свиты Сахалина. Комплекс фауны мелководный.

Верхняя толща несогласно залегает на нижней, а местами — прямо на фундаменте. Она состоит из туфогенных диатомитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, реже — туфоконгломератов и конгломерато-брекчий. Диатомовый и спорово-пыльцевой комплексы, определенные из отложений этой толщи, характерны для маруямской свиты Сахалина (верхний миоцен — плиоцен).

### Аномалии гравитационного и магнитного полей

В аномалиях силы тяжести в редукции за свободный воздух (Фая) Курильская котловина характеризуется слабо дифференцированным полем интенсивности в пределах первых десятков мгл (рис. 3). Наиболее характерной особенностью является приуроченность полосы отрицательных аномалий к окраинам котловины, что в значительной степени, очевидно, обусловлено краевым эффектом Гельмерта (Косыгин, Павлов, 1975). В связи с этим максимальные отрицательные значения поля приурочены к наиболее крутым склонам котловины и районам наиболее резких изменений глубины залегания подошвы земной коры. Обращает на себя внимание отчетливое подразделение поля силы тяжести котловины на две зоны относительно пониженных значений: юго-западную и северо-восточную, которые разделяются относительным максимумом.



В аномалиях Буге Курильская котловина выделяется зоной повышенных значений, превышающих первые сотни мгл (рис. 4, см. вкл.). Склоны котловины характеризуются резкими градиентами аномалий, свидетельствующими о наличии глубинных разломов, обрамляющих котловину, или о резком флексуобразном изгибе слоев земной коры в этих районах. Как и в аномалиях свободного воздуха, устанавливается подразделение котловины на юго-западную и северо-восточную части, характеризующиеся относительно пониженными значениями поля и разделенные зоной максимумов северо-восточного простирания. Этот факт, по-видимому, обусловлен морфологией акустического фундамента.

Аномальное магнитное поле Курильской глубоководной котловины отличается значительной сложностью (рис. 5, см. вкл.). Прежде всего отмечается его асимметричный характер. Нижняя половина северо-западного склона и абиссальная часть котловины на расстоянии до 100 км от подножия склона в магнитном поле представлены региональной положительной аномалией, средняя интенсивность которой составляет 300 гамм при ширине 60 км. Аномалия имеет сложное строение с наличием в ряде мест нескольких максимумов. В ее пределах отмечаются различные системы простирания отдельных аномальных особенностей: от северо-восточных, соответствующих простиранию региональной аномалии в целом, до субмеридиональных и северо-западных. На 150° в. д. наблюдается разрыв этой аномалии.

На юго-западе указанная аномалия сочленяется практически под прямым углом с региональной Восточно-Курильской аномалией, впервые выделенной при аэромагнитной съемке (Соловьев, 1961). Восточно-Курильская аномалия, по новым данным, прослежена в котловину от подножия склона на расстояние 80 км и соответствует подводному продолжению п-ова Терпения. Выявляется связь указанной аномалии со строением кровли акустического фундамента, представленной здесь системой положительных структур.

Очевидно, в данном случае имеет место резкое изменение вещественного состава акустического фундамента и более глубоких горизонтов, связанное с увеличением в разрезе пород основного и ультраосновного ряда.

Центральная часть котловины и ее прикурильский борт характеризуются преобладанием отрицательных полей. Зоны интенсивных отрицательных депрессий особенно ярко выражены вблизи о-вов Кунашир и Итуруп. Отрицательное магнитное поле юго-восточного борта котловины осложняется изометричными положительными аномалиями, которые иногда образуют цепочки и, по-видимому, связаны с отдельными вулканическими сооружениями и горными хребтами. Наряду с северо-восточными простираниями прослеживаются северо-западные и субмеридиональные.

От п-ова Сиретоко (о-в Хоккайдо) в области подножия глубоководной котловины прослеживается положительная магнитная аномалия, соответствующая подводному продолжению поднятия Сиретоко, выраженному как в рельефе дна, так и в рельефе кровли акустического фундамента. В области континентального склона аномалия разветвляется, отделяясь от первой областью отрицательных значений.

Западная часть глубоководной котловины, где отмечается максимальная глубина акустического фундамента, характеризуется спокойным полем незначительной интенсивности.

В целом при анализе морфологии магнитного поля глубоководной котловины и строения ее акустического фундамента подтверждается вывод о значительной гетерогенности последнего, выражающейся в резкой дифференциации его пород по магнитным свойствам и, следовательно, по вещественному составу.



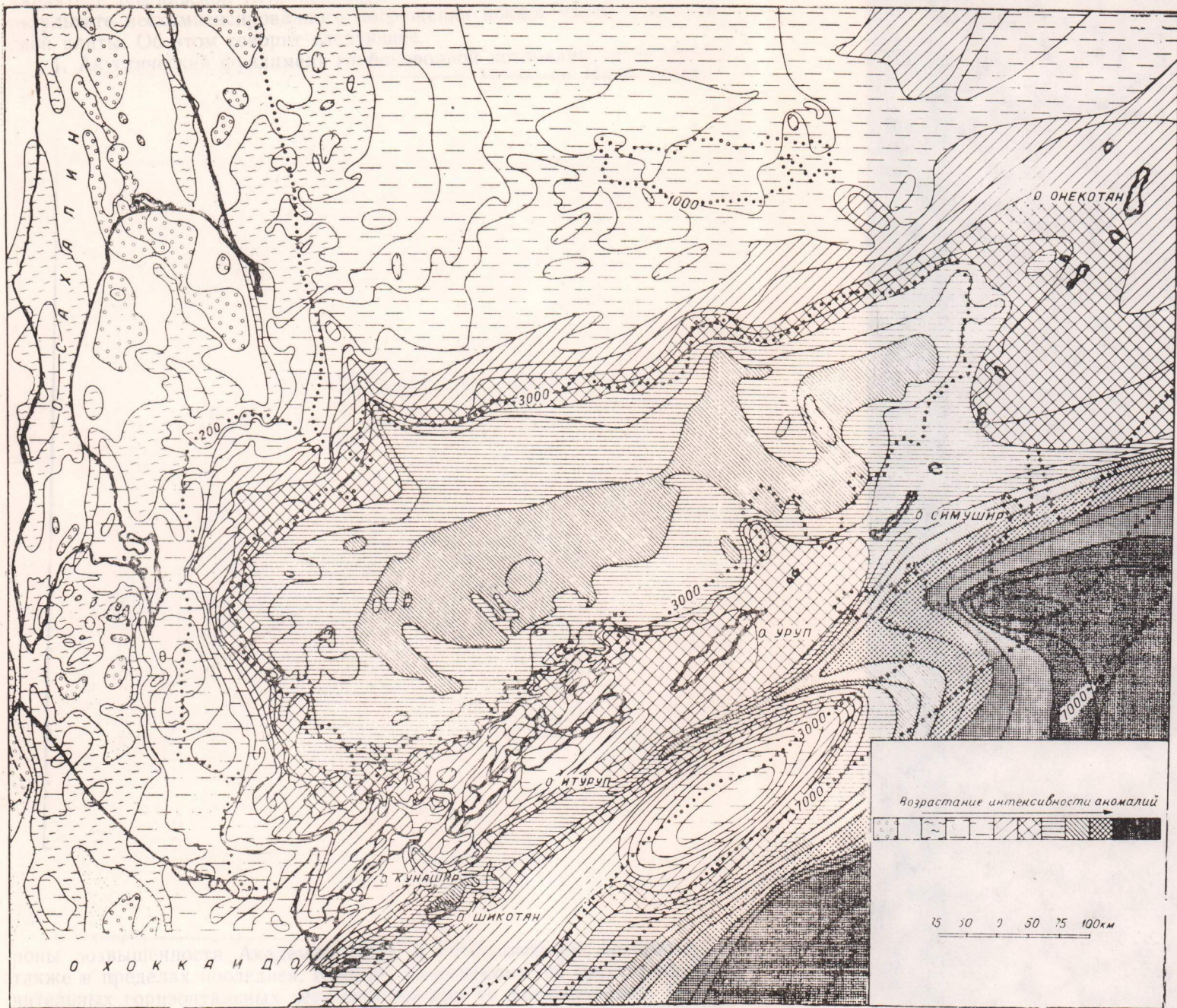


Рис. 4. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге (составил Ю. А. Павлов)

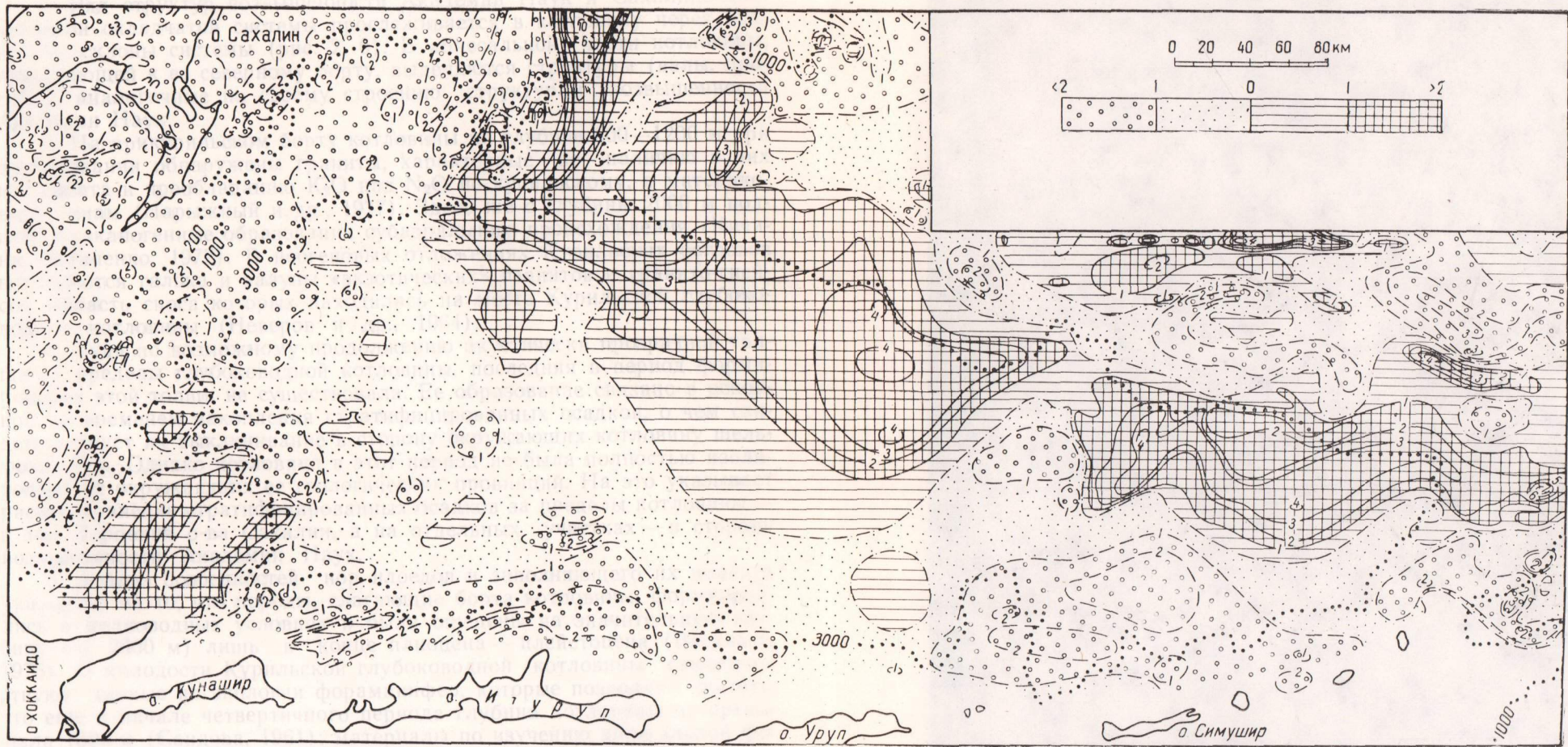


Рис. 5. Карта аномалий магнитного поля (составил М. Л. Красный). Шкала интенсивности в миллиэрстедах.

## Геологическая природа глубоководной котловины и некоторые вопросы истории ее геологического развития

Приведенные в статье как известные ранее, так и новые геофизические и геологические материалы подтверждают высказывавшиеся (Васильев, и др., 1975; Туезов, 1975; Сергеев, 1976; Туезов, 1976; Туезов и др., 1976а, б) представления о новообразованном и наложенном характере Курильской глубоководной котловины, сформировавшейся в результате нескомпенсированного погружения южной части Охотоморской плиты. Об этом говорит следующее.

1. Акустический фундамент глубоководной котловины тесно связан с акустическим фундаментом возвышенности Академии Наук, принадлежащей Охотоморской плите, и также, по-видимому, имеет складчатую природу.

2. Ряд структур возвышенности Академии Наук и Сахалино-Хоккайдской складчатой системы прослеживается в котловину через подводные склоны системы (рис. 2, 6). В абиссальной части котловины, прилегающей к ее северному борту, выделяются структуры (валы, прогибы), аналогичные по своему строению структурам возвышенности Академии Наук.

3. На прикурильском борту котловины на глубине 800—1200 м при драгировании обнаружены граниты, характерные по наличию в них калишпата и преобладанию  $K_2O$  над  $Na_2O$  не курильскому, а материковому типам (Нарыжный и др., 1977). Здесь же с глубины 2000 м подняты вулканогенные образования субаэрального происхождения (Кичина, Остапенко, 1977). В неогеновых отложениях Курильских островов встречаются галька и валуны «экзотических» гранитов и гранито-гнейсов, область сноса которых находилась на месте Курильской глубоководной котловины (Неверов и др., 1964).

4. Судя по возможному продолжению акустически прозрачной толщи за пределы глубоководной котловины, последняя в период формирования этой толщи не существовала. Ее образование связано в основном со временем накопления стратифицированных осадков, о чем свидетельствует их выклинивание в сторону окружающих котловину шельфовых зон. Однако котловина в этот период не была полностью изолирована от окружающих ее геологических провинций. На это указывает распространение стратифицированных осадков за пределы котловины — в зал. Терпения о-ва Сахалин, а на отдельных участках — в сторону возвышенности Академии Наук.

5. Анализ особенностей нор илоедов и заполняющего их цемента указывает на то, что породы, слагающие борта котловины, формировались в мелководных условиях и были опущены на значительную глубину (до 2000 м) лишь в конце плиоцена — плейстоцена (Васильев, 1975). О молодости Курильской глубоководной котловины свидетельствуют: данные по экологии фораминифер, которые позволяют считать, что еще в начале четвертичного периода глубина котловины не превышала 1500 м (Саидова, 1961); материалы по изучению абиссальной фауны Охотского моря (Ушаков, 1950); выклинивание стратифицированных осадков в сторону Курильской островной гряды, что указывает на более позднее их накопление, чем пород, слагающих островную гряду.

6. Непрерывное прослеживание акустического фундамента со стороны возвышенности Академии Наук в глубоководную котловину, а также в пределах последней, говорит, по-видимому, об отсутствии значительных горизонтальных перемещений при ее формировании. Не установлены также разрывы, непосредственно связанные с погружением дна моря в пределах котловины, так как имеющиеся разломы протягиваются не вдоль ее бортов, а вдоль структур, ориентированных, как указывалось, под углом к бортам котловины.

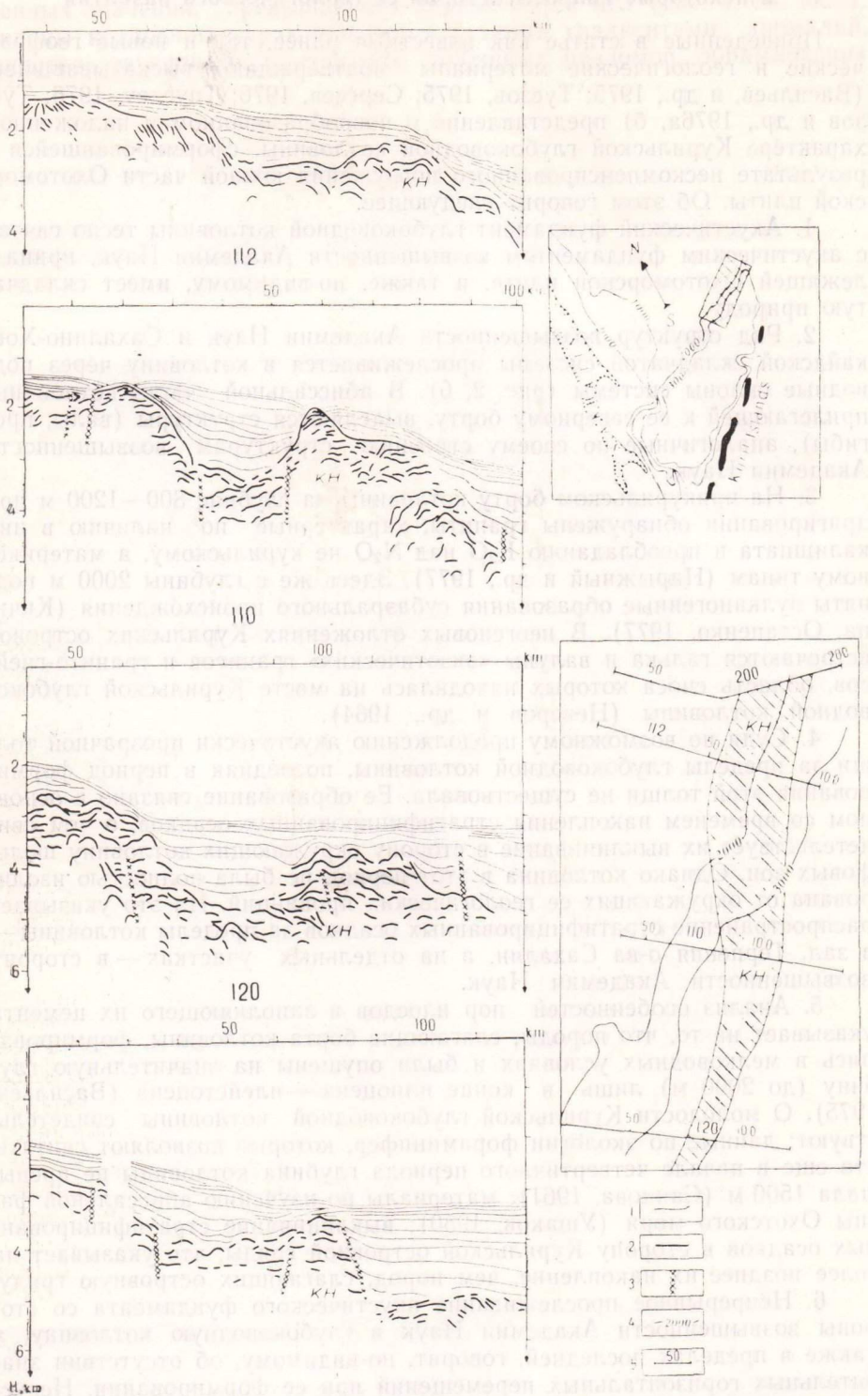


Рис. 6. Сейсмические разрезы вкост вала Хельквиста (составил И. К. Туезов).  
 1, 2 — отражающие границы: 1 — в осадочном чехле, 2 — в акустическом фундаменте; 3 — разломы; 4 — изобаты; 5 — сейсмические профили

## ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Б. И.** Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 899—901.
- Васильев Б. И., Туезов И. К., Егорова М. Г., Подзорова Д. И., Таболякова Л. А., Болдырева В. П.** Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины. — «Сов. геол.», 1975, № 10, с. 59—71.
- Васильковский Н. П.** О направленности геологических процессов в истории Земли. — «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 41—51.
- Веселов О. В., Туезов И. К.** Тепловой поток в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды СахКНИИ, 1972, в. 26, с. 171—180.
- Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Туезов И. К.** Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 107 с.
- Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф.** Результаты изучения подводных вулканов прикурильской части Охотского моря. — 1-й съезд советских океанологов. В. 3. М., «Наука», 1977, 86 с.
- Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А.** Роль краевого эффекта в истолковании гравитационных аномалий в зоне перехода от азиатского континента к Тихому океану. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 4.
- Красный М. Л.** Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды СахКНИИ, 1972, в. 33, с. 272—279.
- Красный М. Л., Соловьев С. Л., Туезов И. К., Шумилов Ю. С.** Комплексные геофизические, геологические и гидрофизические исследования в Охотском море (шестой рейс НИС «Пегас»). — «Океанология», 1975, т. 15, в. 4, с. 757—759.
- Нарыжный В. И., Неверов Ю. Л., Остапенко В. Ф.** Проявления гранитоидного вулканизма на акваториях Охотского моря и прилегающей части Тихого океана. — 1-й съезд советских океанологов. В. 3. М., «Наука», 1977, с. 78.
- Неверов Ю. Л., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф.** Об «экзотических» породах Большой гряды Курильских островов. — «Геол. и геофиз.», 1964, № 5, с. 126—129.
- Саидова Х. М.** Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961, 232 с.
- Сергеев К. Ф.** Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976, 239 с.
- Снеговской С. С.** Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 87 с.
- Соловьев О. Н.** Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги. — Прикладная геофизика. В. 29. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 168—173.
- Строение земной коры в области перехода от азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964, 308 с.
- Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.
- Туезов И. К.** Структура земной коры Охотского и Японского секторов по материалам региональных сейсмических исследований. — Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. (Труды СахКНИИ, в. 33). Южно-Сахалинск, 1972, с. 129—145.
- Туезов И. К.** Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, «Наука», 1975, 232 с.
- Туезов И. К.** Строение осадочного слоя Курильской глубоководной котловины по данным сейсмопрофилирования способом центрального луча. — Геофизические исследования зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1977а, с. 144—148.
- Туезов И. К.** Геологическое строение и геологическая природа Курильской глубоководной котловины Охотского моря. — 1-й съезд советских океанологов. В. 3. Геология морей и океанов. М., «Наука», 1977б, с. 30—31.
- Туезов И. К.** Погребенные и подводные вулканы Курильской глубоководной котловины Охотского моря. — ДАН СССР, 1977в, т. 232, № 1, с. 198—200.
- Туезов И. К., Васильев Б. И., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Попов Е. И.** Геологическое строение и история развития Курильской глубоководной котловины Охотского моря. — 3-й советско-японский симпозиум по геодинамике и вулканизму зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану. В. 1. Новоалександровск, 1976а, с. 40.
- Туезов И. К., Красный М. Л., Куликов А. А.** О продолжении в море Восточно-Сахалинского, Суэнауйского и Тонинно-Анивского антиклинориев о-ва Сахалин. — «Геол. и геофиз.», 1976б, № 3, с. 86—93.
- Ушаков П. В.** Абиссальная фауна Охотского моря. — ДАН СССР, т. 71, № 5, 1950, с. 971—974.
- Soloviev S. L., Tuyesov I. K. and Vasiliev B. I. (Соловьев С. Л., Туезов И. К. и Васильев В. И.).** The Structure and Origin of the Okhotsk and Japan Sea abyssal Depressions according to new Geophysical and Geological data. — «Tectonophysics», 1977, v. 37, p. 153—166.
- Tuyesov I. K. (Туезов И. К.).** On the Geologic Nature of the Okhotsk and Japan Sea Abyssal Depressions. — «Volcanoes and Tectonophore», Tokai Univ. Press, 1976.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОДНОЖИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Б. И. ВАСИЛЬЕВ, М. Л. КРАСНЫЙ, Ю. А. ПАВЛОВ, Е. Н. ПОПОВ,  
С. Л. СОЛОВЬЕВ, А. А. СУВОРОВ, И. К. ТУЕЗОВ

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,  
п. Новоалександровск

### Общие сведения о районе исследования

Рассматриваемый район представляет собой часть Курильской островной дуги, отделяющей мегавпадину Охотского моря от Тихого океана. Эта линейная структура глобального масштаба характеризуется высокой современной тектонической активностью — землетрясениями, вулканизмом и движениями земной коры.

До последнего времени представления о строении южной части Курильской дуги базировались главным образом на результатах изучения островов, так как подводная часть дуги в геологическом отношении была практически не изучена. Отдельные профильные геофизические наблюдения выполнялись в рассматриваемом регионе, начиная с Международного геофизического года (1957—1958 гг.), однако лишь с проведением в последние годы площадных геофизических и геологических исследований (эхолотный промер, магнитометрия, правиметрия, различные модификации сейсмического метода отраженных волн, драгирование и отбор осадков) появилась возможность выяснить геологическое строение подножия южной группы Курильских островов.

По данным ГСЗ (Строение земной коры..., 1964; Суворов, 1975; и др.), в районе выделяются три крупных блока, различающихся по мощности земной коры и характеру слоистости: а) блок субокеанической коры, включающий Курильскую котловину; б) Курильский блок субконтинентальной коры, представленный на поверхности Курильской островной дугой, включая ее шельфы, хребет Витязя и северо-западный склон Курило-Камчатского желоба; в) блок океанической коры, захватывающий юго-восточный борт глубоководного желоба и океаническое плато.

Блок субокеанической коры в приостровной части имеет мощность 14—16 км, к центру Курильской котловины мощность коры уменьшается до 9 км. Разрез представлен четырьмя толщами: рыхлые осадки (мощность 2,0—4,0 км, средняя скорость 1,7 км/с); уплотненные осадочно-вулканогенные образования (4,0 км; пластовая скорость 3,0—4,0 км/с); консолидированная кора ( $h=6,0$ —10,0 км,  $v=6,7$  км/с); верхняя мантия ( $v=7,8$ —8,0 км/с).

Сочленение этого блока с Курильским имеет сложный характер. Тектонический разлом, предполагаемый здесь по наличию гравитационной ступени, в сейсмических данных не отражается. Его можно выделить лишь по нарушению стыковки сейсмических границ.

Курильский блок субконтинентальной земной коры имеет мощность около 25 км. Разломная зона, проходящая с океанской стороны островной дуги, разделяет верхнюю часть разреза на две не сходные друг с другом части.

В районе гряды самая верхняя часть разреза состоит из плотных, видимо вулканогенных, отложений со средней скоростью 4,2 км/с и мощностью до 3,0 км, перекрытых рыхлыми осадками ( $h=3,0$  км,  $v=1,7$  км/с). Вулканогенные осадки подстилаются первым слоем консолидированной коры ( $v=6,2$  км/с), однако резкой границы между ним и вышележащей толщей не отмечено ввиду малой детальности сейсмических наблюдений. Второй слой консолидированной коры ( $v=6,7$  км/с,  $h=10-13$  км) залегает на кровле верхней мантии, граничная скорость в которой  $v=7,8-8,0$  км/с.

Разрез земной коры Курильского блока в районе шельфа и берегового склона представлен наиболее полной последовательностью слоев. Здесь рыхлые осадки ( $h=1,0-3,0$  км,  $v=2,0$  км/с) залегают на плотных вулканогенных породах ( $h=2,0-6,0$  км,  $v=5,0$  км/с), подстилаемых первым слоем консолидированной коры ( $h=10,0-6,0$  км,  $v=6,0$  км/с), ниже которого идет второй слой консолидированной коры ( $h=12,0$  км,  $v=6,5$  км/с) и далее — верхняя мантия с  $v=8,0 \pm 0,2$  км/с.

Блок океанической коры имеет наиболее простой резерв. При мощности 5—8 км он состоит из двух слоев: осадочного со скоростью  $v=1,8-2,0$  км/с и  $h=1$  км и высокоскоростного слоя с  $v=6,6$  км/с. Граничная скорость на подошве земной коры в этом блоке  $v=7,9-8,9$  км/с.

Район исследований характеризуется чередованием линейно-вытянутых поднятий и прогибов в кровле консолидированной коры. Амплитуда их в основном не превышает 2 км, только к востоку от ю-ва Итуруп имеется локальный участок, где мощность осадочно-вулканогенного комплекса не превышает 6 км, а глубина океана достигает 9 км.

Строение литосферы в районе исследований (Суворов, 1975) подтверждает ее блоковый характер, описанный выше.

**Сейсмичность.** Южная группа Курильских островов со смежными участками Охотского моря и Тихого океана принадлежит к самой сейсмоактивной в СССР Курило-Камчатской зоне. На южном фланге зоны наблюдаются землетрясения от самых слабых до катастрофических, происходящих в большом диапазоне глубин — от 0 до 630 км. При этом отмечается закономерное увеличение глубин в направлении с востока на запад. Сейсмическая активность в целом снижается с юго-запада на северо-восток.

К зоне максимальной десятибалльной сейсмичности относится Малая Курильская гряда. Зона девятибалльной сейсмичности охватывает острова Большой Курильской гряды и Южно-Курильский прогиб.

**Рельеф** района представлен двумя островными грядами — Большой и Малой, разделенными мелководным Южно-Курильским проливом. Подножие дуги образуют склоны Курильской котловины и Курило-Камчатского желоба.

Верхняя часть склона Курило-Камчатского желоба в пределах рассматриваемого района представляет собой подводное плато шириной 50—70 км, полого наклоненное на юго-восток, к оси желоба, и на северо-восток, к проливу Буссоль. Это единая поверхность, представляющая собой погруженный шельф, о чем свидетельствует наличие на ней валунно-галечникового материала и отмерших бентосных организмов, характерных для малых глубин. Плато пологим ( $5-10^\circ$ ) склоном спускается к широкой (30—40 км) ступени, располагающейся на глубине 2000—3000 м, ровная или слабоогнутая поверхность которой с юго-востока ограничена пологим поднятием, параллельным оси желоба. Ниже располагается еще одна ступень (5000—7000 м) шириной 20—30 км, склон которой спускается к оси желоба.

Северо-западный (Охотоморский) склон дуги более крутой (до  $15^\circ$ ) и расчлененный. На нем имеются конические и плосковерхие горы, представляющие собой затопленные вулканы, а также отдельные корот-

кие подводные хребты и долины. Ступенчатости в рельефе Охотоморского склона не наблюдается.

*Аномальное магнитное поле* Курильской гряды в региональном плане характеризуется четко выраженным асимметричным строением (рис. 1). Северо-западный склон Курило-Камчатского желоба характеризуется наличием региональной Восточно-Курильской аномалии, горизонтальные размеры которой достигают 150 км, а интенсивность составляет 300—400 гамм.

Охотоморский склон Большой Курильской гряды представлен отрицательным полем, интенсивность которого местами достигает 400 гамм.

Область, расположенная между Большой и Малой Курильскими грядами, в целом характеризуется отрицательным полем, на фоне которого отмечаются положительные линейные аномалии и районы интенсивных знакопеременных дифференцированных полей.

Генеральное простирание основных элементов магнитного поля северо-восточное, в то же время некоторые элементы имеют четкое северо-западное и субмеридиональное простирание.

Природа Восточно-Курильской региональной аномалии описана ранее (Кочергин и др., 1972) и объясняется возможным влиянием базальтового слоя земной коры.

Зона интенсивного дифференцированного поля (с горизонтальными градиентами до сотен гамм на 1 км), расположенная на подводном северо-восточном продолжении Малой Курильской гряды (хребет Витязя), связана, по всей вероятности, с Шикотанским интрузивным комплексом, границы распространения которого под водной толщей могут быть оконтурены достаточно четко (Косыгин, Павлов, 1975).

Срединно-Курильскому прогибу отвечает зона пониженных значений поля, природа которого связана, видимо, с большой мощностью осадочных образований, слагающих прогиб и обладающих малой величиной магнитной восприимчивости. Отмечаются смещения зоны отрицательного поля по простиранию. Наиболее четко это выражается в районе прол. Екатерины, что подтверждает предположение о наличии крупных нарушений, ориентированных вкрест простирания островной дуги.

Северо-западный борт прогиба выражен зоной градиентных аномалий, большей частью имеющих отрицательные значения. Поперечные размеры аномалий не превышают 5 км.

С приближением к островам Большой Курильской гряды появляются локальные аномалии с перепадами интенсивности до 1000 гамм и более с большими горизонтальными градиентами, например, в проливах Екатерины и Фриза, в зал. Простор и на траверзе п-ова Медвежий (о-в Итуруп). Характер наблюдаемого поля по аналогии с островной сушей дает основание предполагать его связь с вулканогенными образованиями верхнего структурного яруса.

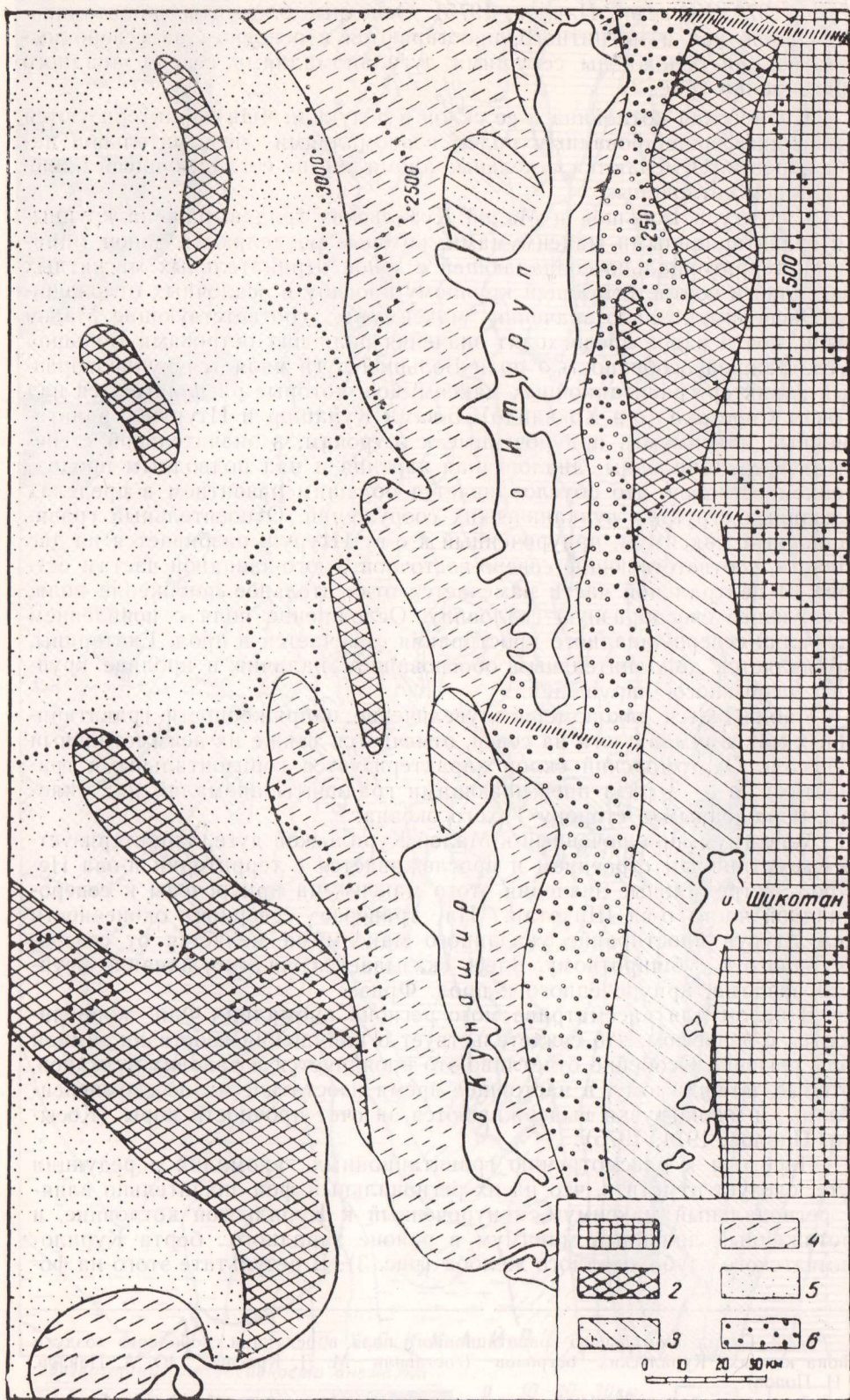
*Аномальное гравитационное поле* как в редукции Фая, так и в редукции Буге для рассматриваемого региона характеризуется чрезвы-

---

Рис. 1. Схема районирования аномального магнитного поля района южных Курильских островов (составил М. Л. Красный).

1 — область распространения интенсивной положительной Восточно-Курильской региональной аномалии; 2 — область линейных положительных аномалий интенсивностью от 150 до 400 гамм; 3 — область знакопеременных, дифференцированных полей с высокими горизонтальными градиентами (перепады в амплитуде до 1000 гамм и более); 4 — область дифференцированных аномалий второго порядка, лежащих в области отрицательных значений; 5 — область слабодифференцированного отрицательного поля интенсивностью 100—150 гамм; 6 — область глубоких отрицательных депрессий интенсивностью 200—300 гамм





чайной сложностью и контрастностью (Павлов и др., 1972; Гайнанов и др., 1974; Косыгин, Павлов, 1975). Основные элементы гравитационного поля, как и магнитного, простираются в основном на северо-восток, но они осложнены секущими дугу аномалиями северо-западного простираения (рис. 2).

Курильская котловина и ее склон в редукции Фая характеризуются слабо дифференцированным полем с аномалиями незначительной интенсивности. Отмечаются отдельные аномалии, не согласующиеся с простираением котловины.

Структура Большой и Малой Курильских гряд выражена крупными гравитационными максимумами, которые разделяются зоной минимума, территориально совпадающей с зоной отрицательных магнитных аномалий и соответствующей крупному прогибу в осадочных отложениях. Экспериментально значения максимума, соответствующие Малой гряде, почти вдвое превосходят значения поля над островами Большой дуги. Важной особенностью поля Большой дуги является кулисообразный характер гравитационных максимумов, которые располагаются над п-овом Сиретоко (о-в Хоккайдо), о-вами Кунашир и Итуруп. Гравитационные максимумы, приуроченные к островам, в значительной степени дифференцированы; аналогичная картина и над подводным продолжением островов, что обуславливается большим развитием в пределах указанных структур вулканических сооружений. Относительный гравитационный максимум, приуроченный к о-ву Итуруп, разбивается на две области, соответствующие северо-восточной и юго-западной частям острова. В центральной части намечается относительное понижение поля, образующее своеобразную седловину. Осложнение поля с появлением аномалий северо-западного простираения отмечается в прол. Екатерины, что является дополнительным обоснованием наличия в проливе крупного разрывного нарушения.

Наблюдается закономерное увеличение напряженности гравитационных максимумов с юга на север, отмечается также их асимметричный характер. Охотоморский склон характеризуется горизонтальными градиентами, в 3—4 раза превышающими градиенты аномалий над склоном, обращенным в сторону Тихого океана.

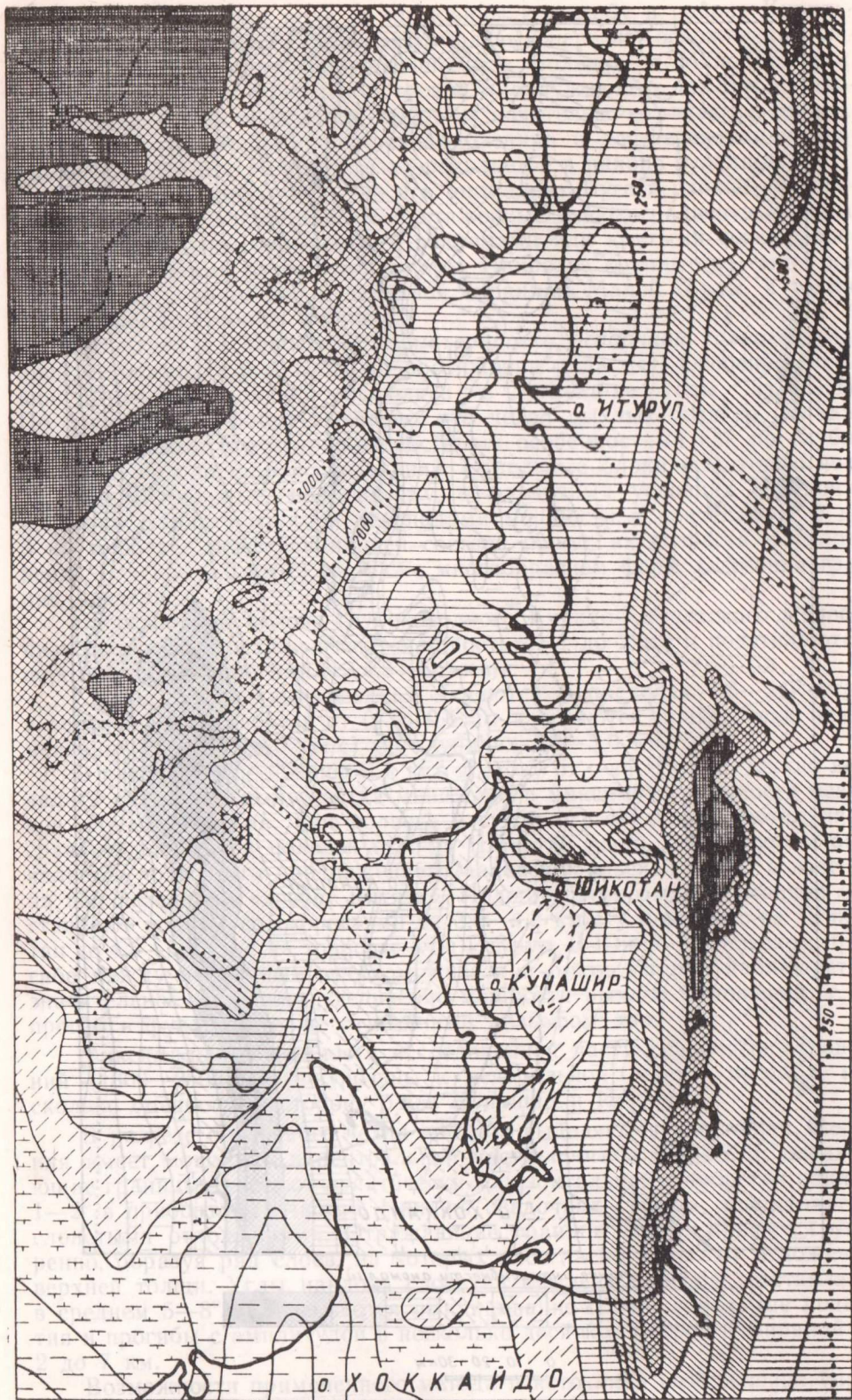
Максимум, приуроченный к Малой Курильской дуге, характеризуется симметричным строением и прослеживается с территории п-ова Немуро. Экстремальные значения этого максимума приурочены к северо-западной части о-ва Шикотан. На траверсе северной оконечности о-ва Итуруп простираение указанного максимума меняется от северо-восточного к субширотному. Здесь сказывается, видимо, влияние крупного разлома, приуроченного к прол. Фриза.

В целом для рассматриваемого региона аномалии Фая коррелируются с рельефом, что свидетельствует о нарушении изостазии земной коры региона. Особенно отчетливо это проявляется в районах вулканов, которые, по-видимому, в настоящее время изостатически не скомпенсированы, и их нагрузки выдерживаются за счет прочности коры (Косыгин, Павлов, 1974, 1975).

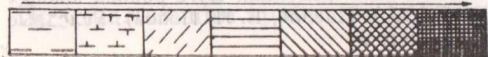
Переходя к рассмотрению гравитационных аномалий в редукции Буге, следует отметить, что на их региональный фон значительно влияет региональный максимум, приуроченный к Курильской котловине, и протяженный линейный минимум в районе западного борта Курило-Камчатского глубоководного желоба (рис. 3). В результате этого на фо-

Рис. 2. Схема аномального гравитационного поля в редукции свободного воздуха района южных Курильских островов (составили М. Л. Красный, Ю. А. Павлов, Е. И. Попов).

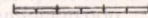
1 — контуры дополнительной градации интенсивности аномалий; 2 — изобаты, м



Возрастание интенсивности аномалий



0 10 20 30 км



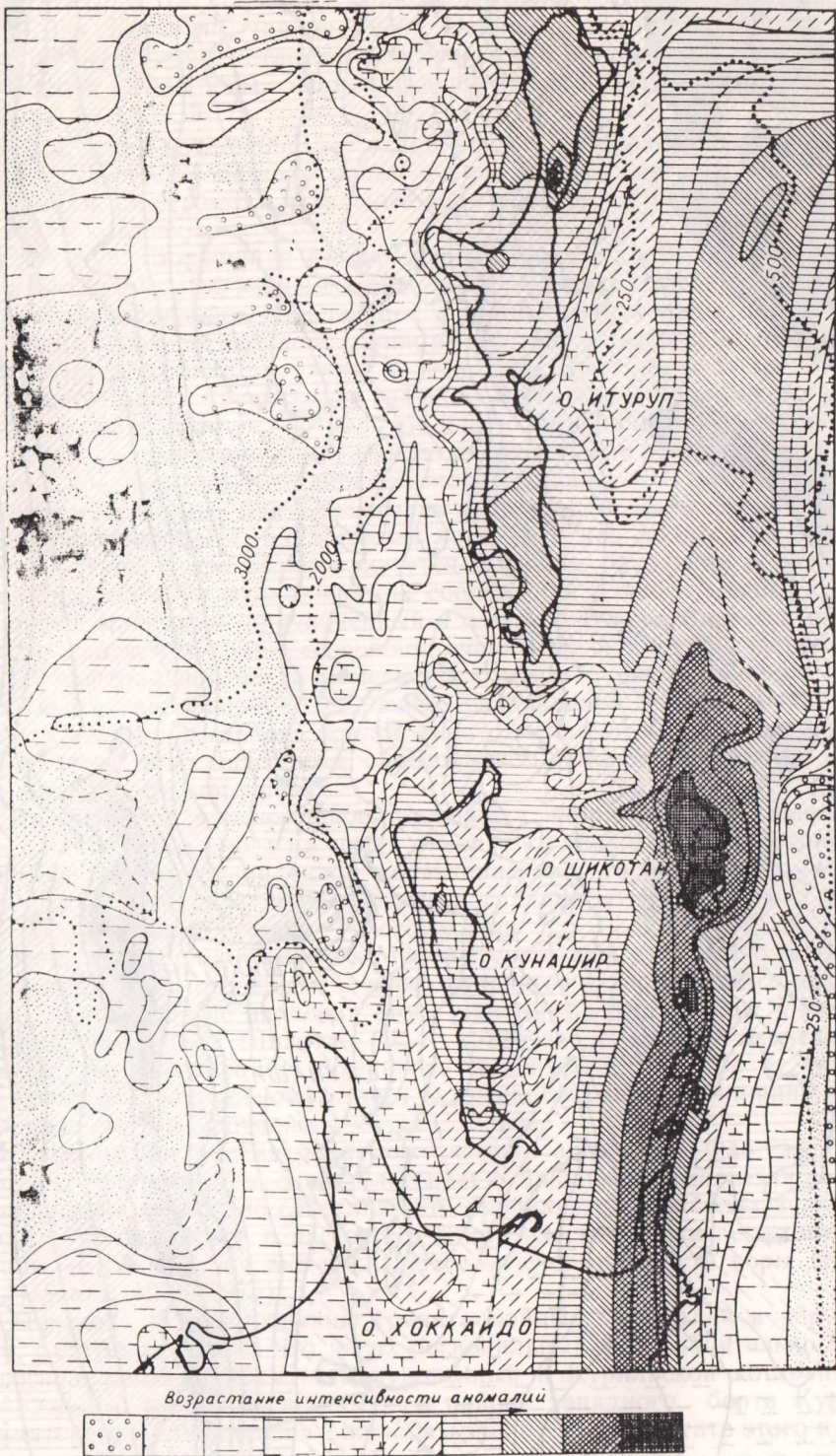


Рис. 3. Схема аномального гравитационного поля в редукции Буге района южных Курильских островов (составили М. Л. Красный, Ю. А. Павлов, Е. И. Попов). Условные обозначения см. на рис. 2

не общего понижения поля от котловины к желобу в районе Курильской гряды имеет место ступенчатообразный перегиб, осложненный линейными максимумами, приуроченными к Большой и Малой грядкам. Непосредственно в пределах островов и окружающих акваторий аномалии Буге вследствие малых высот незначительно отличаются от аномалий Фая. Наиболее существенная разница в дифференциации аномальных полей в этих редуциях проявляется в районе вулканов.

Как в аномалиях Фая, так и в аномалиях Буге в районе исследований широко распространены протяженные высокоградиентные зоны, связанные, по всей видимости, с разломами или крутыми флексуорообразными изгибами слоев земной коры. Наиболее крупные из таких зон приурочены к восточной и западной окраинам Малой гряды, а также к проливам Екатерины и Фриза.

*Структура и скоростные характеристики осадочной толщи* изучались методами ГСЗ и НСП на протяжении ряда лет. Особенно большой объем исследований выполнен в последние годы СахКНИИ. По совокупности работ выявлено, что чехол рыхлых осадков обладает изменчивыми структурно-скоростными особенностями как по глубине, так и по площади исследований. Отдельные блоки осадочного чехла, сформированные, по-видимому, в различных условиях осадконакопления, характеризуются перепадами мощности в пределах от 0 до 3 км и более, дифференциацией состава пород, их возраста и уплотнения ( $v=1,5-3,0$  км/с), а также многообразием форм залегания границ раздела.

На островном склоне глубоководного Курило-Камчатского желоба низкоскоростные осадки имеют мощность от 1 до 2 км и подстилаются породами со скоростями  $v=4,8-5,2$  км/с.

Скорости в рыхлых осадках меняются в пределах 1,6—2,0 км/с, в верхней части разреза от 0 до 0,8 км и остаются практически неизменными (около 2,0 км/с) на глубинах 1,0—3,0 км.

В районе, расположенном к юго-востоку от о-ва Итуруп, можно выделить два локальных участка минимума и максимума мощности осадков. Зона минимума, или полного отсутствия осадков, протянулась сравнительно узкой полосой от о-ва Шикотан вдоль о-ва Итуруп; она является подводным продолжением Малой Курильской гряды и известна под названием «хребет Витязя». Подошву этих рыхлых осадков составляют породы со скоростями от 3,6—4,2 км/с у берегов о-ва Шикотан до 4,5—5,0 км/с на траверзе о-ва Итуруп. В Южно-Курильском прогибе между подводным хребтом Витязя и о-вом Итуруп наблюдается значительное (до 3 км) увеличение мощности рыхлых отложений, т. е. прогиб в фундаменте, не отмеченный рельефом дна.

Максимальные мощности исследованной части осадочных отложений (1800—2500 м) приурочены к центральной части прогиба, несколько смещаясь в сторону о-вов Кунашир и Итуруп.

В разрезе осадочного чехла прогиба выделяются две толщи. Верхняя имеет мощность в центральной части прогиба 70—80 м; отражающие границы залегают практически горизонтально, приобретая наклон 1—2° в прибортовых частях. Нижняя осадочная толща представлена слоистыми отложениями. Отражающие границы прослеживаются уверенно, образуя ряд слоев, на которых несогласно залегают отложения верхней толщи. Углы наклона слоев на крыльях прогиба составляют в среднем 5—8°. Наблюдаются выклинивание слоев, локальные поднятия и прогибы с амплитудой в несколько десятков метров и шириной от 2 до 7 км.

Возможности примененного метода и источника возбуждения упругих колебаний не позволили проследить подошву осадочных отложений. По отражающим границам, которые в краевых частях прогиба выходят

на поверхность дна или находятся на незначительной глубине, выделен условный сейсмический горизонт. Максимальные мощности верхней части нижней толщи составляют 1000—1200 м на юге и 2000 м и более — на траверзе о-ва Итуруп.

Увеличение наклона слоев с глубиной может указывать на продолжительный характер прогибания этого района в течение накопления осадков. В настоящее время прогиб полностью компенсирован осадочными отложениями, что, вероятно, может быть связано с затуханием процессов, вызывающих прогибание (Снеговской, 1974).

Общая мощность осадочных отложений на траверзе зал. Касатка (о-в Итуруп) оценивается в 2,5—3,0 км. По данным ГСЗ (Суворов, 1975), на профиле ГСЗ 23 подошвой слоя со средней скоростью 2,2—2,6 км/с служит преломляющая граница со скоростью 5,8 км/с. Максимальная глубина ее достигает 3,5 км. На профиле ГСЗ 1—0 поверхность слоя с граничной скоростью 6,3 км/с находится на глубине 4—5 км.

С охотоморской стороны островной дуги мощность осадков постепенно возрастает от 0,5 км у берегов до 3,0 км в Курильской котловине. Осадочный слой залегает у островов на породах с  $v=3,6—5,0$  км/с, а в котловине — на породах с  $v=6,6—7,2$  км/с. Основными чертами сейсмических разрезов являются большое разнообразие сейсмогеологических условий, наличие двух (или более) комплексов геологических образований, крутые углы наклона отражающих границ. Подводный склон островов осложнен выступами, изрезан продольными углублениями. Крутизна склонов достигает 15—20°. На некоторых участках склона отражающие границы глубже дна моря не обнаруживаются.

Иной характер структуры осадочной толщи наблюдается в нижней части склонов, примыкающих к Курильской котловине. Там прослеживается большое число интенсивных отражающих границ, во многих чертах напоминающих сейсмические разрезы с океанической стороны островов.

С приближением к островам мощность слоистой толщи уменьшается, отмечается проявление складчатости в осадках, а затем выклинивание слоев. Характер примыкания осадочных слоев к захороненным ими склонам островов свидетельствует о сравнительной молодости слоистых осадков Курильской котловины по сравнению с породами, слагающими эти склоны.

Складчатость в осадках обнаруживается на участках протяженностью около 25 км и проявляется в образовании двух антиклинальных прогибов, выраженных в рельефе морского дна. Углы наклона на крыльях по верхним горизонтам составляют 3—5°, по нижним — 20—25°. Прогиб между антиклинальными поднятиями заполнен относительно более молодыми осадками, мощность которых увеличивается в несколько раз по сравнению с прилегающими участками. Характер изменения структурных элементов с глубиной свидетельствует об унаследованности тектонических движений, являющихся причиной образования складок. Очевидно, эти движения связаны с процессами развития островной дуги, так как с удалением от островов их следы полностью исчезают.

*Геологическое строение.* Геолого-геофизические работы, выполненные на акватории юго-западной части Курильской дуги, позволили существенно уточнить представления о ее строении (рис. 4).

Так, к северо-востоку от Малой Курильской дуги выявлено ядро линейной антиклинали, к северо-западу от которой располагается синклиналь, выполненная неогеновыми отложениями. Ось синклинали примерно совпадает с осью Южно-Курильского пролива. Вулканогенные

постройки о-вов Большой Курильской гряды расположены на северо-западном крыле этой синклинали, будучи приурочены к зоне разлома.

Малокурильская антиклиналь захватывает о-ва Малой Курильской гряды, прослеживаясь далее в северо-восточном направлении до прол. Буссоль. В ядре антиклинали узкой (5—15 км) полосой обнажаются очень плотные сейсмические «непрозрачные» породы, кровля которых прослеживается жесткой отражающей поверхностью, дающей до шести кратных отражений.

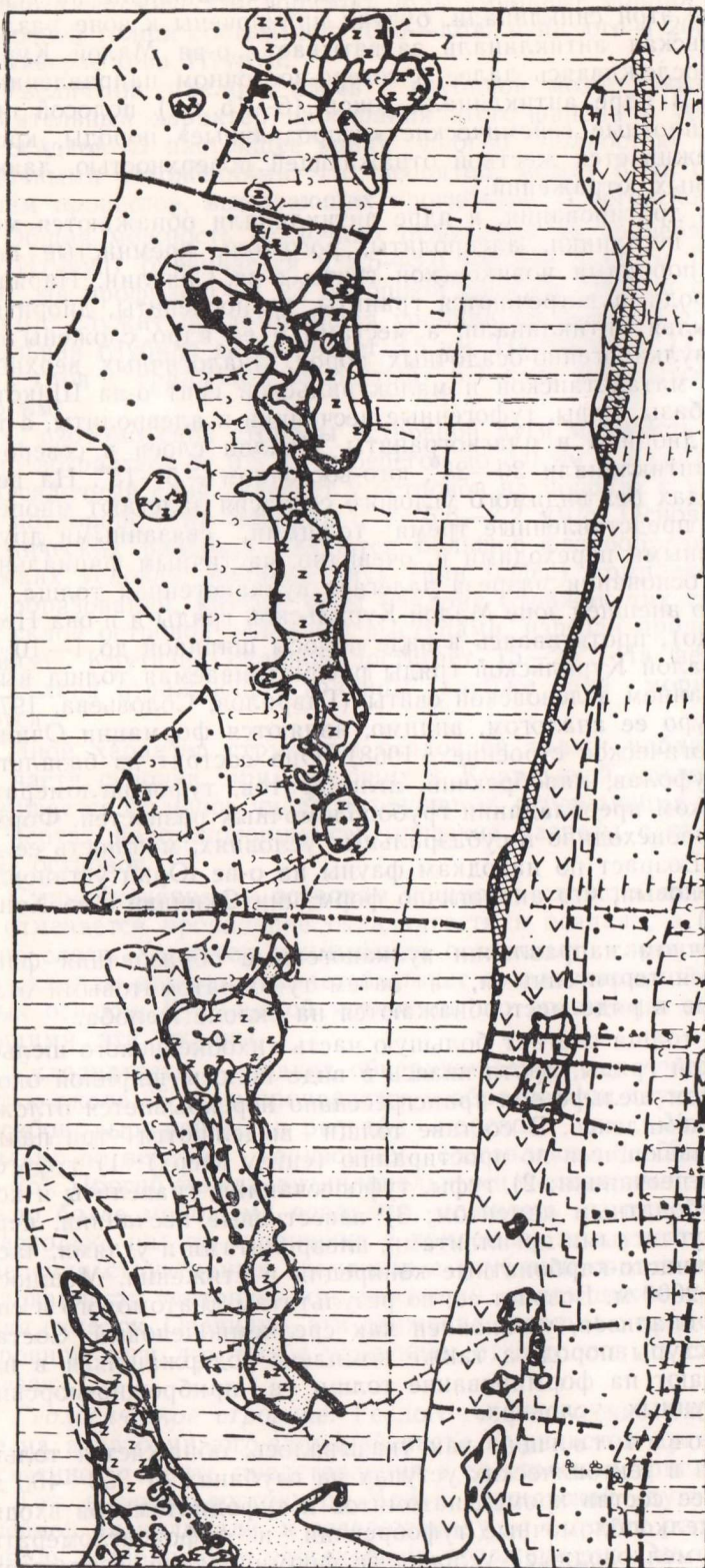
По данным драгирования, в ядре антиклинали обнажаются метаморфизованные песчаники, алевролиты, роговики, кремнистые породы, сходные с породами новиковской свиты о-ва Сахалин. Наряду с осадочными породами встречаются граниты, праносиениты, диориты и габброиды. Крылья антиклинали, а местами и ее ядро сложены слоистой толщей вулканогенно-осадочных пород, аналогичных верхнемеловым породам матакотанской и малокурильской свит о-ва Шикотан: порфириты, диабазы, туфы, туфогенные песчаники и алевролиты, а также габброиды, диориты и плагиограниты. Наклон слоев в северо-западном крыле антиклинали 20—25°, юго-восточном — 5—15°. На верхнемеловых породах без видимого углового согласия залегают миоценовые отложения, представленные тремя толщами, связанными друг с другом постепенными переходами и, очевидно, частичным фациальным замещением. В основании разреза залегает вулканогенная толща, которая развита во внешней зоне Малой Курильской гряды и п-ова Немуро (о-в Хоккайдо), протягиваясь в виде полосы шириной до 1—10 км.

На о-вах Малой Курильской гряды рассматриваемая толща выделяется под названием зеленцовской свиты (Гаврилов, Соловьева, 1975), а на п-ове Немуро ее аналогом, видимо, являются формации Очииси и Юрури (Геологическое строение..., 1968). Она состоит из базальтов, андезитов, их туфолав, лавобрекчий, агломератов, туфоконгломератов и туфов при резком преобладании грубообломочных разностей. Формирование толщи происходило в субаэральных условиях, мощность ее достигает 1600 м. Возраст по находкам фауны на о-ве Юрий установлен как среднемиоценовый, что аналогично формации Окинава о-ва Хонсю (Васильев, 1974).

В юго-восточном направлении вулканогенные образования фациально замещаются терригенными, а затем туфодиадомитовыми отложениями, которые в ряде мест обнажаются на склоне желоба.

Терригенная толща слагает большую часть тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды, протягиваясь в виде полосы шириной около 20 км. На внешнем шельфе она трансгрессивно перекрывается отложениями среднего комплекса. В составе толщи выделяются три пачки, хорошо прослеживающиеся по простирацию (снизу вверх): 1) туфогенные аргиллиты и песчаники; 2) туфы, туфопесчаники, гравелиты и конгломераты с карбонатным цементом; 3) известковые песчаники, переслаивающиеся с углистыми аргиллитами, алевролитами и углями, часто встречаются кремнисто-карбонатные конкреции и стяжения. Мощность толщи достигает 2000 м. Возраст ее, по результатам диатомового и спорово-пыльцевого анализов, установлен как среднемиоценовый. Состав, структуры и текстуры пород, а также комплекс содержащихся в них диатомей указывают на формирование толщи в прибрежно-морских, временами — лагунных условиях.

Диатомитовая толща, как указывалось, обнажается только на склоне желоба в тектонических уступах на глубинах от 350—400 до 2000—2500 м. В ее состав кроме диатомитов и туфодиадомитов входят туфопесчаники, мелкообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты, указывающие на мелководные условия ее формирования, а комплекс диатомей, по заключению В. П. Болдыревой, характерен для самых



- 1 [Stippled pattern]
- 2 [Z Z Z Z Z Z]
- 3 [Horizontal dashed line]
- 4 [Horizontal solid line with 'c' below]
- 5 [Diagonal dashed line]
- 6 [Dotted pattern]
- 7 [L L]
- 8 [^ ^]
- 9 [-Δ-Δ-]
- 10 [V V]
- 11 [Cross-hatched pattern]
- 12 [+]
- 13 [X X]
- 14 [Solid line]
- 15 [Dashed line]
- 16 [Dotted line]
- 17 [Line with 'x' symbol]
- 18 [Line with 'g' symbol]
- 19 [Line with 'r' symbol]



низов миоцена и, возможно, олигоцена. В некоторых образцах присутствует значительное количество диатомей верхнемелового возраста подстилающих пород, слагающих выступы фундамента.

В Южно-Курильском прогибе, по данным драгирования, нижняя осадочная толща представлена туфогенными алевролитами, туфами, туффитами и туфодиатомитами. Эти породы резко несогласно перекрывают более древние образования, включая отложения среднего миоцена, и отличаются от последних меньшей крепостью, меньшим размером частиц и лучшей сортировкой, повсеместным присутствием морских диатомей, фораминифер, радиолярий, спикул губок и зерен глаукопита. Иногда встречаются тонкостенные раковины пелеципод. Среди туфогенно-осадочных пород местами присутствуют базальты, видимо слагающие внутриформационные покровы, а также прослои мелкообломочных пемзовых брекчий и туфогенных конгломерато-брекчий. Мощность толщи достигает 500 м, а возраст, по многочисленным определениям диатомовых и спорово-пыльцевых комплексов, выполненных В. П. Болдыревой и Л. А. Таболяковой, установлен как поздний миоцен — ранний плиоцен.

Чрезвычайно характерно, что поверхность глыб описываемых пород, обнажающихся на морском дне, повсеместно пронизана густой сетью ископаемых пор и ходов беспозвоночных животных диаметром до 3—5 см; стенки их часто покрыты железомарганцевыми корочками, а сами поры заполнены плотным алевритом. Количество пор местами достигает 50—60% от общего объема породы. По заключению Р. Ф. Геккера, некоторые крупные поры принадлежат ракообразным, известным как обитатели литорали и сублиторали (Васильев, 1974).

Верхняя толща трансгрессивно перекрывает все более древние отложения. Нижняя ее часть сложена серыми и зеленовато-серыми плотными алевритами с рассеянной галькой и гравием. Алевриты имеют тот же состав, что и породы туфодиатомитовой толщи, за счет размыва которых они образовались, но лучше отсортированы, содержат большое количество материала и остатков морских организмов. В комплексе диатомей преобладают неретические арктические и бореально-арктические, реже — океанические виды. Возраст комплекса, по заключению В. П. Болдыревой, — самый конец плиоцена — плейстоцен. Такой же

---

*Рис. 4. Схематическая геологическая карта юго-западной части Курильской островной дуги (составил Б. И. Васильев).*

1 — четвертичные аллювиальные и аллювиально-морские пески, суглинки, галечники (на островах); 2 — четвертичные базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии; 3 — верхний плиоцен — плейстоцен: плотные алевриты с рассеянной галькой, диатомовые илы, уплотненные пески, галечники; 4, 5 — верхний миоцен — нижний плиоцен: 4 — туфодиатомиты, туфоаледриты, пемзовые брекчии, туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники; 5 — андезиты, дациты, риолиты, их туфы, туфолавы и лавобрекчии; 6 — средний миоцен: песчаники, алевролиты, конгломераты, прослои углистых аргиллитов и углей, местами — андезиты, дациты, их туфы и туфобрекчии; 7, 8 — нижний — средний миоцен: 7 — андезиты, базальты, их туфы и туфобрекчии, прослои и линзы туфогенно-осадочных пород; 8 — пропилитизированные туфы среднего и кислого состава («зеленые туфы»), андезиты, базальты, гидротермально измененные осадочные породы; 9 — олигоцен (?) — нижний миоцен: туфодиатомиты, туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты; 10 — верхний мел: туфоконгломераты, туфобрекчии, туфолавы основного и среднего состава; туфы, туфогенные песчаники и алевролиты; 11 — доверхнемеловые образования: метаморфизованные песчаники, алевролиты, глинистые и углито-глинистые сланцы, роговики, зеленокаменно измененные эффузивы основного состава, кремнистые породы; 12 — миоценовый интрузивный комплекс: диориты, плагиограниты, габброиды; 13 — верхнемеловой интрузивный комплекс: габброиды, трахидолериты, трахибазальты; 14 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 15 — разломы; 16 — оси структур: а — синклинальных, б — антиклинальных; 17 — направление падения слоев (по данным НСП); 18 — палеонтологические определения: а — по микрофауне, спорово-пыльцевым и диатомовым комплексам, б — по макрофауне; 19 — геологические станции

возраст установлен Л. А. Таболяковой и по спорово-пыльцевому комплексу, который отражает растительные ассоциации хвойного леса умеренно холодных климатических условий.

Голоценовые осадки спорадически встречаются на шельфе и на склоне, где заполняют понижения среди коренных пород. На шельфе они представлены илистыми песками с гравием и галькой, на склоне — в основном алевритами и алевролитами с гнездами вулканического пепла. Почти повсеместно в осадках присутствуют галька и гравий, представленные самыми разнообразными породами, в том числе гранитами, кристаллическими сланцами, роговиками, кварцитами и др.

Острова и охотоморский склон Большой Курильской гряды сложены в основном неогеновыми и четвертичными вулканогенно-осадочными отложениями, образующими пять горизонтов, разделяемых несогласиями.

К нижнему миоцену условно относятся породы кунаширской свиты и ее аналогов, представленные пропилитизированными кислыми туфами («зеленые туфы»), туфобрекчиями, лавами и лавобрекчиями андезито-базальтового состава, гидротермально измененными осадочными породами. Мощность 1500—2700 м. Возраст фаунистически не обоснован и определяется условно по аналогии с формацией «зеленых туфов» Японии.

Средний миоцен (ловцовская свита и ее аналоги) представлен в основном туфогенно-осадочными породами: песчаниками, алевролитами, диатомитами, реже гравелитами и конгломератами. На о-ве Кунашир преобладают вулканогенные образования андезито-дацитового состава. Мощность 1200—1600 м.

Миоцен — плиоцен (алекинская свита и ее аналоги) сложен преимущественно вулканогенно-осадочными породами: туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфодиатомитами, опоками и др. Мощность от 1000 до 2400 м.

Средний — верхний плиоцен (головнинская свита и ее аналоги) образован нелитифицированными грубообломочными прибрежно-морскими и лагуно-континентальными вулканогенно-осадочными отложениями — шаровыми лавами базальтов, лавобрекчиями, туфами, туфобрекчиями, пемзовыми песками и галечниками с прослоями глин и алевролитов. Мощность 450—1000 м.

Четвертичные образования представлены мощными вулканическими постройками, состоящими из андезитовых и базальтовых лав, лавобрекчий, шлаков, пепла, мощность которых достигает 1000—1500 м, а также морскими и аллювиальными отложениями, слагающими серию террас.

### Обсуждение результатов

Приведенные новые данные о строении земной коры района исследований в совокупности свидетельствуют в пользу сравнительно недавнего образования современной структуры Курильской островной дуги, заложившейся на структурах континентального типа и развившейся в результате преобладающих вертикальных движений земной коры. Мелководный характер отложений (включая плиоцен), развитых на склонах дуги, указывает на то, что в период их формирования глубоководных впадин не было. Мелкое море занимало большую часть современных островов. Мелководные условия сохранились до конца плиоцена. На середину плиоцена приходится перерыв в осадконакоплении. В это время большая часть района представляла собой зону литорали и сублиторали, где на поверхности слаболитифицированных неогеновых осадков развивались беспозвоночные животные, оставив-

шие после себя многочисленные норы и ходы. В конце плиоцена началось углубление дна Охотского моря и Курило-Камчатского желоба, выразившееся в флексуобразном прогибании дна с блоковыми движениями по протяженным разломам северо-восточного простирания. Последнее привело к формированию тектонических ступеней на склоне Курило-Камчатского желоба, в уступах которых местами обнажаются докайнозойские породы. С углублением дна моря в плейстоцене на выполненных участках склонов возобновилась седиментация, в результате которой сформировалась алевритовая толща.

В настоящее время процесс углубления Курило-Камчатского желоба и Курильской котловины продолжается. Одновременно происходит поднятие Курильских островов, флексирующееся серией террас.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Б. И.** О геологическом строении тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды. — ДАН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 165—168.
- Васильев Б. И.** Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 899—901.
- Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.** Вулканоогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий малых и больших Курил. Новосибирск, «Наука», 1973, 149 с.
- Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Туезов И. К.** Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 108 с.
- Геология СССР. Т. 31. М., «Недра», 1964, 733 с.
- Геологическое строение Японских островов. М., «Мир», 1968, 709 с.
- Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А.** Гравитационные аномалии и их связь со строением земной коры в районе южных Курильских островов. — Структурный анализ дислокации. Хабаровск, 1974, с. 186—197.
- Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А.** Геологическая природа гравитационного поля южной части Курильской островной дуги. — ДАН СССР, 1975, т. 220, № 3, с. 672—675.
- Кочергин Е. В., Красный М. Л., Соловьев О. А., Туезов И. К.** Связь трансформированного в верхнее полупространство аномального магнитного поля с тектоническим строением Охотско-Курильского региона. — Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1972, с. 105—113.
- Минаев Ю. И., Суворов А. А., Алексеев Б. В.** Строение осадочного чехла в Курило-Японском глубоководном желобе по данным МОВ. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 2, с. 113—117.
- Павлов Ю. А., Сычев П. М., Туезов И. К., Гайнанов А. Г., Строев П. А.** Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. — Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972, с. 43—50.
- Снеговской С. С.** Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 87 с.
- Суворов А. А.** Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, «Наука», 1975, 102 с.

## ГРУППА ПОДВОДНЫХ ХРЕБТОВ ДАЙТО И ПОДВОДНЫЙ ХРЕБЕТ КЮСЮ-ПАЛАУ И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Ц. СИКИ, Е. МИСАВА, И. КОНДА

*Факультет наук университета Киото, факультет морских наук  
Токайского университета, Высшая школа Нара, Япония*

### Введение

Выяснение истории геологического и структурного развития зоны перехода от Тихого океана к окраинам азиатского континента весьма важно для понимания динамики Земли.

Исследование Филиппинского моря, по сравнению с Японским, началось позднее и активизировалось лишь в связи с Международным геодинамическим проектом. Филиппинское море — своеобразное окраинное море, поскольку оно с двух сторон ограничивается системами островная дуга — желоб: с востока Идзу-Бонин-Марианской дугой, а с запада — дугой Рюкю. В северо-западной части моря располагается

СВО  
результатов драгирования в север

НИС	Название рейса и номер станций драгирования	Начало
	<i>Плато Амами</i>	
Токайдайкаку-Мару-II	?-8	28°03'0" с. ш. 131°34'8" в. д.
То же	9	28°04'0" с. ш. 131°37'8" в. д.
»	10	27°55'5" с. ш. 132°05'0" в. д.
»	17	28°05'0" с. ш. 132°01'4" в. д.
Хакухо-Мару	КН 72-2	28°05'9" с. ш. 131°38'0" в. д.
	<i>Хребет Дайто</i>	
Босэй-Мару	1	25°39'5" с. ш. 133°18'0" в. д.

район подводных возвышенностей, объединяемых в группу хребтов Дайто: хребты Дайто, Оки-Дайто и плато Амами. На востоке группа подводных хребтов Дайто ограничивается подводным хребтом Кюсю-Палау. В исследованиях по Международному геодинамическому проекту этому району Филиппинского моря уделяется особое внимание.

Крупным результатом исследований является обнаружение в районе подводных хребтов Дайто и Кюсю-Палау различных эффузивных и интрузивных (от кислых до основных), а также метаморфических и осадочных пород, в том числе известняков. В последних обнаружены остатки гигантских эоценовых фораминифер (нуммулиты).

В таблице приведены координаты и глубины станций драгирования, а на рис. 1 показано их местоположение<sup>1</sup>. Большинство образцов являются породами акустического фундамента. На рис. 2 показаны примеры профилей НСП (проведенных с помощью пневмопушки) для мест драгирования.

### Группа подводных хребтов Дайто

На хребте Дайто во время рейса 6Н-74-7 НИС «Хакурё-Мару» обнаружены кристаллические сланцы (Мидзуно и др., 1975), свидетельствующие о том, что часть фундамента хребта Дайто представлена метаморфическим комплексом эпидот-амфиболитовой фации (Мидзуно и др., 1975; Окуда и др., 1976). Время формирования метаморфического комплекса неясно, однако, как показано ниже, он, по-видимому, древнее пород, содержащих нуммулиты, и, вероятно, является дотретичным.

С подводных плато Амами и хребта Дайто подняты также извер-

ДКА  
ной части Филиппинского моря

Окончание	Глубина, м	Поднятые породы
28°03'8" с. ш. 131°34'9" в. д.	1580— 1690	97 марганцевых конкреций с ядрами андезитовых туфов и губки
28°04'0" с. ш. 131°37'8" в. д.	1350— 1410	Около 100 марганцевых конкреций, ядра — различные андезито-базальты, андезитовые туфы (N возраст: 82,4±2,2; 85,1±2,1 млн. лет), большое колич. шарообразных нуммулитов, около 200 микрошарообразных нуммулитов
27°55'0" с. ш. 132°05'9" в. д.	2140— 2250	Марганцевые конкреции, ядра — авгит-оливиновые базальты
28°06'1" с. ш. 132°01'8" в. д.	1800— 2120	Около 40 марганцевых конкреций, ядра — биотит-роговообманковый тоналит (K/A-возраст: 75,1 млн. лет, K/Rb: 1/100, Rb: 49 ppt, 87 sr/86 sr: 0,7032), биотит-роговообманковый гранодиорит, габбро, измененный андезит, базальт, актинолит-авгитовый базальт с серпентинизированным оливином
28°05'0" с. ш. 131°38'6" в. д.	1353— 1253	Марганцевые конкреции, в ядрах двух кусков — двупироксеновый андезит
25°38'5" с. ш. 133°17'3" в. д.	2440— 2840	Грубые пески — мелкая галька (андезит, биотит-роговообманковый диорит, песчаник, филлит)

<sup>1</sup> Данные по подводному архипелагу Кинан опущены.

НИС	Название рейса и номер станций драгирования	Начало
Босей-Мару	2	25°40'4" с. ш. 133°22'7" в. д.
»	3	25°41'3" с. ш. 133°20'3" в. д.
»	4	25°27'8" с. ш. 132°53'1" в. д.
»	5	25°30'7" с. ш. 132°42'0" в. д.
»	7	25°16'2" с. ш. 133°14'5" в. д.
»	15	25°27'0" с. ш. 132°14'2" в. д.
Хакурё-Мару	GH 74-7 179	25°03'8" с. ш. 133°18'8" в. д.
»	180	25°02'5" с. ш. 133°20'5" в. д.
»	182	25°21'5" с. ш. 133°32'5" в. д.
»	183	25°23'0" с. ш. 133°32'0" в. д.
Хакухо-Мару	KN 72-2 48	26°11'6" с. ш. 131°33'3" в. д.
»	50	25°59'4" с. ш. 131°21'4" в. д.
»	51	25°26'9" с. ш. 131°21'4" в. д.
<i>Хребет Оки-Дайто</i>		
Босэй-Мару	? 15 10	23°03'3" с. ш. 134°45'5" в. д.
»	11	22°47'5" с. ш. 134°28'7" в. д.
»	13	22°58'0" с. ш. 134°32'5" в. д.
Токайдайгаку-Мару	? 21 5	23°45'0" с. ш. 133°02'3" в. д.
То же	6	23°45'8" с. ш. 133°02'0" в. д.
»	7	23°58'0" с. ш. 133°17'8" в. д.
Хакурё-Мару	GH 74-7 159	23°48'1" с. ш. 132°46'6" в. д.

Окончание	Глубина, м	Поднятые породы
25°41'0" с. ш. 133°22'1" в. д.	2440— 2505	Большое колич. марганцевых конкреций, кислые и средние вулканические породы, туфы, фосфаты, пески с фораминиферами (верхний плиоцен)
25°40'4" с. ш. 133°20'2" в. д.	2375— 2450	Большое количество марганцевых конкреций, ядра — кислые и средние вулканические породы, туфы
25°27'9" с. ш. 132°53'2" в. д.	1170— 1245	Нуммулиты, известняк с нуммулитами, фосфат, марганцевые конкреции, ядра — преимущественно фосфат, фораминиферы (слабоконсолидированные). (Верхний плиоцен)
	1720	Фораминиферы (нижний плейстоцен)
25°06'8" с. ш. 133°04'0" в. д.	2190— 2580	Много обломков пород — крупнозернистый базальт; зеленый сланец, туфы, туффиты, фосфат, нуммулиты, пески с фораминиферами (верхний плиоцен)
25°29'1" с. ш. 132°18'5" в. д.	2918— 3029	Фосфаты
25°04'0" с. ш. 139°19'0" в. д.	2720— 2770	Марганцевые конкреции, обломки алевритов (покрытые марганцем)
	1690	Обломки туфов (с марганцевой коркой), туффиты с фораминиферами
25°21'5" с. ш. 133°32'2" в. д.	2270	Марганцевые конкреции
25°23'4" с. ш. 133°31'7" в. д.	1820— 1800	Эпидот-авгитовый сланец, серпентинит, конгломерат (содержащий кристаллические сланцы, серпентиниты, базальты)
26°11'7" с. ш. 131°32'0" в. д.	3029— 2838	Авгитовый андезит
25°59'1" в. д. 131°21'0" в. д.	1491— 1863	Роговообманковый андезит
25°57'2" с. ш. 131°20'8" в. д.	120— 502	Авгит-андезитовые туфы, авгит-андезитовая туфобрекчия, дацит (?)
23°03'1" с. ш. 134°45'3" в. д.	2210— 2560	Нуммулиты
22°47'9" с. ш. 134°30'5" в. д.	2880— 3700	Марганцевые конкреции, ядра — фосфат, конгломерат (крупнозернистый андезит, фосфат, известняк, известковистый песчаник)
22°58'7" с. ш. 134°33'2" в. д.	1440— 1470	Фосфат, нуммулиты
23°45'2" с. ш. 133°01'9" в. д.	2730— 2735	Марганцевые конкреции, в ядрах — андезит, туфы, в нуммулитах (плиоцен) — фосфаты
23°47'5" с. ш. 133°00'9" в. д.	1970— 1980	Марганцевых конкреций свыше 60, ядра — известняк, фосфаты
	3100	Отвердевшие известковистые илы (самый верхний плиоцен)
23°48'5" с. ш. 132°47'1" в. д.		Фосфат (с марганцевой коркой)

НИС	Название рейса и номер станций драгирования	Начало
Хакурё-Мару	160	23°28'0" с. ш. 133°03'0" в. д.
»	167	24°20'0" с. ш. 131°42'2" в. д.
»	177	24°51'4" с. ш. 130°56'7" в. д.
Хакухо-Мару	КН 72-2 52	24°29'5" с. ш. 131°00'0" в. д.
<i>Подводные горы в котловине севернее хребта Оки-Дайто</i>		
Босэй-Мару	? 15 14	23°59'1" с. ш. 134°30'5" в. д.
»	15	23°59'6" с. ш. 134°30'0" в. д.
Хакурё-Мару	GH-74-7 159	23°48'1" с. ш. 132°46'6" в. д.
<i>Хребет Кюсю-Палау</i>		
Босэй-Мару	GDP-8 7	29°53'4" с. ш. 133°20'2" в. д.
»	12	29°55'6" с. ш. 133°18'5" в. д.
Токайдайгаку-Мару-II	GDP-11 2	28°04'8" с. ш. 134°39'8" в. д.
»	3	28°05'5" с. ш. 134°37'5" в. д.
Хакурё-Мару	GH-74-7 150-1	29°52'0" с. ш. 133°17'0" в. д.
»	150-2	29°53'0" с. ш. 133°19'5" в. д.
»	153-1	26°44'5" с. ш. 135°24'6" в. д.
»	153-2	26°46'1" с. ш. 135°27'2" в. д.
»	175	26°06'0" с. ш. 135°52'7" в. д.
»	181	25°09'2" с. ш. 135°47'4" в. д.
»	184	27°51'0" с. ш. 134°34'7" в. д.
<i>Цепь Кинан</i>		
Босэй-Мару	GDP-8	30°08'3" с. ш. 136°43'5" в. д.

Окончание	Глубина, м	Поднятые породы
23°27'8" с. ш. 133°02'3" в. д.	2990	Марганцевые конкреции, в ядрах — авгитовый базальт и крупнозернистый авгитовый базальт
24°19'2" с. ш. 131°41'5" в. д.	2340— 2330	Известняк с нуммулитами, слабоконсолидированные известковистые породы с фораминиферами (нижний плиоцен)
24°51'5" с. ш. 130°56'8" в. д.	1670	Марганцевые конкреции
24°29'3" с. ш. 131°00'3" в. д.	2446— 2436	Авгитовый андезит
23°59'1" с. ш. 134°30'5" в. д.	3020— 2880	Известняк
24°00'1" с. ш. 134°29'3" в. д.	2640— 3000	Марганцевые конкреции
23°48'5" с. ш. 132°47'1" в. д.	2290— 2110	Фосфат (с марганцевой коркой)
29°52'8" с. ш. 133°20'1" в. д.	975— 1165	Марганцевые конкреции, ядра — рифовый обломочный известняк с фораминиферами (фосфатом) (средний миоцен или выше)
29°55'00" с. ш. 133°20'0" в. д.	2250— 2280	Марганцевые конкреции, ядра — биотит-рогово-обманковый тоналит, биотитовый гранодиорит и другие кислые изверженные породы (тоналит: К-А-возраст 37,7±6,4 млн. лет; кварцевый диорит: возраст по трекам около 51 млн. лет; кислые интрузивные породы, К/Na: 543, 1118; Na: 13,2; 3,16), андезитовые туфы, крупнозернистый песчаник
28°04'5" с. ш. 134°39'8" в. д.	535— 550	Галька с песком (включая известняковую гальку)
28°25'5" с. ш. 134°38'0" в. д.	620— 1350	Около 40 обломков известняка (конец олигоцена — начало миоцена), андезит, базальт
	1040— 1070	Кварцевые диориты (с марганцевой коркой)
	530	Кварцевые диориты (с марганцевой коркой)
26°46'8" с. ш. 135°25'0" в. д.	520— 345	Известняки
26°46'2" с. ш. 135°27'0" в. д.	430— 460	Известняки
26°05'0" с. ш. 135°52'5" в. д.	1100— 980	Граниты (с марганцевой коркой), большое количество роговиков, марганцевые конкреции
25°10'3" с. ш. 135°46'8" в. д.	2850— 2700	Слабоконсолидированный туфогенный алевроит
27°51'3" с. ш. 134°34'0" в. д.	2230— 1540	Конгломерат, содержащий большое количество гальки, авгитового базальта, вулканической брекчии, туфов, кораллового известняка
30°08'1" с. ш. 136°43'5" в. д.	770— 925	Метаморфизованные оливиновые базальтовые туфы

НИС	Название рейса и номер станций драгирования	Начало
Хакурё-Мару	GH-75-8 4	
Хакухо-Мару	КН 74-4 25	28°01'6" с. ш. 137°26'4" в. д.

Примечание. Если не указана глубина начала и конца драгирования, то ванна.

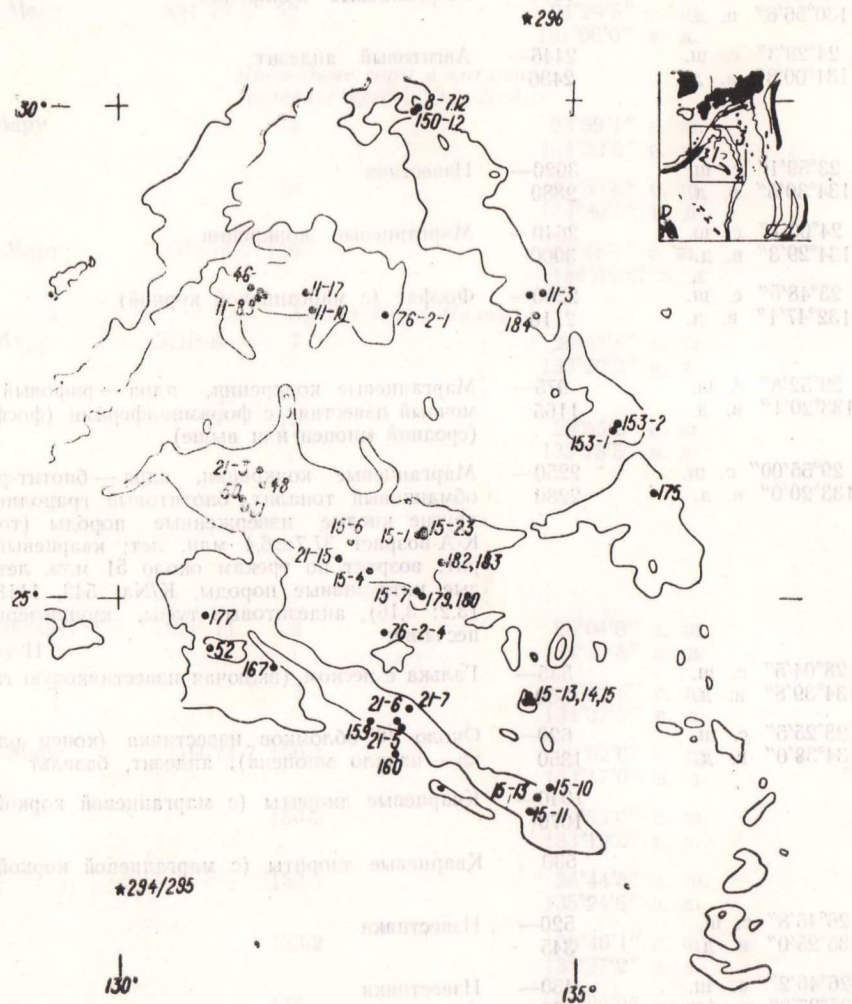


Рис. 1. Основные точки сбора образцов в северо-западной части Филиппинского моря. Точки, в которых не было поднято других пород, кроме голоценовых (средне-, позднелейстоценовых) осадков, не показаны. В правом верхнем углу указательная карта: 1 — группа хребтов Дайто, 2 — хребет Кюсю-Палау, 3 — горная цепь Кинаи

женные породы (Сики и др., 1975). Для биотит-роговообманкового тоналита получен возраст 75 млн. лет. Эти породы, по-видимому, являются дериватами верхней мантии, поскольку отношение  $87_{sr}/86_{sr}$  необычно низко, количество Rb и K тоже невысоко, а отношение K/Rb — необычно высоко (Мацуда и др., 1975).

Окончание	Глубина, м	Поднятые породы
		Базальт
28°01'2" с. ш. 137°27'8" в. д.	2790— 2250	Оливин-базальтовые пиллоу-лавы, нано-планктон: в очень тонкой поверхностной корке марганцевых конкреций (верхний — средний миоцен)

даны наибольшая и наименьшая глубины между точками начала и конца драгиро-

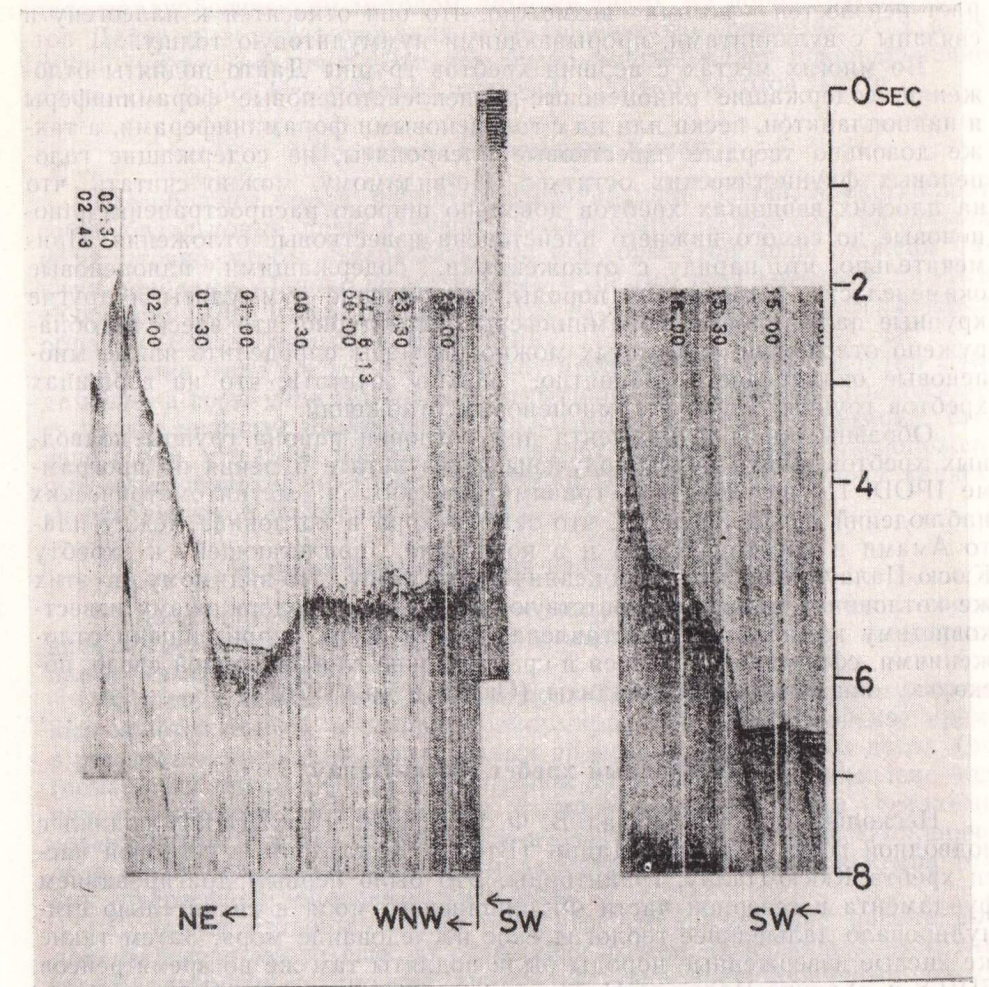


Рис. 2. Профиль через горы Комахаси хребта Кюсю-Палау. На склоне горы выходит акустический фундамент

Следует отметить сходство вулканогенных пород, поднятых в районе группы хребтов Дайто, с неогеновыми вулканитами зеленотуфовой провинции Японии; это, однако, еще не значит, что данный комплекс неогеновый. Так, для андезито-базальтов калий-аргоновым методом получен возраст 82—85 млн. лет (Мацуда и др., 1975). Однако часть вулканогенных пород хребтов Дайто, по-видимому, является более молодой. Судя по данным непрерывного сейсмического профилирова-

ния (НСП), существуют какие-то консолидированные породы, которые прорывают толщу, состоящую из эоценовых нуммулитсодержащих известняков, перекрывающих фундамент. В частности, выступающие подводные горы, по-видимому, частично представляют собой третичные подводные вулканы.

Не вызывает сомнения то, что в районе группы подводных хребтов Дайто широко развит комплекс пород, содержащий нуммулиты палеогена, с признаками мелководности фаций. Нуммулитсодержащие породы обычно представлены известняками или известковыми песчаниками с фосфатами.

Все упомянутые вулканогенные и терригенные породы консолидированы, но имеются и неконсолидированные туфы и туффиты. Их возраст неизвестен — весьма возможно, что они относятся к палеогену и связаны с вулканитами, прорывающими нуммулитовую толщу.

Во многих местах с вершин хребтов группы Дайто подняты отложения, содержащие плиоценовые-раннеплейстоценовые фораминиферы и наннопланктон, пески или ил с голоценовыми фораминиферами, а также довольно твердые известковые алевролиты, не содержащие голоценовых фаунистических остатков. По-видимому, можно считать, что на плоских вершинах хребтов довольно широко распространены плиоценовые до самого нижнего плейстоцена известковые отложения. Примечательно, что наряду с отложениями, содержащими плиоценовые окаменелости, встречаются породы, содержащие нуммулиты и другие крупные палеогеновые фораминиферы. Характерно, что здесь не обнаружено отложений, в которых можно было бы определить явные миоценовые окаменелости. Вероятно, можно считать, что на вершинах хребтов группы Дайто нет миоценовых отложений.

Образцы пород фундамента дна котловин района группы подводных хребтов Дайто будут получены в результате бурения по программе IPOD. По результатам гравиметрических и магнитометрических наблюдений предполагается, что земная кора в котловине между плато Амами и хребтом Дайто и в котловине, прилегающей к хребту Кюсю-Палау, относится к океаническому типу. По-видимому, в этих же котловинах толща, соответствующая нуммулитсодержащему известковистому комплексу, представлена, скорее всего, терригенными отложениями, сформировавшимися в сравнительно глубоководной среде, поскольку они содержат турбидиты (Окуда и др., 1976).

### Подводный хребет Кюсю-Палау

Несколько лет тому назад В. Ф. Остапенко (СахКНИИ) поднял с подводной горы Камахаси-Дайни (Вторая Комахаси), в северной части хребта Кюсю-Палау, гранитоиды. Это было первым драгированием фундамента в северной части Филиппинского моря и значительно стимулировало дальнейшее геологическое исследование моря. Затем такие же кислые изверженные породы были подняты там же во время рейсов GDP-8 и «Хакурё-Мару» - ГН 74-7, а также с другой горы, находящейся приблизительно в 500 км юго-восточнее. Исследованиями Н. Исэдзакки (1975) показано, что эти породы имеют низкое содержание К, а содержание Na — высокое. В связи с этим можно отметить, что, как и кислые извержения породы с плато Амами, этот комплекс относится к дериватам мантийного происхождения.

Возраст этих пород, по калий-аргоновому методу, — около 37,5 млн. лет, а по методу следов осколков деления — 51 млн. лет (Нисимура, 1975). Таким образом, эти породы явно моложе коренных пород подводного плато Амами.

В течение 31 этапа глубоководного бурения на хребте Кюсю-Палау



подняты олигоценовые базальтовые туфы, а во время рейсов НИС GDP и «Хакурё-Мару» драгированы андезиты, базальты и их туфы (Аоки, 1975, Мидзуно и др., 1975; Сики и др., 1975).

По-видимому, упомянутый комплекс пород характеризует собой акустический фундамент хребта Кюсю-Палау. Кроме того, со дна на глубине около 1000 м подняты рифогенные известняки с фосфатами, которые, как предполагается, перекрывают коренные породы. Их возраст по фораминиферам можно определить как миоцен или поздний олигоцен — средний миоцен. Как уже известно, в районе группы подводных хребтов Дайто не обнаружено отложений с фаунистическими остатками, которые указывали бы на этот возраст, следовательно, кислые изверженные породы с хребта Кюсю-Палау, возраст которых определен радиологическим методом, моложе таких же пород группы хребтов Дайто, а время заложения и тектонического развития этих двух групп хребтов различно. Это как будто подтверждает предположение о том, что хребет Кюсю-Палау пересекает группу хребтов Дайто.

### Подводная горная цепь Кинан

Все образцы пород, поднятые с горной цепи Кинан, представляют собой базальтовые лавы и туфы. По-видимому, собранного материала недостаточно, чтобы утверждать, что все горы этой цепи сложены такими породами. Однако по магнитным и другим геофизическим данным (Кобаяси, 1976) можно предположить, что эти горы сложены главным образом базальтовыми вулканитами.

Многие горы хребта Кюсю-Палау располагаются на поднятии фундамента, а горы цепи Кинан, в противоположность этому, располагаются на дне впадины изолированно друг от друга. Это, по-видимому, связано с тем, что горы Кинан представляют собой отдельно расположенные вулканические постройки, а земная кора впадины Сикоку является океанической по своему строению.

### История формирования подводных хребтов

Основываясь на приведенных геологических данных, можно составить представление об истории формирования земной коры в северной части Филиппинского моря.

Комплекс фундамента, составляющий земную кору группы подводных хребтов Дайто, в основном сформирован в докайнозойское время в результате процессов, аналогичных процессам в островных дугах (региональный метаморфизм, вулканизм и др.). Затем этот комплекс поднялся, подвергся размыву и был перекрыт мелководными осадками, содержащими остатки нуммулитов и других фораминифер. Вулканическая активность, по-видимому, имела место до и после отложения толщи, содержащей эоценовые нуммулиты.

С другой стороны, можно полагать, что погружение района котловины имело место еще до отложения толщи, содержащей нуммулиты. В олигоцене и миоцене проявились дифференцированные движения, а хребет Дайто в это время был областью размыва. Затем, особенно после плейстоцена, весь район группы подводных хребтов Дайто, по-видимому, опустился на 1000—2000 м.

Вулканизм, внедрение кислых интрузий и поднятие происходили в хребте Кюсю-Палау в эоцене — олигоцене, т. е. позже такой же фазы развития группы подводных хребтов Дайто. В миоцене или олигоцене — среднем миоцене на вулканогенном основании отложились известняки. После позднего миоцена хребет Кюсю-Палау погрузился, по-видимому, на 600 (или даже 2000) метров.

Подводная цепь Кинан в основном сложена базальтовыми эффу-

зивами — возможно, она сформировалась позднее хребта Кюсю-Палау.

Рассматривая геологическую историю подводных хребтов и гор северной части Филиппинского моря, необходимо учитывать регрессию моря в дугах Хонсю и Рюкю в среднем миоцене и быструю трансгрессию в плейстоцене — голоцене (Икэбэ, 1976; Hoshino, 1975).

### Некоторые проблемные вопросы тектонического развития северной части Филиппинского моря

По данным группы по изучению комплекса Симанто, направление турбидитных палеопотоков и распространение крупных галек указывает на то, что в палеогене (или позднем мезозое) в южной части о-ва Хонсю вплоть до восточной части о-вов Рюкю существовал палеоматерик (Харада, Токуока, 1976). Составлял ли этот палеоматерик (суша Куроисио) совместно с палеоархипелагом хребтов Дайто единую сушу в конце мезозоя и палеогена — пока неясно.

Если считать, что это была единая суша, то необходимо объяснить отсутствие в котловине Сикоку континентальной коры. Полагают, что ее исчезновение связано с океанизацией — вследствие поднятия и последующей эрозии или сопровождавшего образование котловины Сикоку дрейфа континентальной коры на запад (в этом случае западная часть палеоматерика должна погрузиться под дугу Рюкю).

С другой стороны, имея в виду особенности состава кислых интрузивных пород группы подводных хребтов Дайто, логично предположить, что палеоматерик Куроисио и палеоархипелаг Дайто — разные структурные зоны. Поскольку палеосуше Куроисио придаются размеры Японского архипелага, то палеоархипелаг Дайто должен находиться южнее современной группы подводных хребтов Дайто, чтобы палеоструктуры не накладывались друг на друга. В таком случае можно предположить, что Центральный разлом котловины связан с образованием южной части Филиппинского моря.

### Стадия развития островной дуги

Вероятно, в конце мезозоя группа подводных хребтов Дайто прошла этап островной дуги. На хребте Кюсю-Палау кристаллические сланцы не обнаружены, но присутствие кислых изверженных пород свидетельствует о том, что этот хребет нельзя рассматривать как обычный океанический подводный хребет или подводную горную (вулканическую) цепь. С другой стороны, изверженные породы группы подводных хребтов Дайто и Кюсю-Палау отличаются по изотопным отношениям от пород обычных островных дуг и материков. По-видимому, группа подводных хребтов Дайто и подводный хребет Кюсю-Палау являются деградировавшими на начальном этапе развития островными дугами (Сики и др., 1976). Впрочем, не исключено, что хребты Дайто составляли и зрелую систему островных дуг. Однако структурная эволюция хребта Кюсю-Палау приостановилась на ранней стадии развития.

По-видимому, такие химические характеристики вулканических пород, как  $K/Na$ ,  $K/Rb$ ,  $87_{sr}/86_{sr}$ , связаны не только с тектоническим положением, но и со степенью зрелости островных дуг или орогенного пояса. Границы такой зрелой островной дуги, как Хонсю, значительно отличаются от гранитов древних материков, но имеют довольно «континентальный» облик. Присутствие в такой древней островной дуге океанических пород несомненно свидетельствует о том, что она прошла через «омоложение» и что разломы в это время достигали верхней мантии.

## ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

**Аоки Х.** Вулканические и другие породы, драгированные в экспедиции GDP. — Геологические проблемы Филиппинского моря. 1975, с. 87 (яп.).

**Иседзаки Н.** Гранит с подводной горы Камахаси-Дайни. — Геологические проблемы Филиппинского моря. 1975, с. 102—103.

**Икэбэ Н.** Геологическая история Филиппинского моря с точки зрения геологической истории неогена Японии. — «Кайекагаку», 1976, т. 8, с. 168—173 (яп.).

**Кобаяси К.** Активные океанические окраинные районы. — «Кайекагаку», 1976, т. 8, с. 22—28 (яп.).

**Конда И.** Результаты и проблемы палеонтологических исследований экспедиции GDP. — «Кайекагаку», 1975, т. 7, с. 465—470 (яп.).

**Конда И., Харада Т., Китадзато Е., Мацуока К., Нисида С., Оно Т., Такаяма Т.** Результаты палеонтологических исследований экспедиций GDP, GDP-1, 8, 11. Геологические проблемы Филиппинского моря, 1975, с. 91—98 (яп.).

**Мауда Дз., Сайто К., Дзасю С.** Калий-аргоновый возраст и отношения изотопов Sr в породах среднего состава западной части Филиппинского моря и плато Амами. — Геологические проблемы Филиппинского моря. 1975, с. 99—101 (яп.).

**Мисава Е.** Морфология дна и геологические данные в экспедициях GDP. — «Кайекагаку», 1975, т. 7, с. 470—478 (яп.).

**Мидзуно Т., Нохара М., Киносита Я., Накадзума Н., Окуда Е., Тамаки К., Исибаси Е.** Результаты экспедиции «Хокурё-Мару» восточнее о. Окинава. — Геологические проблемы Филиппинского моря. 1975, с. 105—111 (яп.).

**Мидзуно Т., Окуда Е., Томаки К., Киносита Я., Нохара М., Юаса М., Накадзима Н., Мураками Ф., Исибаси Е.** О геологии и геологической истории района группы подводных хребтов Дайто. — «Кайекагаку», 1975, т. 7, с. 484—491 (яп.).

**Нисимура С.** Возраст по трекам гранитов подводной горы Камахаси-Дайни. — Геологические проблемы Филиппинского моря. 1975, с. 104 (яп.).

**Окуда Е., Мидзуно Т., Тамаки К., Нагаяма К.** История развития группы подводных хребтов Дайто по результатам НСП. — «Кайекагаку», 1976, т. 8, с. 414—422 (яп.).

**Сики Ц., Аоки Х., Судзуки Х., Мусасино М., Окуда Е.** Геологические и петрографические результаты экспедиции GDP-8. — «Кайекагаку», 1974, т. 6, с. 555—560 (яп.).

**Сики Ц., Аоки Х., Мисава Е.** Новейшие результаты и проблемы геологических исследований Филиппинского моря по результатам экспедиций GDP-8, 11. — «Кайекагаку», 1975, т. 7, с. 454—460 (яп.).

**Сики Ц., Токуока Т., Аоки Х., Мисава Е., Конда И., Нисида С.** О результатах драгирования в Филиппинском море в экспедициях GDP, и в частности GDP-8, 11. — Геологические проблемы Филиппинского моря. 1975, с. 67—74.

**Сики Ц., Аоки Х., Мисава Е.** Этап развития хребта Кюсю-Палау и группы хребтов Дайто как системы островных дуг. — «Кайекагаку», 1976, т. 8, с. 163—167.

**Судо К., Аоки Х.** Геологические проблемы Филиппинского моря. 1975, с. 88—89 (яп.).

**Харада Т., Токуока Т.** Палеосуша Куроисио. — «Кайекагаку», 1976, т. 44, с. 495—502 (яп.).

**DSDR Scientific Staff.** Western Pacific Floor. — «Geotimes», 1973, v. 8, p. 22—25.

**Hoshino M.** Eustasy in Relation to Orogenic Stage. Tokai University Press. 1975.

р. 397.

# ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ НА ЯПОНСКИХ ОСТРОВАХ И В ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНАХ

ДЗ. СЕГАВА

*Институт океанологии Токийского университета*

## Аномалии магнитного поля

Для региона, охватывающего северную часть Японских островов, о-в Сахалин, Курильские острова, Сихотэ-Алинь, Японское и Охотское моря, а также прилегающие районы Тихого океана, составлена схема распределения магнитных аномалий, на которой обобщены данные японских и советских гидромагнитных и аэромагнитных съемок. Выявляется, что ряд магнитных аномалий, напряженность которых превышает 500 гамм, имеют линейный характер. На основе рельефа дна, структуры земной коры, по данным сейсмических исследований и гравиметрии, установлено, что указанные линейные аномалии (рис. 1, см. вкл.) в районах Тохоку (северо-восточная часть Хонсю) — Хоккайдо (I), Курильской островной дуги (II), а также Сихотэ-Алиня и Сахалина (V, VI, VII, VIII) приурочены к континентальной коре. Эти аномалии следует отличать от линейных положительных аномалий, наблюдаемых в северо-западной части Тихого океана. Океанические линейные магнитные аномалии не прослеживаются в районе глубоководного желоба, и для них характерно отсутствие связи с гравитационными аномалиями.

Для линейной магнитной аномалии Тохоку — Хоккайдо по профилю вдоль параллели  $41^\circ$  с. ш. сделана попытка найти параметры магнитовозмущающего источника (рис. 2). Характер магнитной аномалии свидетельствует о том, что намагниченность тела, вызывающего аномалию, отличается от современного поля Земли, имеет компоненту западного направления и, вероятно, является не только индукционной, но и остаточной.

При вычислении моделей (рис. 2) приняты следующие допущения: наклонение  $53^\circ$ , склонение  $45^\circ$ , интенсивность намагничения  $3 \times 10^{-3}$  или  $5 \times 10^{-3}$  СГС (при выборе этой величины учитывались результаты экспериментальных исследований). Первая и вторая модели имеют параметры соответственно: ширина — 10 и 20 км, мощность — 20 и 10 км, глубина верхней границы — 10 и 5 км, интенсивность намагничения —  $5 \times 10^{-3}$  СГС и  $3 \times 10^{-3}$  СГС. Обе модели достаточно хорошо отвечают наблюдаемой кривой. Третья модель при ширине 40 км, мощности 5 км и глубине верхней границы 5 км (интенсивность намагничения  $5 \times 10^{-3}$  СГС) не объясняет наблюдаемых значений магнитного поля. Очевидно, наиболее вероятными моделями, объясняющими линейную аномалию Тохоку — Хоккайдо, являются первая и вторая.

Интенсивность намагничения  $5 \times 10^{-3}$  СГС характерна для таких пород, как базальты, габбро и серпентиниты; в ряде случаев близкую величину намагниченности могут иметь и граниты. Для уточнения во-

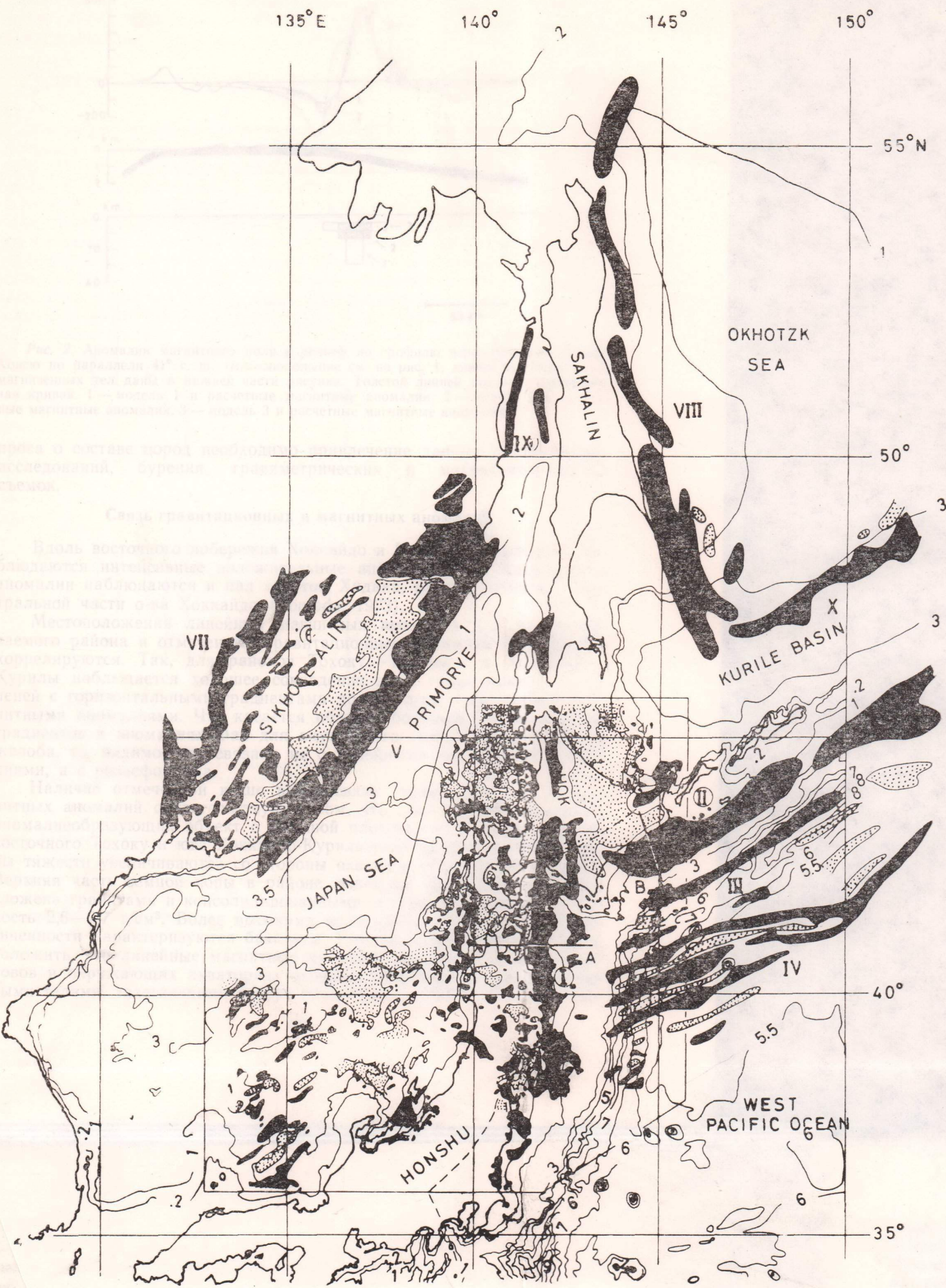


Рис. 1. Магнитные аномалии на Японских островах и в смежных районах. Положительные аномалии показаны залитыми контурами, отрицательные (ниже  $-200$  гамм) — точками. Пунктирной линией обозначено простираение четвертичного вулканического фронта. Изобаты в км

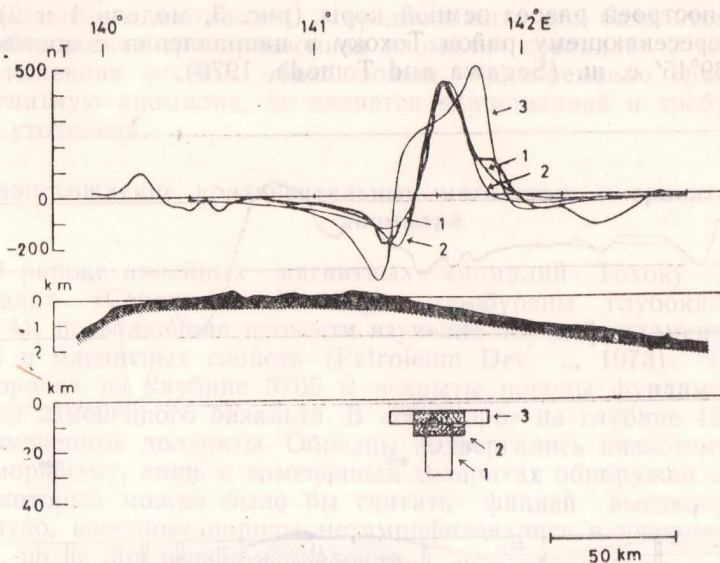


Рис. 2. Аномалии магнитного поля и рельеф по профилю через северо-восточный Хонсю по параллели  $41^\circ$  с. ш. (местоположение см. на рис. 1, линия А). Модели намагниченных тел даны в нижней части рисунка. Толстой линией показана наблюдаемая кривая. 1— модель 1 и расчетные магнитные аномалии, 2— модель 2 и расчетные магнитные аномалии, 3— модель 3 и расчетные магнитные аномалии

проса о составе пород необходимо привлечение данных геологических исследований, бурения, гравиметрических и магнитометрических съемок.

### Связь гравитационных и магнитных аномалий

Вдоль восточного побережья Хоккайдо и Курильских островов наблюдаются интенсивные положительные аномалии Фая. Аналогичные аномалии наблюдаются и над хребтом Хидака, расположенным в центральной части о-ва Хоккайдо (Tomoda, 1973).

Местоположения линейных магнитных аномалий для рассматриваемого района и отмеченных гравитационных аномалий Фая хорошо коррелируются. Так, для районов Тохоку—Хоккайдо и Хоккайдо—Курилы наблюдается хорошее совпадение зоны гравитационных ступеней с горизонтальными градиентами до  $2 \text{ мгл/км}$  с линейными магнитными аномалиями. Что касается области больших горизонтальных градиентов в аномалиях Фая для внутреннего склона глубоководного желоба, то, видимо, она связана не с линейными магнитными аномалиями, а с рельефом дна.

Наличие отмеченной выше взаимосвязи гравитационных и магнитных аномалий свидетельствует о том, что на глубине находится аномалиеобразующий объект с большой плотностью. В частности, для восточного Тохоку и юга Хоккайдо-Курильского региона аномалии силы тяжести увеличиваются со стороны океана в направлении острова. Верхняя часть земной коры в районе линейных магнитных аномалий сложена гранитами и консолидированными осадками, имеющими плотность  $2,6\text{--}2,7 \text{ г/см}^3$ . Более высокими величинами плотности и намагниченности характеризуются базальты. Следовательно, можно предположить, что линейные магнитные аномалии в районе Японских островов и окружающих акваториях вызваны дайкообразными базальтовыми телами, залегающими внутри гранитных массивов. С целью про-

верки данного предположения по сейсмическим и гравиметрическим данным построен разрез земной коры (рис. 3, модель 1 и 2) по профилю, пересекающему район Тохоку в направлении с востока на запад по  $39^{\circ}45'$  с. ш. (Segawa and Tomoda, 1976).

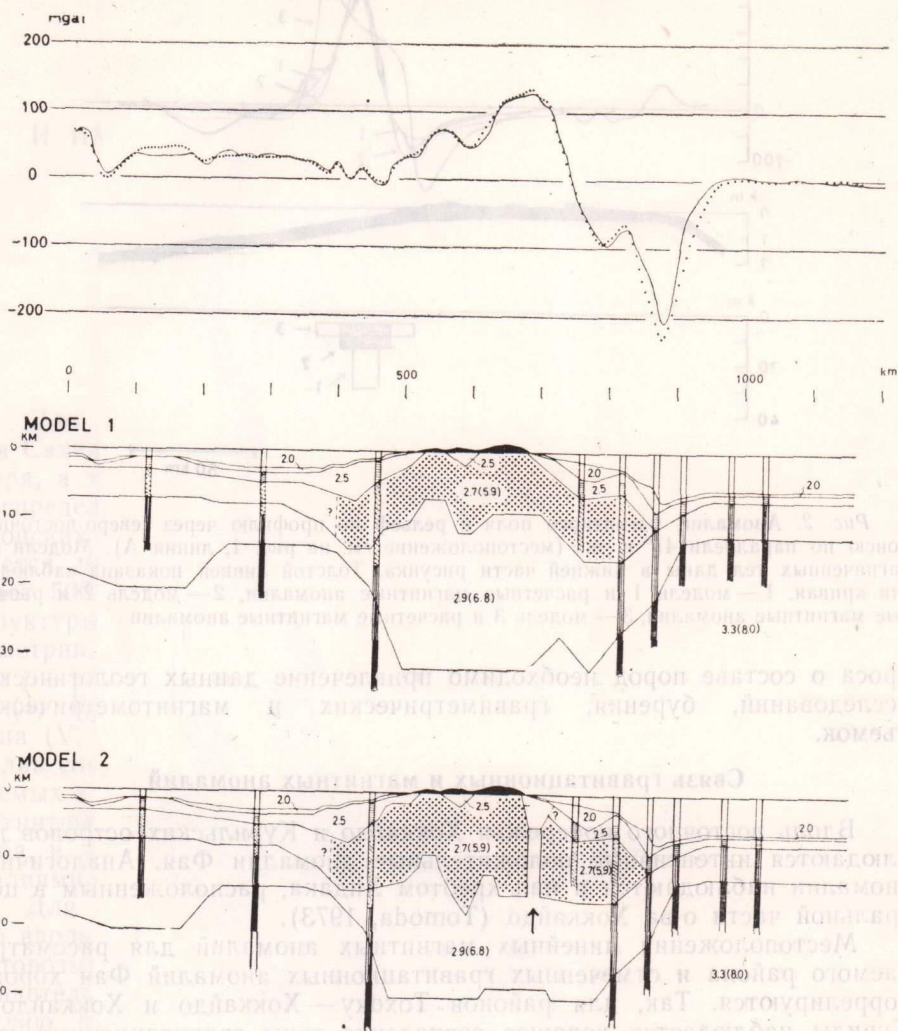


Рис. 3. Гравитационные аномалии в редукции Фая по профилю, пересекающему о-в Хонсю по параллели  $39^{\circ}45'$  с. ш. Жирная линия — наблюдаемая аномалия. Точками показана расчетная аномалия. Модель 1 — разрезы земной коры по гравитационным и сейсмическим данным, модель 2 — по гравитационным, сейсмическим и магнитометрическим. Цифры внутри слоев земной коры: в скобках — средние скорости, км/с, за скобками — средняя плотность, г/см<sup>3</sup>. Вертикальные колонки — результаты данных КМПВ

Модель 1 построена при первоначальном варианте интерпретации данных гравиметрии и сейсмических исследований, причем в районе Тохоку глубина границы М составляет 32 км и граница Конрада находится на небольшой глубине (Hashizume et al., 1968).

В модели 2 переинтерпретированы исходные данные: глубина границы М составляет 30, границы Конрада — 15 км (Yoshii and Asano, 1972). Однако для объяснения наблюдаемой гравитационной аномалии в районе Тохоку необходимо предположить наличие базальтового слоя на очень незначительной глубине. Если использовать параметры

модели 2 для намагниченного тела (рис. 2), объясняющего наблюдаемую магнитную аномалию, и предположить его базальтовый состав, то наблюдаемая гравитационная аномалия совпадает с теоретической. Предложенная модель, объясняющая одновременно гравитационную и магнитную аномалии, не является единственной и требует дальнейшего уточнения.

### Происхождение континентальных магнитных и гравитационных аномалий

В районе линейных магнитных аномалий Тохоку—Хоккайдо на площадях «Сорачи» и «Нампоро» пробурены глубокие скважины (рис. 4), позволяющие провести изучение пород фундамента, их петрологии и магнитных свойств (Petroleum Dev. ..., 1973). При бурении в «Сорачи» на глубине 3705 м вскрыты породы фундамента, состоящие из измененного базальта. В «Нампоро» на глубине 4265 м подняты измененные долериты. Образцы подвергались низкотемпературному метаморфизму, лишь в измененных долеритах обнаружен минерал пренит, который можно было бы считать фацией высокого давления. Вероятно, коренные породы метаморфизовались в низкотемпературной среде, но не при высоком давлении.

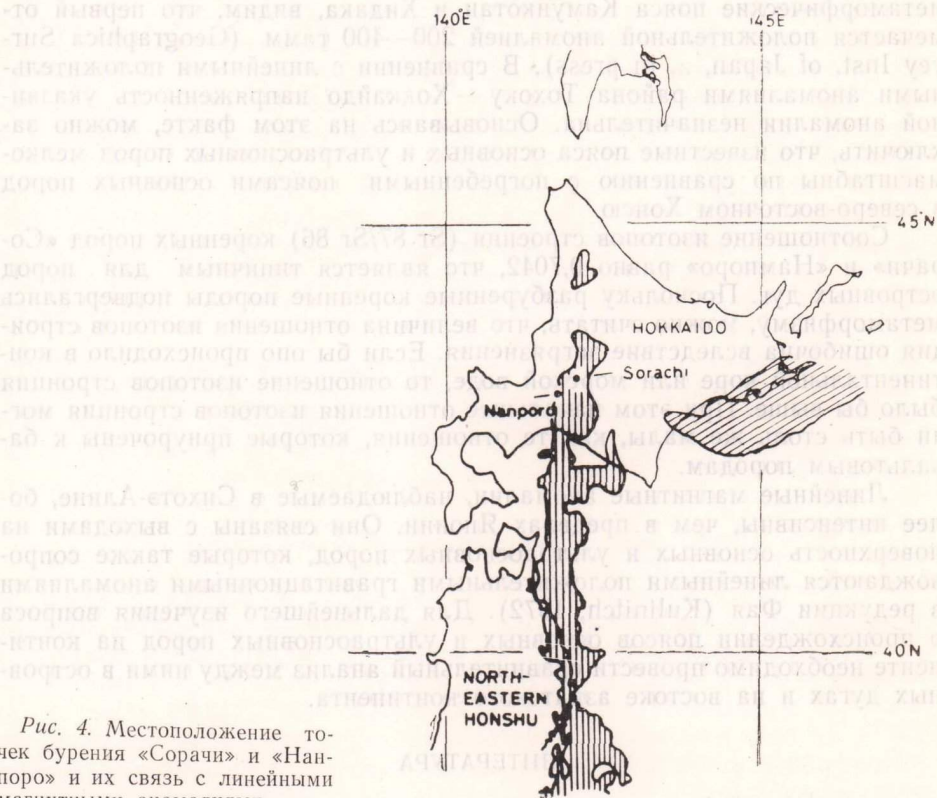


Рис. 4. Местоположение точек бурения «Сорачи» и «Нампоро» и их связь с линейными магнитными аномалиями

Вышеуказанные осадочные породы имеют возраст от раннего мела до палеогена и, вероятно, залегают несогласно с породами фундамента, возраст которого предполагается домеловым. Измененные базальты и долериты имеют магнитную восприимчивость и остаточную намагниченность от  $1 \times 10^{-3}$  до  $5 \times 10^{-3}$  СГС. Наклонение остаточной намагниченности для керна «Сорачи» —  $80^\circ$ , для керна «Нампоро» —  $47^\circ$ .



Остаточная намагниченность стабильна. Точка Кюри определяется в  $570\text{--}575^\circ\text{C}$ , термомагнитная кривая имеет обратимый характер. Ферромагнитные минералы керна «Сорачи» крайне мелкозернисты (средний диаметр 3 микрона). Ферромагнитные минералы для керна «Нампоро» крупнозернисты (диаметр 70 микрон), среди них встречаются ильменитовые пластинки. Основываясь на петрологических и магнитных характеристиках, можно предположить, что коренные породы имеют вулканическое происхождение и возникли в пределах континентальной коры как офиолитовая формация.

### О происхождении погребенных основных пород

Линейные магнитные аномалии районов Тохоку — Хоккайдо и Хоккайдо — Курильского наибольшую напряженность имеют в пределах Японских островов. Если они вызываются погребенными толщами основных пород, то можно предположить, что наибольшее распространение они имеют непосредственно на островах. На Японских островах известен ряд районов, где на поверхности обнажаются основные и ультраосновные породы — это метаморфические пояса Сангун, Микабу и Камуикотан. Многие исследователи считают, что основные породы, вызывающие линейные магнитные аномалии, могут быть офиолитами.

Рассматривая по профилю магнитные аномалии, пересекающие метаморфические пояса Камуикотан и Хидака, видим, что первый отмечается положительной аномалией 200—400 гамм (Geographical Survey Inst. of Japan, ... in press). В сравнении с линейными положительными аномалиями района Тохоку — Хоккайдо напряженность указанной аномалии незначительна. Основываясь на этом факте, можно заключить, что известные пояса основных и ультраосновных пород мелко-масштабны по сравнению с погребенными поясами основных пород в северо-восточном Хонсю.

Соотношение изотопов строения ( $\text{Sr } 87/\text{Sr } 86$ ) коренных пород «Сорачи» и «Нампоро» равно 0,7042, что является типичным для пород островных дуг. Поскольку разбуренные коренные породы подвергались метаморфизму, можно считать, что величина отношения изотопов стронция ошибочна вследствие загрязнения. Если бы оно происходило в континентальной коре или морской воде, то отношение изотопов стронция было бы выше. При этом начальные отношения изотопов стронция могли быть столь же малы, как те отношения, которые приурочены к базальтовым породам.

Линейные магнитные аномалии, наблюдаемые в Сихотэ-Алине, более интенсивны, чем в пределах Японии. Они связаны с выходами на поверхность основных и ультраосновных пород, которые также сопровождаются линейными положительными гравитационными аномалиями в редукции Фая (Kulnitch, 1972). Для дальнейшего изучения вопроса о происхождении поясов основных и ультраосновных пород на континенте необходимо провести сравнительный анализ между ними в островных дугах и на востоке азиатского континента.

### ЛИТЕРАТУРА

Geographical Survey Institute of Japan, Air-born magnetic surveys over the Japanese Islands (in press).

Hashizume M., Oike K., Asano S., Hamaguchi H., Okada A., Murauchi S., Shima E. and Nogoshi M. Crustal structure in the profile across the northeastern part of Honshu, Japan, derived from explosion seismic observations. Part II, Crustal structure. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1968, v. 46, p. 607—630.

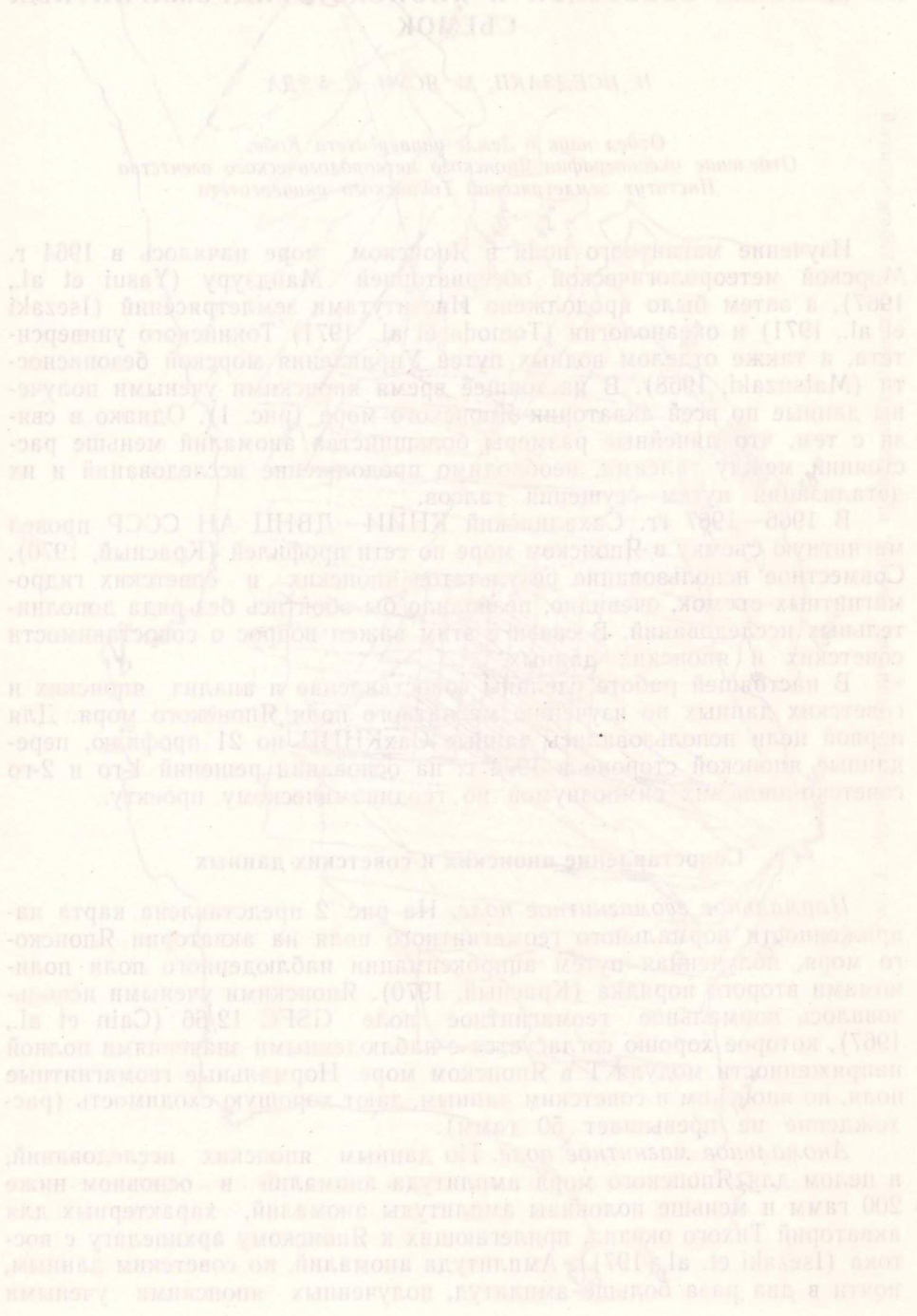
Kulnitch R. G. Geophysical fields in the Sikhote-Alin and their geological interpretations. — Proceedings of the First Japan-USSR Symposium on the Earth Science, 1970, 1972, p. 33—39.

Petroleum Development Society of Japan. Present Status of Japanese Petroleum Mining Industry and Technology, Publication commemorating the 40th anniversary of the society. Lattice Publishers, Tokyo, 1973, p. 430 (in Japanese).

**Segawa J. and Tomoda Y.** Gravity measurements near Japan and study of the upper mantle beneath the oceanic trench-marginal sea transition zones. — The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin. Geophys. Monogr., 19, Amer. Geophys. Union, 1976, p. 35—52.

**Tomoda Y.** Map of free-air and Bouguer gravity anomalies in and around Japan. Tokyo, Univ. of Tokyo Press, 1973.

**Yoshii T. and Asano S.** Time term analysis of explosion seismic data. — «J. Phys. Earth», 1972, v. 20, p. 47—57.



## МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ, ПО ДАННЫМ СОВЕТСКОЙ И ЯПОНСКОЙ ГИДРОМАГНИТНЫХ СЪЕМОК

Н. ИСЕДЗАКИ, М. ЯСУИ, С. УЭДА

Отдел наук о Земле университета Кобе,  
Отделение океанографии Японского метеорологического агентства  
Институт землетрясений Токийского университета

Изучение магнитного поля в Японском море началось в 1964 г. Морской метеорологической обсерваторией Майдзурю (Yasui et al., 1967), а затем было продолжено Институтами землетрясений (Isezaki et al., 1971) и океанологии (Tomoda et al., 1971) Токийского университета, а также отделом водных путей Управления морской безопасности (Matsuzaki, 1968). В настоящее время японскими учеными получены данные по всей акватории Японского моря (рис. 1). Однако в связи с тем, что линейные размеры большинства аномалий меньше расстояний между галсами, необходимо продолжение исследований и их детализация путем сгущения галсов.

В 1966—1967 гг. Сахалинский КНИИ ДВНЦ АН СССР провел магнитную съемку в Японском море по сети профилей (Красный, 1970). Совместное использование результатов японских и советских гидромагнитных съемок, очевидно, позволило бы обойтись без ряда дополнительных исследований. В связи с этим важен вопрос о сопоставимости советских и японских данных.

В настоящей работе сделаны сопоставление и анализ японских и советских данных по изучению магнитного поля Японского моря. Для первой цели использовались данные СахКНИИ по 21 профилю, переданные японской стороне в 1974 г. на основании решений 1-го и 2-го советско-японских симпозиумов по геодинамическому проекту.

### Сопоставление японских и советских данных

*Нормальное геомагнитное поле.* На рис. 2 представлена карта напряженности нормального геомагнитного поля на акватории Японского моря, полученная путем аппроксимации наблюдаемого поля полиномами второго порядка (Красный, 1970). Японскими учеными использовалось нормальное геомагнитное поле GSFC 12/66 (Cain et al., 1967), которое хорошо согласуется с наблюдаемыми значениями полной напряженности модуля  $T$  в Японском море. Нормальные геомагнитные поля, по японским и советским данным, дают хорошую сходимость (расхождение не превышает 50 гамм).

*Аномальное магнитное поле.* По данным японских исследований, в целом для Японского моря амплитуда аномалий в основном ниже 200 гамм и меньше половины амплитуды аномалий, характерных для акваторий Тихого океана, прилегающих к Японскому архипелагу с востока (Isezaki et al., 1971). Амплитуда аномалий, по советским данным, почти в два раза больше амплитуд, полученных японскими учеными

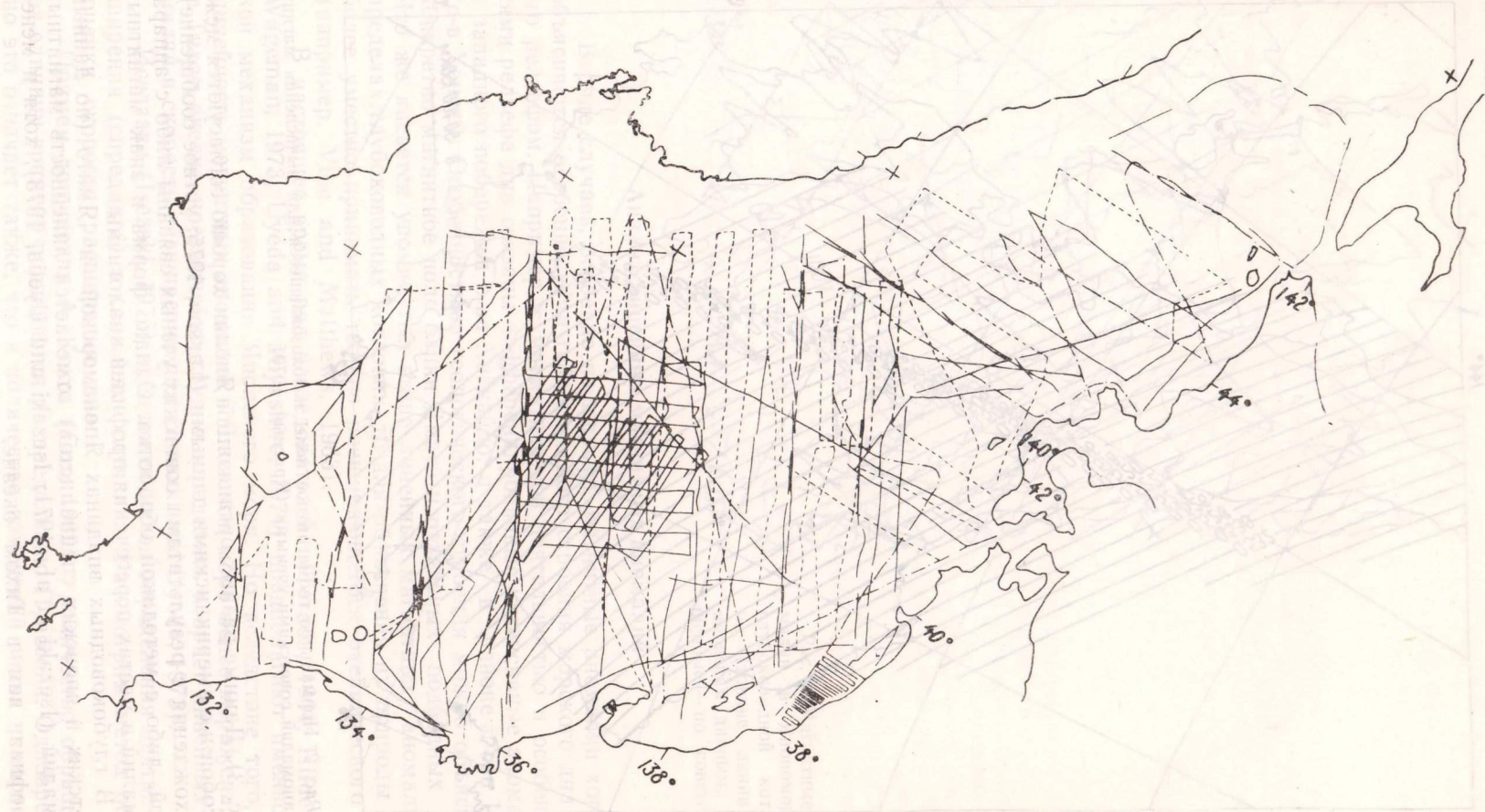


Рис. 1. Маршруты магнитных съемок, проведенных японскими учреждениями

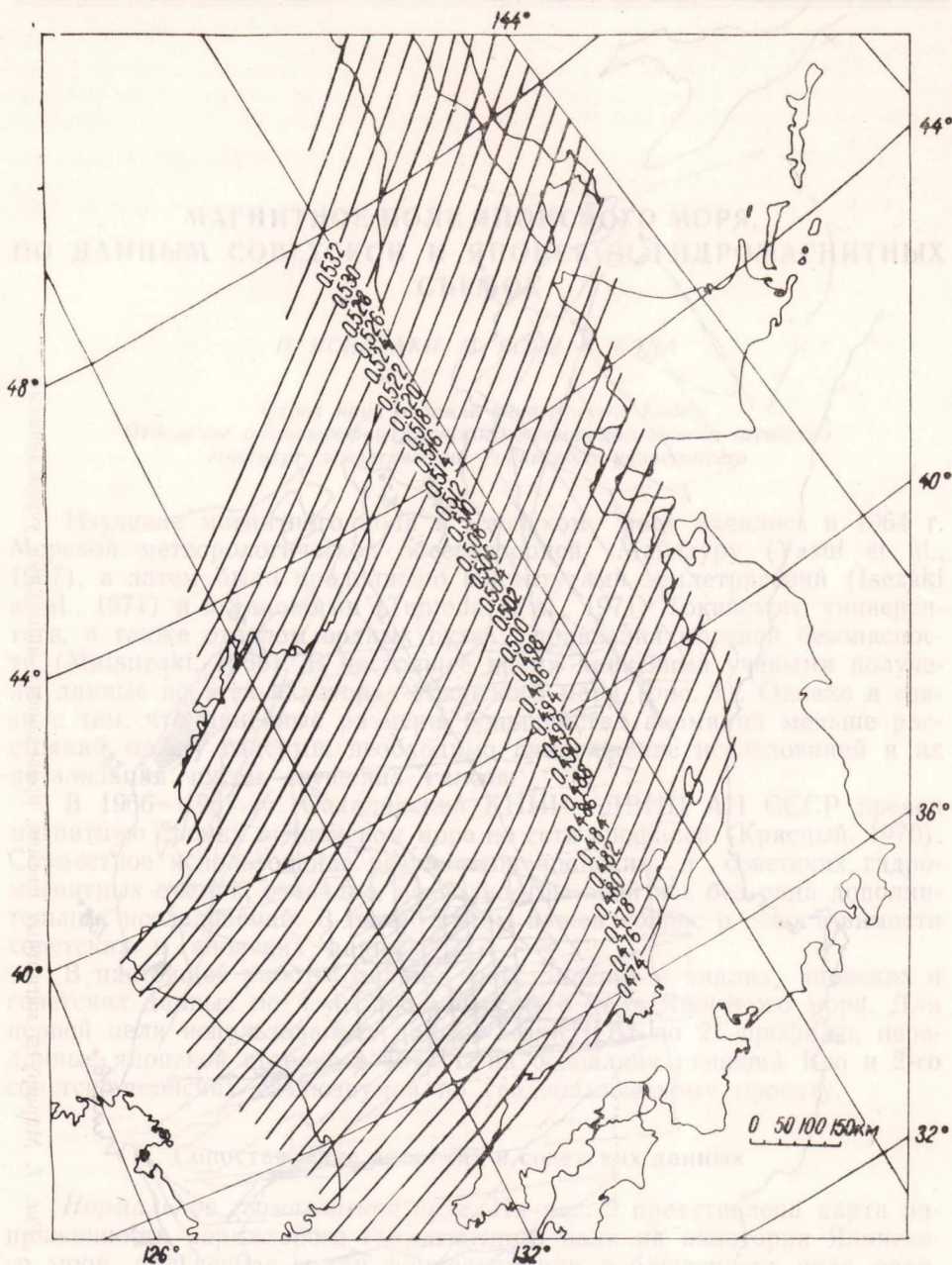


Рис. 2. Нормальное геомагнитное поле, использовавшееся для вычисления магнитных аномалий советскими учеными (Красный, 1970)

(рис. 3). Данные разных организаций Японии хорошо согласуются между собой и с американскими данными (Larson, 1975; устное сообщение). Расхождения с результатами советских ученых связаны либо с аппаратурой, либо с методикой обработки. Однако форма и знак магнитных аномалий в местах пересечения профилей аналогичны.

В глубоководных впадинах Япономорской и Ямато (по данным советских и японских специалистов) отмечается линейность магнитных аномалий (Isezaki et al., 1971; Isezaki and Uyeda, 1973), хотя и менее рельефная, чем в Тихом океане.

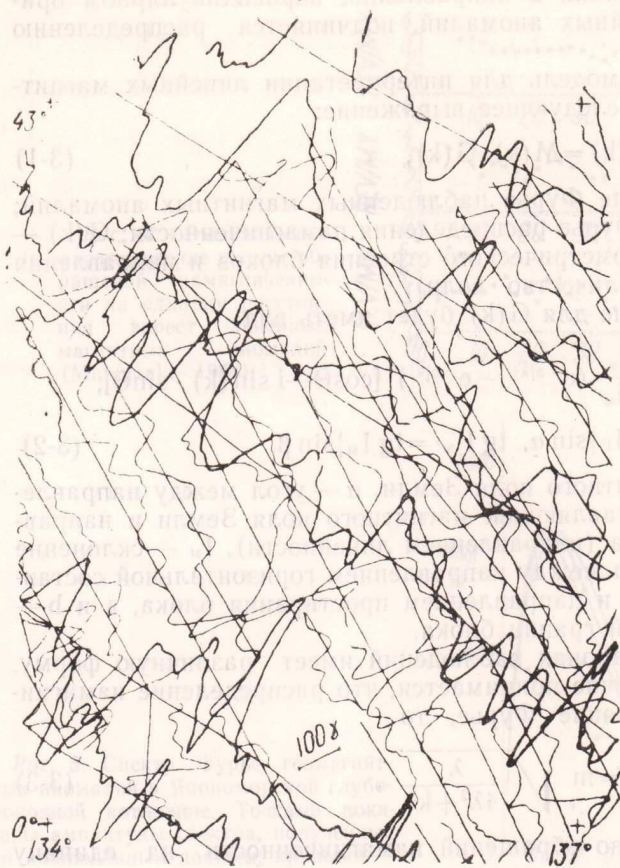


Рис. 3. Магнитные аномалии в Япономорской глубоководной котловине (тонкие линии — по японским данным, утолщенные — по советским)

### Анализ линейных магнитных аномалий

В ряде случаев, особенно на шельфе, магнитные аномалии хорошо объясняются особенностями геологического строения морского дна или его рельефом. Например, с магматической деятельностью и особенностями рельефа дна связаны дифференцированные интенсивные аномалии у западного побережья о-ва Хоккайдо, а также в районе п-ова Ното (о-в Хонсю). Особенности геологического строения можно объяснить конкретно магнитное поле банки Ямато и отдельных подводных гор. Что же касается упомянутых выше линейных магнитных аномалий в пределах глубоководных котловин, то для объяснения их природы наиболее уместно принимать теорию расширяющегося океанического дна (например, Vine and Matthews, 1963).

В настоящее время ряд исследователей (Terada, 1934; Hilde and Wageman, 1973; Uyeda and Miyashiro, 1974) предполагают именно такой механизм образования Японского моря. Но вследствие того, что линейность магнитных аномалий в Японском море менее выражена, чем в Тихом океане, чрезвычайно трудно определить возраст линейных аномалий и скорость расширения дна (Isezaki and Uyeda, 1973).

Иседзаки (Isezaki, 1975) предложен метод определения центра расширения (спрединга) в сложных случаях. Рассмотрим метод общей оценки скорости расширения дна.

Примем допущения А. Кокса (Cox, 1969): количество обращений за единицу времени подчиняется распределению Пуассона. Одновременно это означает также, что и количество изменений знака намагничен-

ности на единицу расстояния в направлении, перпендикулярном ориентации магнитных линейных аномалий, подчиняется распределению Пуассона.

Применяя блоковую модель для интерпретации линейных магнитных аномалий, получаем следующее выражение:

$$A(k) = M(k) \cdot G(k), \quad (3-1)$$

где  $A(k)$  — преобразование Фурье наблюдаемых магнитных аномалий;  $M(k)$  — преобразование Фурье распределения намагниченности;  $G(k)$  — преобразование Фурье геометрического строения блоков и направления намагниченности ( $k$  — количество волн).

Конкретное выражение для  $G(k)$  будет иметь вид

$$G(k) = -2\pi \frac{\sin I_F \cdot \sin I_M}{\sin I_{F'} \cdot \sin I_{M'}} (e^{-a|k|} - e^{-b|k|}) [\cos \Theta - i \sin(k) \cdot \sin \Theta];$$

$$\operatorname{tg} I_F = \operatorname{tg} I_{F'} \sin \alpha, \quad \operatorname{tg} I_{M'} = \operatorname{tg} I_M \sin \beta, \quad (3-2)$$

где  $I_F$  — склонение магнитного поля Земли,  $\alpha$  — угол между направлением горизонтальной составляющей магнитного поля Земли и направлением простирания блока (направлением линейности),  $I_M$  — склонение намагниченности,  $\beta$  — угол между направлением горизонтальной составляющей намагниченности и направлением простирания блока,  $a$  и  $b$  — глубина верхней и нижней границ блока.

$M(k)$  в различных районах наблюдений имеет различную форму, и поскольку в данном случае принимается, что распределение намагниченности есть распределение Фурье, то

$$|M(k)| = m \sqrt{\frac{\lambda}{4\lambda^2 + k^2}}, \quad (3-3)$$

где  $k$  — среднее количество обращений намагниченности на единицу расстояния,  $m$  — интенсивность намагниченности.

Из уравнений (3-1), (3-2) и (3-3) получаем:

$$|A(k)| = |M(k)| \cdot |G(k)|;$$

$$\alpha \frac{\sqrt{\lambda'} (e^{-a|k|} - e^{-b|k|})}{\sqrt{4\lambda'^2 + k^2}}. \quad (3-4)$$

Из уравнения (3-4) можно определить значение  $\lambda'$ , лучше всего соответствующее  $|A(k)|$ .

Далее, если изменение периода обращений магнитного поля Земли подчиняется распределению Пуассона, а среднее количество обращений на единицу времени есть  $\lambda$ , то

$$\lambda = v\lambda', \quad (3-5)$$

где  $v$  есть скорость расширения дна (спрединга).

Эмпирически наблюдаемое О. Гейртцлером (Heirtzler et al., 1968) распределение представлено на рис. 4.

На рис. 5 приведен пример  $A(k)$  для Япономорской глубоководной котловины. Наилучшее соответствие наблюдается для  $\lambda = 0,15 \text{ км}^{-1}$ . Значение  $3 \text{ млн. лет}^{-1}$  было средним значением  $\lambda$  примерно 45 млн. лет тому назад. Принимая это значение, получаем из уравнения (3-5)

$$v = \frac{\lambda}{\lambda'} = 20 \text{ км/млн. лет} = 2,0 \text{ см/г.}$$

Поскольку через 45 млн. лет значение  $\lambda$  будет примерно  $\lambda = 1,5 \text{ млн. лет}^{-1}$ , то  $v = 1,0 \text{ см/г}$ . Следовательно, можно прийти к выводу о том, что

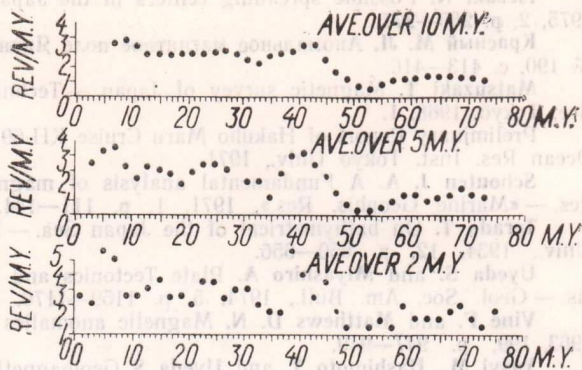


Рис. 4. Эмпирическое распределение шкалы обращений намагниченности на единицу расстояния — вкост линейных магнитных аномалий (Matsuzaki, 1968)

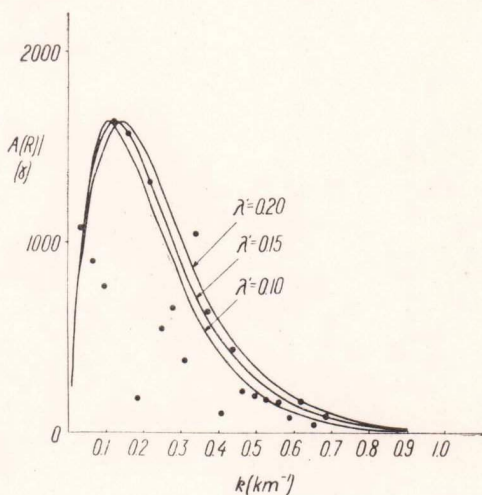


Рис. 5. Спектр Фурье геомагнитных аномалий в Япономорской глубоководной котловине. Точки показаны амплитуды спектра, полученные по наблюдаемым данным, кривыми — теоретические графики, соответствующие различным значениям  $\lambda$ .

если за последние 80 млн. лет Япономорская глубоководная котловина расширялась, то скорость ее расширения не превышала нескольких сантиметров в год. Если принять  $v=2$  см/г, то Японское море, чтобы достичь современной ширины (600 км), должно было начать расширяться 30 млн. лет тому назад.

Таким образом, скорость расширения и возраст Японского моря можно определить путем анализа линейных магнитных аномалий. После того как будут решены все вопросы о сопоставимости советских и японских гидромагнитных данных, станет возможно интерпретировать их в комплексе с другой геологической и геофизической информацией.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Cain J. C., Hendricks S. J., Langel R. A. and Hudson W. V. A proposed model for the international geomagnetic reference field 1965. — «Geomag. Gaelect. Kyoto», 1967, No 19, p. 335—355.
- Cox A. Geomagnetic reversals. — Science, 1969, 163, p. 237—245.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman III W. C. and Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. — «J. Geophys. Res.», 1968, 73, p. 2119—2163.
- Hilde T. W. C. and Wageman J. M. Structures and origin of the Japan Sea, in P. J. Coleman (ed.). — The Western Pacific-Island Arcs, Marginall Seas, 1973.
- Isezaki N., Nata K. and Uyeda S. Magnetic Survey of the Japan Sea (part 1). — Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1971, 49, p. 77—83.
- Isezaki N. and Uyeda S. Geomagnetic anomaly pattern of the Japan Sea. — «Marine Geophys. Res.», 1973, 2, p. 51—59.



Isezaki N. Possible spreading centers in the Japan Sea. — «Marine Geophis. Res.», 1975, 2, p. 265—277.

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

Matsuzaki T. Magnetic survey of Japan. — Technical Report of Hydrographic Office, Tokyo, 1968, 1.

Preliminary Report of Hakuho Maru Cruise KH-69-2 (ed. by Tomoda and Nasu). — Ocean Res. Inst. Tokyo Univ., 1971.

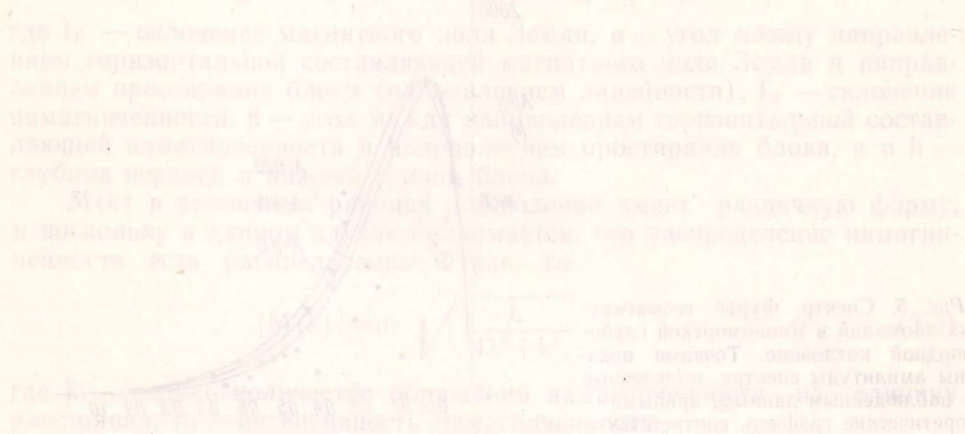
Schouten J. A. A Fundamental analysis of magnetic anomalies over oceanic ridges. — «Marine Geophis. Res.», 1971, 1, p. 111—144.

Terada T. On bathymetrical of the Japan Sea. — Bull. Earthq. Res. Inst Tokyo Univ., 1934, 12, p. 650—656.

Uyeda S. and Miyashiro A. Plate Tectonics and the Japanese Island: A synthesis. — Geol. Soc. Am. Bull., 1974, 5, p. 1159—1170.

Vine F. and Matthews D. N. Magnetic anomalies over oceanic ridges. — «Nature», 1963, 199, p. 947—949.

Yasyi M., Hashimoto Y. and Uyeda S. Geomagnetic studies of the Japan Sea-Anomaly pattern in the Japan Sea. — «Oceanogr. Mag.», 1967, 19, p. 221—231.



30 мая 1971 года  
Танка образцов скорости расширения и возраста  
можно определить путем анализа магнитных аномалий  
каждого конкретного района в соответствии с данными  
индических геомагнитных данных, ставя во внимание  
их в комплексе с другой геологической и геомагнитной

1971  
Cox A. Geomagnetic surveys — Science, 1969, 103, p. 25—26.  
Hess H. R., Dixon G. G., Horton F. M., Peltzman H. W. C. and La Plante K. J.  
Magnetic anomalies associated with the Japan Sea spreading center  
and continental margin. In: Japan Sea: Geology and Geophysics  
Hilde T. W. and Wagman I. M. Structure and origin of the Japan Sea.  
In: P. J. Coleman (ed.) — The Western Pacific and the Japan Sea, 1973.  
Isezaki N., Wata K. and Uyeda S. Magnetic pattern of the Japan Sea (part I).  
Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 1971, 49, p. 17—21.  
Isezaki N. and Uyeda S. Geomagnetic anomaly pattern of the Japan Sea (part II).



Возрастание интенсивности аномалий

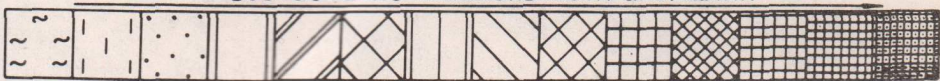


Схема соотношений некоторых элементов гравитационного, аномалии Буге и магнитного полей. 1 — оси гравитационных аномалий: а — относительных максимумов, б — относительных минимумов; 2 — оси гравитационных ступеней; 3 — оси глубоководных желобов; 4 — контуры подводных возвышенностей; 5 — контуры глубоководных впадин; 6 — границы магнитных провинций

## АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Ю. В. ШЕВАЛДИН

*Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР, Владивосток*

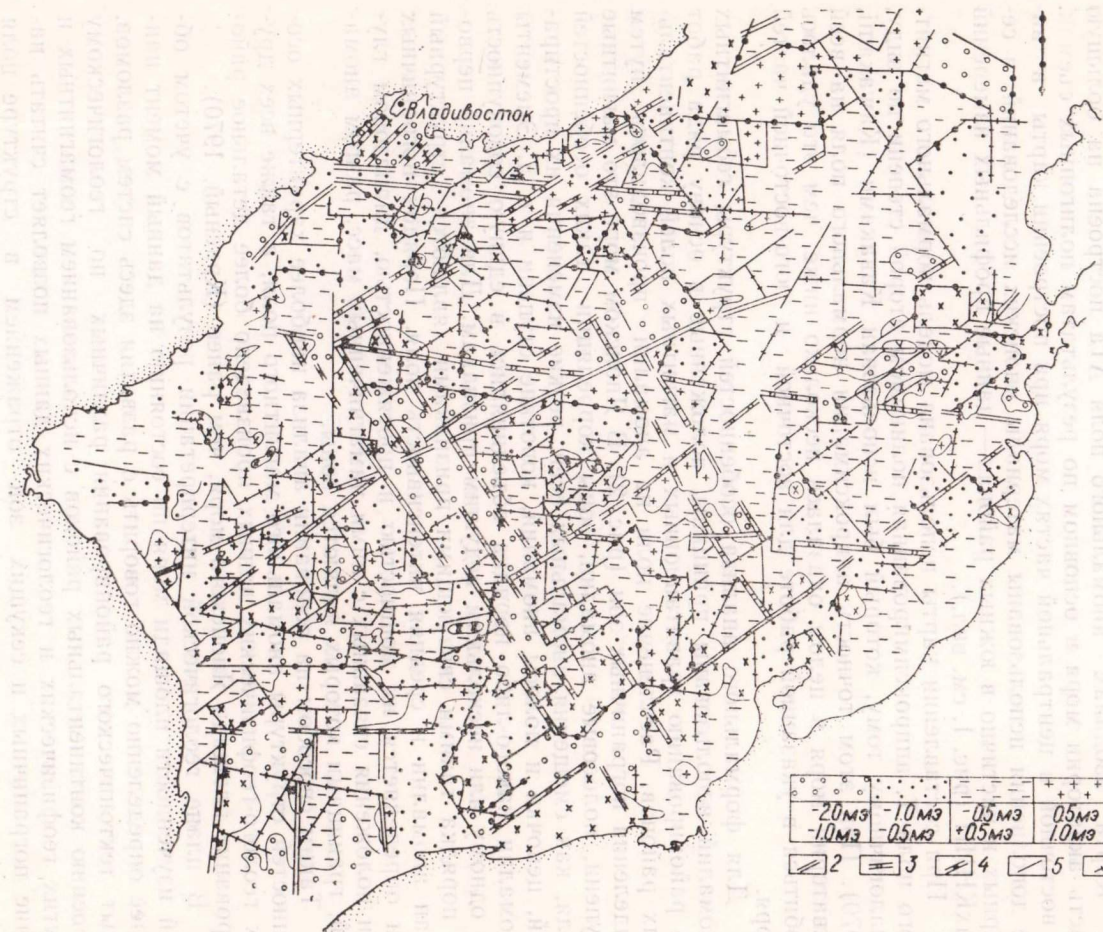
Карта изодинам аномального поля  $\Delta T_a$  построена на большую часть акватории моря в основном по результатам полигонных съемок. В восточной и центральной частях моря при построении карты в виде дополнения использованы материалы японских исследований, в северных и частично в южных районах — данные профильных измерений СахКНИИ (рис. 1, см. вкл.).

При составлении карты использована модель нормального магнитного поля  $T$ , аппроксимированная полиномом второй степени по виду, аналогичному тому, который был использован Каваками (Kawakami, 1970). При этом точность аппроксимации нормального поля на всей акватории моря в целом оказалась несколько ниже, чем это удалось добиться в указанной работе для восточной и юго-восточной частей моря.

Для формального анализа особенностей структуры геомагнитных аномалий использованы принципы, положенные в основу ряда работ по районированию гравитационных и магнитных полей континентальных районов. Расчленение поля на аномалии производилось путем выделения пограничных зон (рис. 2). В Японском море это магнитные ступени, полосовые аномалии, зоны корреляции таких особенностей поля, как смещения аномальных осей, резкие изменения их простирааний, цепочки и полосы аномалий, короткие ступени и т. д. Элементы аномалии какого-либо порядка объединялись в единую совокупность по одному или нескольким ведущим признакам. Для аномалий первого порядка такими связующими признаками являются структурный план аномалии и средняя интенсивность поля. Порядок пограничных зон определяется их мощностью и протяженностью, диапазоном глубин положения связанных с ними намагниченных масс, рангом аномалий, границами которых являются зоны.

Таким способом на основании анализа наиболее характерных особенностей структуры аномального магнитного поля, а также всех других геолого-геофизических данных произведено более детальное районирование площади Японского моря, чем ранее (Красный, 1970).

В плане геологической интерпретации результатов с учетом общей изученности площади моря по состоянию на данный момент наиболее определенно можно говорить о развитии здесь систем разломов. Опыт тектонического районирования различных по геологическому строению континентальных районов с использованием геомагнитных и других геофизических и геологических данных позволяет считать наличие пограничных и секущих зон отражением в структуре поля



участков, различных по степени проработки, направлению простирания и глубинности зон разломов.

Существуют и прямые доказательства связи выделенных зон аномально-го магнитного поля с зонами тектонических нарушений — многочисленные находки образцов тектонических брекчий и катаклизитов, поднятых драгированием в районах подводной возвышенности и континентального склона, где широко развиты названные зоны. Повсеместно к выделенным участкам магнитных зон

Рис. 2. Схема геомагнитного районирования акватории Японского моря. 1 — диапазоны значений поля  $\Delta T_a$ , 2—4 — пограничные и секущие зоны поля первого порядка, 5—7 — то же второго и выше порядков (2 и 5 выделяются зонами линейных аномалий, 3 и 6 — зонами корреляции, 4 и 7 — магнитными ступенями), 8 — контуры отдельных аномалий

приурочены выходы на поверхность дна изверженных пород.

Большая часть крупных зон разломов, по данным анализа структуры поля, характеризуется наличием магнитных неоднородностей как в глубинных частях разреза, так и в приповерхностных. Последние 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. По данным определения магнитных свойств в образцах изверженных пород из центральной части моря, значения остаточной намагниченности в них достигают  $54,6 \cdot 10^{-4}$  ед. СГС, в районе континентального склона Южного Приморья — от  $64,8 \cdot 10^{-4}$  до  $38 \cdot 10^{-4}$  ед. СГС. В целом на площади моря по результатам статистического обсчета направлений простирания элементов зон разломов выделяется несколько систем: субмеридиональная, субширотная, северо-восточная и северо-западная. Большая часть зон разломов представлена тремя ортогональными системами, имеющими простирания:  $2,5-92,5^\circ$ ;  $22,5-112,5^\circ$ ;  $52,5-142,5^\circ$ . Анализ системы геотермического районирования региона Японского моря и его обрамления (Шевалдин,

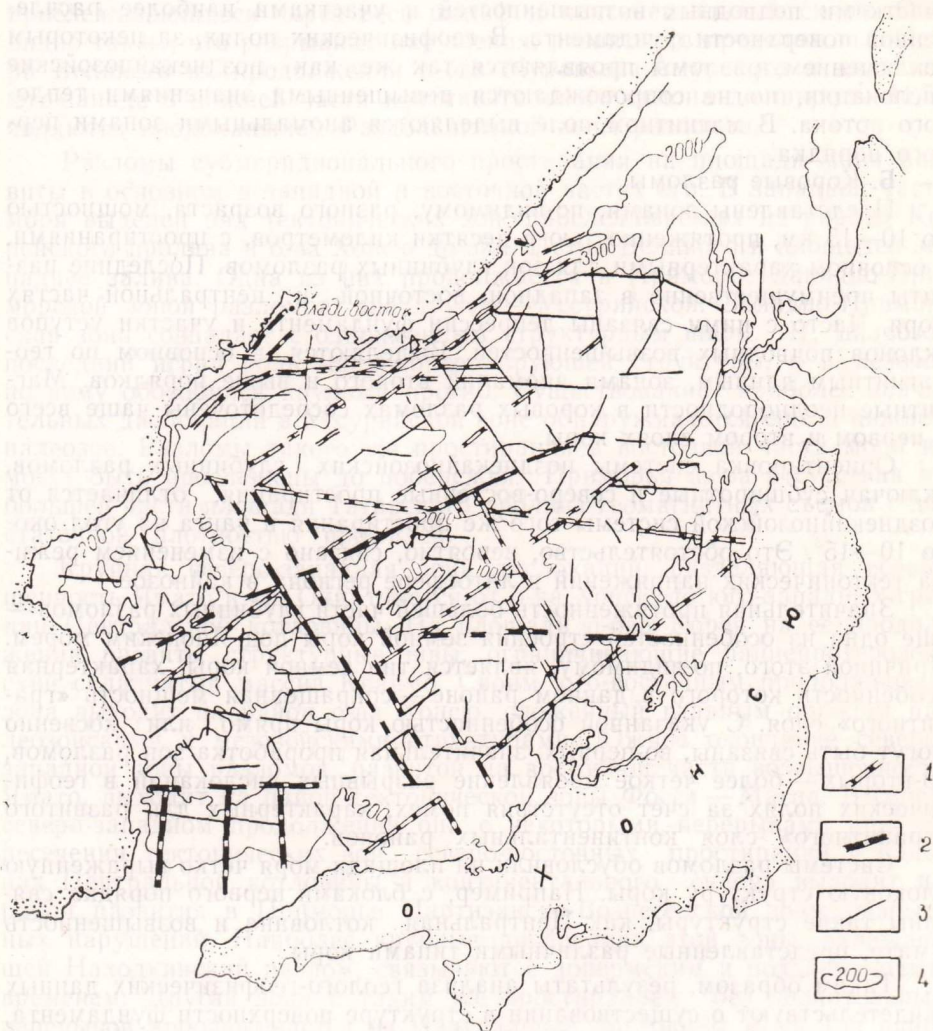


Рис. 3. Основные разрывные нарушения площади Японского моря. 1, 2 — глубинные разломы (1 — позднекайнозойского возраста), 3 — коровые разломы, 4 — изобаты морского дна

1974) позволяет также выделить элементы зональности, характерной для зон разломов.

По совокупности геолого-геофизических данных на площади моря выделяются (рис. 3) следующие разломы.

#### **А. Глубинные разломы**

1. *Позднекайнозойские разломы.* Представлены зонами концентрации разрывов мощностью в поперечнике до 15—35 км; прослеживаются в широтном, северо-восточном, реже северо-западном направлениях на сотни километров через всю площадь моря. Приурочены обычно 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 тепловом потоке разломы выделяются локальными линейными зонами повышенных значений, в магнитном поле — зонами аномалий первого порядка, часто обусловленных деформациями и неоднородностями «базальтового» слоя коры.

2. *Допозднекайнозойские разломы* имеют близкие или несколько меньшие мощности 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 выделяются аномальными зонами первого порядка.

#### **Б. Коровые разломы**

Представлены зонами, по-видимому, разного возраста, мощностью до 10—15 км, протяженностью в десятки километров, с простираниями, в основном характерными для зон глубинных разломов. Последние 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 второго и выше порядков. Магнитные неоднородности в коровых разломах сосредоточены чаще всего в первом и втором слоях коры.

Ориентировка системы позднекайнозойских глубинных разломов, включая субширотные и северо-восточные простирания, отличается от позднекайнозойской системы того же простирания и ранга на угол около 10—15°. Это обстоятельство, вероятно, связано с изменением режима тектонических напряжений в литосфере региона в кайнозое.

Значительная протяженность большей части глубинных разломов — еще одна из особенностей строения земной коры под Японским морем. Причиной этого, по-видимому, является тип земной коры, характерная особенность которого в данном районе — сокращенная мощность «гранитного» слоя. С указанной особенностью коры прямо или косвенно могут быть связаны, во-первых, значительная проработка зон разломов, во-вторых — более четкое проявление разрывных дислокаций в геофизических полях за счет отсутствия помех, характерных для развитого «гранитного» слоя континентальных районов.

Системы разломов обусловили на площади моря четко выраженную блоковую структуру коры. Например, с блоками первого порядка связаны такие структуры, как Центральная котловина и возвышенность Ямато, представленные различными типами коры.

Таким образом, результаты анализа геолого-геофизических данных свидетельствуют о существовании в структуре поверхности фундамента, подстилающего осадки дна Японского моря, сложной, но регулярной, реже — относительно регулярной системы разрывных нарушений. Выявленная сеть разломов в пределах Японского моря имеет более или ме-

нее правильный рисунок, характерный в главных чертах для общепланетарной системы трещин. 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 моря и их связь с зонами разломов, данные глубинного строения, полученные сейсмическим и гравиметрическим методами, данные о геотермальной зональности, свидетельствующие о наличии крупных блоковых неоднородностей как верхних, так и нижних частей разреза коры.

Имеющиеся геолого-геофизические материалы позволяют сделать ряд заключений о связи разрывных структур морского дна и его обрамления. Для некоторых систем разломов (включая тектонические и структурные швы Приморья, п-ова Корея и о-вов Японской дуги) продолжение их на площади дна моря достаточно очевидно, для других — предположительно.

Непосредственным продолжением на площади моря развитых в Приморье разломов являются разрывные нарушения, выделенные в пределах вулканического пояса к юго-западу от мыса Островного и прослеживающиеся через весь шельф и континентальный склон. Очевидно также, что разрывные нарушения, развитые в пределах зал. Петра Великого на продолжении п-ова Муравьева-Амурского и далее на юго-западе в нижней части континентального склона до широты  $41,5^\circ$ , являются продолжением Раздольненской зоны разломов.

Разломы субмеридионального простираения на площади моря развиты в основном в западной и восточной частях его. В западной части моря выделен ряд тектонических зон, прослеживаемых из района Корейского пролива и о-ва Хонсю до зал. Петра Великого и площадей западнее залива. Одна из них продолжается в Приморье Западно-Приморской зоной разломов, две другие — Уссурийской. Западно-Приморская зона совпадает с одноименным структурным швом. В палеозое последний играл роль мажоритарной структуры, а в мезозое по нему обособился крупный прогиб. Существование наиболее значительных дислокаций в Уссурийской зоне обнаруживается еще в нижнем палеозое. Разломы такого же простираения в восточной части моря не могут быть прослежены до побережья Приморья из-за отсутствия на большей части площади Татарского пролива геомагнитных съемок с достаточной плотностью профилей.

Крупная северо-западная зона дислокаций, разделяющая возвышенность Ямато и хр. Оки, тянется от о-ва Хонсю до юго-западных границ Центральной котловины. На площади п-ова Корея на ее продолжении развиты структурные швы, ограничивающие раннепротерозойский складчатый массив Кванмо. Своим юго-восточным продолжением зона выходит на район о-ва Хонсю, сложенный главным образом палеозойскими и мезозойскими структурами. Южное окончание северо-западной зоны разломов, развитой на восточной части возвышенности Ямато, выходит на район тектонической зоны Фосса — Магна. В своем северо-западном продолжении она с некоторыми перерывами при пересечении тектонических зон северо-восточных простираений в районах Центральной котловины и континентального склона выходит на район развития в Приморье Партизанско-Вознесенской зоны разрывных нарушений. Наиболее крупные дислокации этой зоны, включающей Находкинский разлом, связывают с допермским и поздне меловым временем. Другая зона с таким же простираением без значительных перерывов прослеживается из Центральной котловины моря (из района несколько южнее возвышенности Богорова) до участка шельфа, где выделяется в Приморье Арсеньевская зона разломов. С указанной

зоной также связаны разломы, проявившиеся с раннего палеозоя до позднего мела.

В целом наиболее широкое развитие субширотных дислокаций, 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 находится на продолжении структурных швов Приморья и п-ова Корея. Так, одна из субширотных зон дислокаций, приуроченных к континентальному склону, на юго-западе Приморья выходит на северную окраину Хасанской депрессии. Выполненная наиболее молодыми для данного района миоцен-плиоценовыми отложениями депрессия носит черты новообразованной структуры. Поскольку связь названного разлома с континентальным склоном очевидна, с последним можно связывать и проявление тектонической активности в позднекайнозойское время.

Как видно, основные разрывные нарушения коры региона Японского моря прослеживаются и в районах, окружающих море, и на площади морского дна. Большая часть из них, по-видимому, имела длительный период развития. По сопоставлению с геологическими особенностями строения территории Приморья многие из названных разломов могли возникнуть в доверхнепалеозойское время. «Обновление» разрывных нарушений, особенно в пределах площади Японского моря, произошло в позднем мезозое — кайнозое.

Перечисленные выше зоны разломов в большинстве своем, по-видимому, относятся к категории сквозных. Примеры подобных структур известны в Восточной Сибири (Хренов, 1971), Средней Азии (Пейве, 1938; Чебаненко, 1963), восточной части Тихого океана и прибрежных областях североамериканского континента (Белоусов, 1962).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В.** Основные вопросы тектоники. М. Госгеолтехиздат, 1962, с. 366—398.
- Красный М. Л.** Аномальное магнитное поле Японского моря. — ДАН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 27—41.
- Пейве А. В.** Схема тектоники западного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
- Хренов П. М.** Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юго-восточной Сибири). — Глубинные разломы юго-восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971, с. 5—38.
- Чебаненко И. И.** Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев, 1963, с. 116—122.
- Шевалдин Ю. В.** Тепловой поток и некоторые вопросы тектоники района Японского моря. — Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 162—167.
- Kawakami K.** Geomorphological and geophysical studies on the Bottom of the Eastern Part of the Sea of Japan. — Report of Hydrogr. Res., 1970, No 5.



## РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРА АНОМАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Ю. А. ПАВЛОВ, Е. В. КОЧЕРГИН

*Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,  
п. Новоалександровск*

К настоящему времени почти вся северо-западная часть Тихого океана, включая Берингово, Охотское, Японское и Восточно-Китайское окраинные моря с прилегающими участками суши, охвачена гравиметрическими и магнитометрическими съемками тех или иных масштабов. Однако результаты этих исследований, выполненных многочисленными организациями разных стран (СССР, Япония, США), разрознены и не дают цельного представления об особенностях структуры гравитационного и магнитного полей, их взаимоотношении и связи с геологическим строением региона.

В предлагаемой работе предпринята попытка обобщения и совместного анализа имеющихся гравимагнитных материалов по северо-западной части Тихого океана.

За основу приняты сводные гравиметрические и магнитные карты, составленные ранее (Павлов, Лютая, 1976; Павлов, 1977; Кочергин и др., 1970; Красный, 1972) с дополнениями более поздних исследований (Шимараев, Гуревич, 1970; Кочергин, Красный, 1973; Васильев и др., 1972; Соловьев и др., 1974; Косыгин и др., 1975; Tomoda et al., 1968; Wageman et al., 1970; Peter et al., 1965; Peter, 1965; Hayes and Heirtzler, 1968; Kieny, 1971; Larson et al., 1976) (см. рисунок).

Наиболее общей чертой аномалий Буге является увеличение их интенсивности по мере продвижения от азиатского континента к Тихому океану от отрицательных либо слабоположительных в материковой части до интенсивных положительных (400—500 мгл) в северо-западной части океана.

В пределах суши область докайнозойской складчатости характеризуется наиболее пониженным аномальным полем со значительным преобладанием отрицательных аномалий над положительными. В формировании локальных аномалий основную роль играют верхние части разреза земной коры. При этом, как правило, источниками относительно пониженных аномалий являются кислые интрузивные породы, слабоуплотненные образования впадин, прогибов, платформенных чехлов и другие мезокайнозойские образования пониженной плотности. Относительно повышенные аномалии вызываются основными и ультраосновными интрузиями, а также палеозойскими и докембрийскими образованиями повышенной плотности. В то же время выраженность геологических тел в гравитационном поле определяется как их размерами, так и характером плотностных соотношений с вмещающими породами.

Область кайнозойской складчатости в целом характеризует-

ся более повышенным гравитационным фоном. На значительной части этой территории преобладают положительные значения, а также интенсивная дифференцированность аномалий как вкрест, так и вдоль их простирания. Широко развиты вытянутые высокоградиентные зоны различной протяженности. Основные региональные аномалии обусловлены преимущественно поведением подошвы земной коры. Распределение наиболее локальных аномалий в значительной степени зависит от мощности рыхлых кайнозойских образований.

*Шельфы дальневосточных морей* в целом характеризуются преимущественно положительными аномалиями Буге интенсивностью 20—40 мгл. Как правило, аномальные поля шельфов тесно связаны с аномалиями прилегающих участков суши, отражая единство геологических структур.

*Области глубоководных котловин* — Алеутской, Командорской, Бауэрсая, Курильской, Японской, Хонсю и Окинава — характеризуются наиболее интенсивными аномалиями Буге в пределах окраинных морей при сравнительно слабой дифференцированности поля. Высокие значения поля обусловлены в первую очередь значительным сокращением мощности коры.

Для *островных дуг* — Алеутской, Курило-Камчатской и Рюкю — общей особенностью аномалий Буге являются отчетливо выраженная линейность аномальных зон, как правило, сопряженных зон максимумов и минимумов, их резкая дифференцированность и наличие протяженных гравитационных ступеней.

В пределах *глубоководных желобов* установлены протяженные минимумы различной амплитуды, обычно прослеживающиеся на всем протяжении желобов и смещенные к их борту, прилегающему к островной дуге. Другая особенность — приуроченность к обоим склонам желобов зон резких гравитационных градиентов, превышающих 3—5 мгл/км, которые создают ступени амплитудой в несколько десятков и сотен мгл. Гравитационные минимумы над внутренними склонами глубоководных желобов обусловлены в первую очередь значительными увеличениями мощности земной коры (на 10—20 км по сравнению с соседними участками) и большими мощностями осадочного слоя (до 5—10 км).

*Окраинные океанические валы* Зенкевича и Алеутский в целом характеризуются высокими значениями аномалий Буге со средней интенсивностью 420—430 мгл на фоне более пониженного поля прилегающих участков ложа океана, где интенсивность аномалий составляет около 360—400 мгл. Общее региональное повышение поля в районе окраинных океанических валов обусловлено субпараллельным положением рельефа дна и подошвы земной коры в их пределах, в результате чего подъем границы Мохоровичича вызывает повышение интенсивности аномалий Буге (Павлов и др., 1972).

*Область ложа* северо-западной части Тихого океана к настоящему времени изучена недостаточно. По результатам отдельных маршрутных измерений эта область характеризуется сравнительно слабо дифференцированными аномалиями интенсивностью 360—400 мгл. Однако в некоторых случаях интенсивность поля вдоль профилей изменяется на несколько десятков мгл на сравнительно небольших расстояниях. Чаще всего это связано с подводными вулканическими постройками.

По результатам спутниковых наблюдений установлено, что общий повышенный региональный гравитационный фон зоны сочленения азиатского континента с Тихим океаном есть следствие крупного зонального максимума аномалий силы тяжести, приуроченного к Тихоокеанскому подвижному поясу. Приуроченность повышенных зональных гравитационных аномалий к тектонически активной зоне свидетельствует об избытке в последней более плотных масс земной коры и мантии по

сравнению с соседними, менее активными районами. По-видимому, геологические процессы, происходящие в настоящее время в Тихоокеанском подвижном поясе, связаны в целом с относительным уплотнением вещества земной коры и верхней мантии.

Методика районирования аномального магнитного поля сводилась к выделению «магнитных провинций» по характерным морфологическим и структурным признакам, а именно: интенсивности и дифференцированности поля, ориентировке аномалий, распределению их по площади, преобладанию знака и так далее.

В полном наборе признаков достаточно хорошо отражаются особенности строения региона. Действительно, если напряженность обусловлена вещественным составом земной коры, физическим состоянием и строением ее магнитоактивной оболочки, то простирания аномалий связаны со структурным планом региона — его тектоникой. Аномалии силы тяжести, по существу, единственные источники информации о простираниях геоструктур, слагающих погребенный фундамент в континентальной области и перекрытых водной толщей — в океанической. Дифференцированность аномального магнитного поля в значительной степени связана с тектонической активностью региона на определенном этапе развития. Однако прямой и однозначной связи здесь установить невозможно, так как магматизм, формирующий магнитоактивные объекты, может и не иметь аналогов в аномальном магнитном поле при его кислом проявлении.

По указанным признакам в пределах рассматриваемого региона выделяется 47 магнитных зон (провинций), часть из которых в свою очередь подразделяется на зоны второго порядка, или подпровинции (см. рисунок). Подробная характеристика этих зон и их геологическая интерпретация изложены авторами ранее (Кочергин, Павлов, 1977), здесь мы остановимся лишь на самых характерных общих закономерностях региональной структуры поля.

Выделенные зоны подразделяются на три типа.

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

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

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

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

Каждый тип магнитных провинций имеет свою генетическую основу и соответствует структурам определенного этапа развития земной коры, что свидетельствует о направленном развитии геомагнитного поля Земли. Зональность же поля, по всей вероятности, обусловлена блоковым строением земной коры и верхов мантии, а региональные магнитные провинции отвечают различным геоблокам и наиболее развитым межглыбовым зонам.

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

#### ЛИТЕРАТУРА

**Васильев Б. И., Карп Б. Я., Шевалдин Ю. В.** Некоторые вопросы тектоники возвышенности Ямато. — Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972, с. 37—42.

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

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

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

**Кочергин Е. В., Павлов Ю. А.** Региональная структура аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей. (Труды СахКНИИ, в. 55). Владивосток, 1977.

**Красный М. Л.** Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. — Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. (Труды СахКНИИ, в. 33). 1972, с. 272—278.

**Павлов Ю. А.** Гравитационные аномалии и строение литосферы зоны сочленения азиатского континента с Тихим океаном. М., «Наука», 1977.

**Павлов Ю. А., Лютая Л. М.** Гравитационные аномалии зоны сочленения азиатского континента с Тихим океаном. — Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. (Труды СахКНИИ, в. 42). Владивосток, 1976.

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

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

**Шимараев В. Н., Гуревич Н. И.** Новые данные о тектоническом строении восточной части Охотского моря по результатам аэромагнитной съемки. — Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. 1970, с. 128—133.

**Hayes D. E. and Heirtzler J. R.** Magnetic Anomalies and their Relation to the Aleutian Island Arc. — «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, No 14, p. 4637—4647.

**Kienly J.** Gravity and Magnetic measurements over Bower ridge and Shirshov ridge Bering Sea. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, No 29, p. 7138—7154.

**Larson R. L. and Chase C. G.** Late Mesozoic Evolution of the western Pacific Ocean. — Bull. Geol. Soc. of America, 1976, v. 83, No 12.

**Peter G.** Preliminari of a systematic geophysical Survey south of the Alaska Peninsula Continental Margins and Island. — Report of symposium, Ottawa, Geol. Surv. of Canada, 6—8 September, 1965, p. 223—237.

**Peter G., Elvers D. and Gellin M.** Geological Structure of the Aleutian Trench Southwest of Kodiak Island. — «J. Geophys. Res.», 1965, v. 70, No 2, p. 352—367.

**Tomoda I., Ozawa K. and Segawa J.** Measurement of Gravitational and Magnetic field on board a cruising vessel. — Bull. of the Ocean Res. Inst., University of Tokyo, 1968, No 3, p. 170.

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

## СТРУКТУРА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ПОД ЯПОНСКИМ АРХИПЕЛАГОМ

ДЗ. МИЯКОСИ

*Институт наук о Земле университета Тохоку, Тоттори, Япония*

Исследования региональных аномалий короткопериодных геомагнитных вариаций в Японии, которые начал Нагато и продолжили Рикитаки и Ёкояма, активно развиваются после создания научно-исследовательской группы АЭ (аномалии электропроводности).

К настоящему времени в результате детальных исследований ранее обнаруженных аномальных районов на о-вах Хоккайдо и Хонсю в окрестности Тохоку (северо-восточная часть острова) и в Тюбу (центральная часть острова) уточнена предложенная Рикитаки модель погружающейся под Японским архипелагом поверхности хорошо проводящего слоя в верхней мантии и, кроме того, установлено, что аномалия Тохоку вызывается «эффектом пролива». Результаты новых наблюдений в западной части Японии в районе Тюгоку указывают на то, что электропроводящий слой верхней мантии не только приближается к дневной поверхности в юго-западной части Японского моря, но и выклинивается в сторону суши в районе Тюгоку.

### Введение

Электропроводность земной коры и верхней мантии зависит от соотношения температуры мантии и точки плавления глубинного вещества, а также от содержания в глубинных породах воды. Решая обратную задачу, по данным геомагнитных наблюдений на поверхности Земли, можно определить содержание воды в недрах и температуру. С 1960 г. группой АЭ проводятся исследования структуры электропроводности коры и мантии по данным синхронных геомагнитных наблюдений во многих точках, а также измерения электрического поля Земли другими методами. В настоящей работе излагаются результаты последних исследований группы АЭ по каждому району (рис. 1).

### Структура глубинной электропроводности по отдельным районам

1. *Хоккайдо и Тохоку.* Для восточной части Хоккайдо имеются результаты геологических исследований Мори (Mori, 1975). Для центральной и западной частей Хоккайдо аналогичные материалы получены Нисидой, Ямасита, Ёкояма, Кубоки, Кондо и другими и обобщены первым из этих исследователей.

На рис. 2 приводится распределение векторов Паркинсона, полученное Нисидой для геомагнитных вариаций с периодами 5 и 60 мин. Векторы явно контролируются равниной Исикари, так как с запада и востока от нее они обращены в ее сторону. Рис. 3-дает представле-

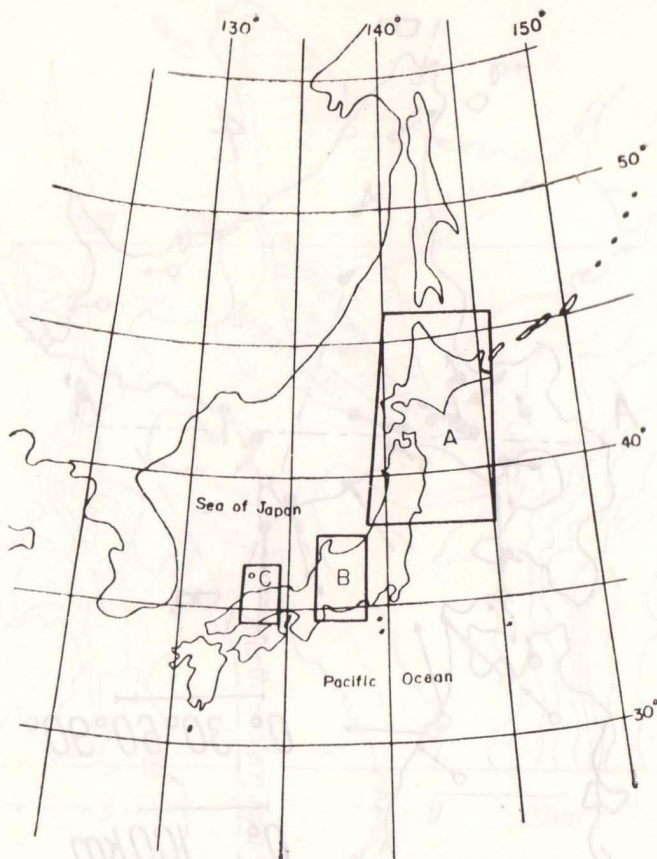


Рис. 1. Расположение районов исследований. А — Хоккайдо и район Тохоку (северо-восточная часть Хонсю), В — район Тюбу (центральная часть Хонсю), С — район Тюгоку (западная часть Хонсю)

ние о геологическом строении юго-западной части Хоккайдо и батиметрии прилегающей акватории.

Как показывает рис. 2, на равнине Исикари наблюдаются значительные искажения в ориентации индукционных векторов, по-видимому, в связи с тем, что равнина является каналом для тока, связывающим Тихий океан с северной частью Японского моря. На рис. 4 показаны линии тока, вычисленные для данного случая с периодом вариаций 5 минут.

Учитывая результаты измерений электрического поля Земли, Нисиды предложил схему распределения электропроводности по глубине; поперечный разрез по направлению восток — запад показан на рис. 5. Этот разрез согласуется с распределением теплового потока.

Как видно из рис. 6, значения уровня аномального поля геомагнитных вариаций не так велики, однако со стороны суши уровень резко снижается. Это ослабление можно объяснить индукционным взаимодействием токов, возбужденных в морской воде, с токами, возбужденными в проводнике, находящемся на небольшой глубине под дном моря. Кроме того, учитывая результаты измерений электрического поля Земли на о-ве Оки, можно предположить, что в этом районе — от юго-западной части Японского моря до района Тюгоку — проводящая поверхность верхней мантии находится на небольшой глубине — порядка 20—30 км.

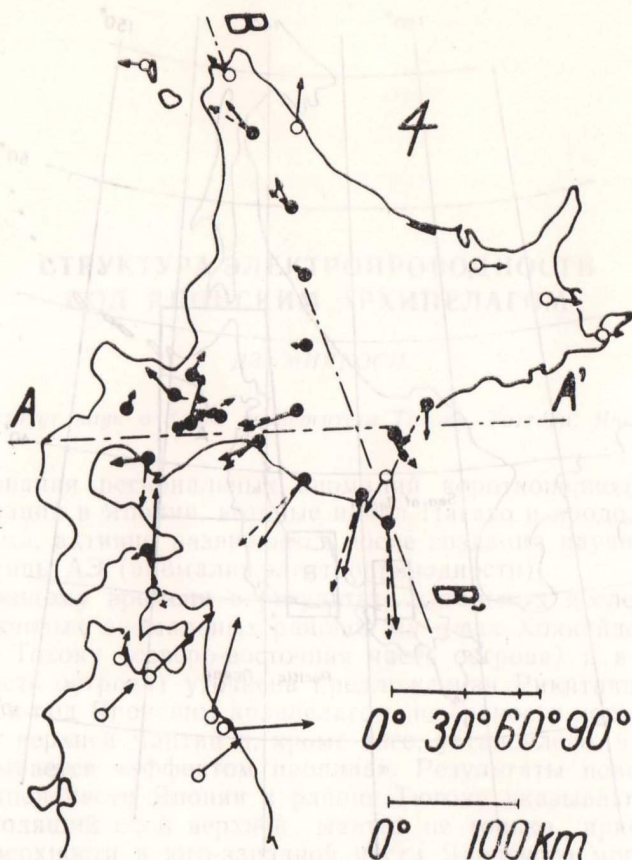


Рис. 2. Векторы Паркинсона в точках наблюдений. Пунктирные и сплошные векторы соответствуют периодам в 5 и 60 мин соответственно. Векторы с пустыми белыми кружками получены Като и др. (Kato et al., 1971), Мори (Mori, 1975) и Ямасита и Ёкояма (Yamashita et al., 1975) для периода около одного часа, по устному сообщению Нисида (Nishida, 1976)

По данным наблюдений Рикитаки, Хонкура, Кубоки, Одзима получено региональное распределение вектора Паркинсона. Значения  $A$ , определяемые по формуле  $\Delta Z = A\Delta H + B\Delta D$ , указывают на ориентацию векторов с юга на север, что свидетельствует о том, что так называемая аномалия геомагнитных вариаций в северо-восточной Японии (Kato et al., 1971) не вызвана особенностями глубинного строения, а обусловлена магнитным полем, создаваемым электрическим током, проходящим через Сангарский пролив.

2. *Район Тюбу.* На профиле, пересекающем с юга на север район Тюбу (центральная часть Хонсю), наблюдения выполнены Хонкура. Интерпретировав данные, полученные методом передаточной функции (transfer function) для двухмерной модели, он показал, что поверхность хорошо проводящего слоя под Тихим океаном и Японским морем находится на глубине всего 30 км, а под Японским архипелагом погружается глубже, имея в разрезе форму прямоугольника (Honkuga, 1974). Рикитаки указал, что эти результаты также можно интерпретировать предложенной им ранее моделью, имеющей в сечении форму треугольника.

Таким образом, суммарная электропроводность под Японским архипелагом меньше, чем под морем (Rikitake, 1975).



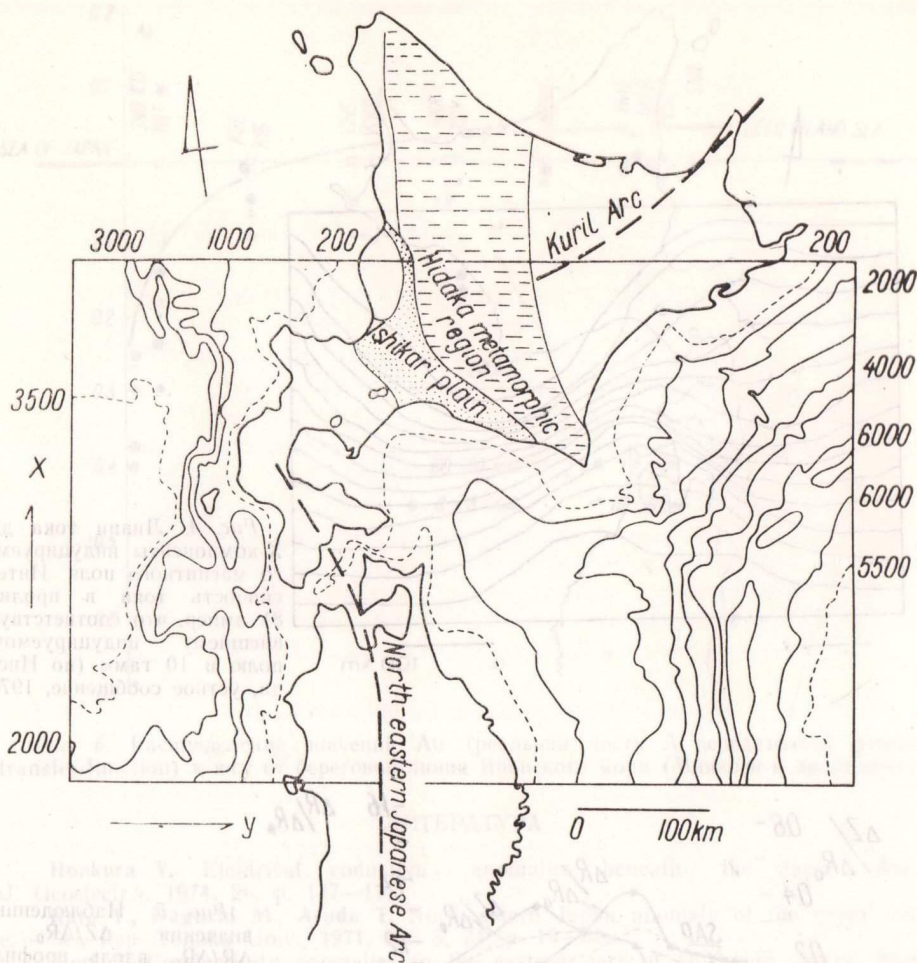


Рис. 3. Геологическое строение юго-западной части Хоккайдо и глубина прилегающего дна моря, м (по Нисида, устное сообщение, 1976)

3. Район Тюгоку. С 1965 г. Судзуки, Сумитомо, Миякоси провели геомагнитные наблюдения и измерения электрического поля на о-ве Оки и на японском побережье Хонсю. А в 1975 г. научно-исследовательская группа, представителем которой является Норитомо, провела синхронные геомагнитные наблюдения во многих точках в районе Тюгоку на профиле, простирающемся с севера на юг от японского побережья до Внутреннего Японского моря. Получено распределение векторов Паркинсона; их интерпретация находится в настоящее время в обработке.

### Заключение

Таким образом, по результатам глубинных электромагнитных исследований коры и мантии можно изучить физическое состояние глубинного вещества. Эти результаты хорошо согласуются с распределением теплового потока Земли и данными сейсмических исследований.

По проведенным исследованиям группой АЭ установлено, что существуют общее попружение поверхности проводящего слоя верхней мантии в сторону Японского архипелага и соответственно подъем его в сторону Японского моря и что в Японии в районах с высоким тепловым

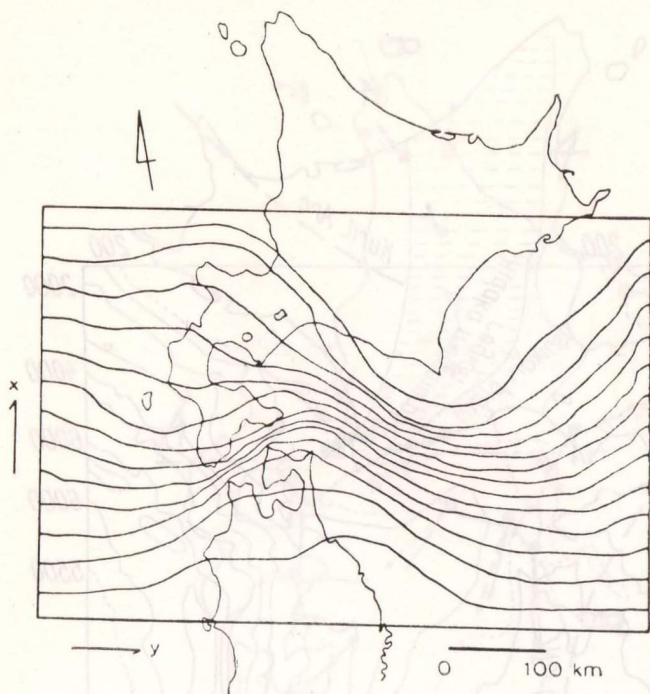


Рис. 4. Линии тока для X-компоненты индуцируемого магнитного поля. Интенсивность тока в проливе 81 ампер, что соответствует внешнему индуцируемому полю в 10 гамм (по Нисида, устное сообщение, 1976)

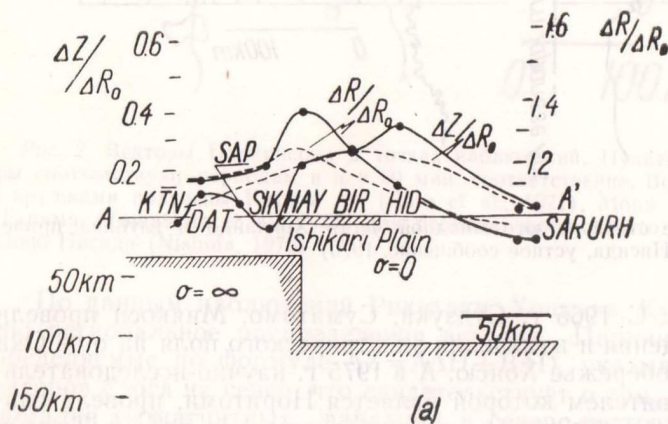


Рис. 5. Наблюдаемые значения  $\Delta Z/\Delta R_0$  и  $\Delta R/\Delta R_0$  вдоль профиля А—А' для вариаций с периодом 60 мин (сплошные кружки и кривые) и соответствующее ему ступенчатое распределение по глубине идеального проводника (пунктирные кривые);  $\Delta R = (\Delta H^2 + \Delta D^2)^{1/2}$  (по Нисида, устное сообщение, 1976)

потоком этот слой поднимается, а осадочная толща играет роль электропроводящего канала.

Следует отметить, хотя в статье этот вопрос и не рассматривался, что распределение глубинной электропроводности определенным образом связано с распределением очагов землетрясений (Нопкуга, устное сообщение, 1976).

Эти исследования имеют большое значение для выяснения физического состояния мантии под островными дугами, поэтому их следует провести также в районах Сикоку — Кюсю, на азиатском континенте и Сахалине.

В заключение автор выражает благодарность всем членам группы АЭ за любезное предоставление еще не опубликованных материалов, которые автор использовал при подготовке этой работы.

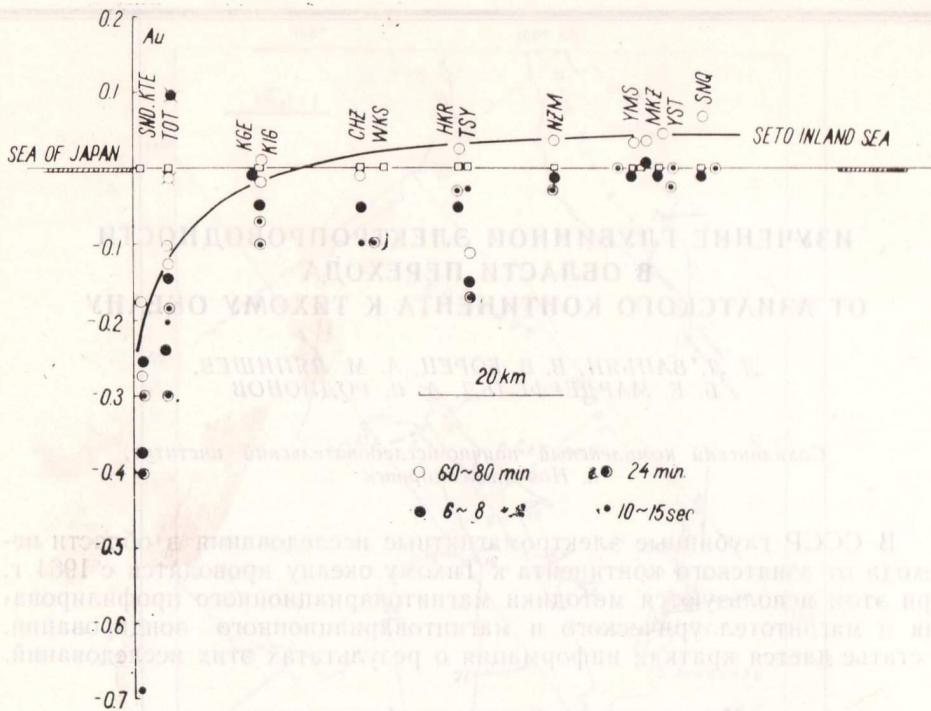


Рис. 6. Распределение значений Au (реальная часть A передаточной функции (transfer-function) к югу от береговой линии Японского моря (Миякоси и др., в печати)

#### ЛИТЕРАТУРА

**Honkura Y.** Electrical conductivity anomalies beneath the Japan Arc. — «J. Geoelectr.», 1974, 26, p. 147—171.  
**Kato Y., Daguchi M., Aruda T.** Northeastern Japan anomaly of the upper mantle. — Sci. Rep. Tonoku Univ., 1971, ser. 5, 21, p. 19—35.  
**Mori T.** Conductivity anomalies in the eastern part of Hokkaido Japan, Memo. Kakioka Mag. Obs., 1975, 16, p. 79—93.  
**Rikitake T.** A model of the geoelectric structure beneath Japan. — «J. Geomag. Geoelectr.» 1975, 26, p. 233—244.

## ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ В ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

Л. Л. ВАНЬЯН, В. В. БОРЕЦ, А. М. ЛЯПИШЕВ,  
Б. Е. МАРДЕРФЕЛЬД, А. В. РОДИОНОВ

*Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,  
п. Новоалександровск*

В СССР глубинные электромагнитные исследования в области перехода от азиатского континента к Тихому океану проводятся с 1964 г. При этом используются методики магнитовариационного профилирования и магнитотеллурического и магнитовариационного зондирования. В статье дается краткая информация о результатах этих исследований.

### Магнитовариационное профилирование

Магнитовариационное профилирование осуществлено в ряде пунктов, расположенных на Сахалине, Курильских островах, в прибрежной части материка (Ваньян и др., 1975). Рассмотрим результаты анализа бухтообразных вариаций с периодом около одного часа. Их интенсивность убывает с севера на юг; при этом вариации вертикальной составляющей меняют не только интенсивность, но и форму. На рис. 1 показана система индукционных векторов Визе—Паркинсона для ряда пунктов. Естественно предполагать, что наблюдаемая аномалия вариаций вертикальной составляющей магнитного поля обусловлена действием морских индукционных токов, т. е. береговым эффектом, характер проявления которого рассмотрен Б. Е. Мардерфельдом (1977). Необходимо отметить, что интенсивность эффекта в значительной степени зависит от глубины проводящего слоя верхней мантии. По оценкам, она составляет 100—150 км.

В центральной группе Курильских островов (Итуруп, Уруп, Симушир) индукционные векторы, построенные для бухтообразных возмущений, ориентированы вдоль островной дуги. Это означает, что аномалия вызвана поперечным по отношению к дуге током. Аномалия отмечается также в наблюдаемом поле солнечно-суточных вариаций. На рис. 2 изображены индукционные векторы, построенные для бухт и четырех первых гармоник солнечно-суточных вариаций. В большинстве случаев эти векторы ориентируются также вдоль островов. По-видимому, аномалия вызвана двумя причинами: токами в проливах, разделяющих Курильские острова, и глубинными неоднородностями. Дальнейшие теоретические исследования должны уточнить вклад каждого из источников. С этой целью в Институте океанологии АН СССР разработан способ расчета низкочастотного островного эффекта. Предварительные результаты выполненных расчетов качественно объясняют аномалию суточных вариаций в центральной части Курильских островов токами в проливах, однако рассчитанный эффект вдвое меньше наблюдаемого.

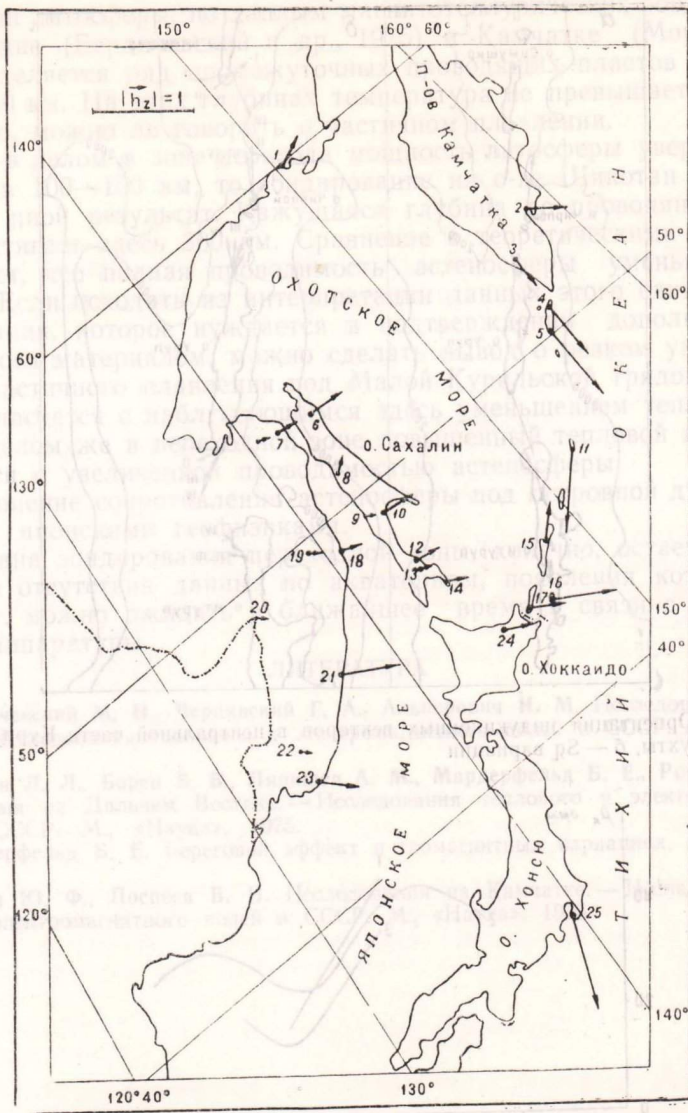


Рис. 1. Схема ориентации индукционных векторов  $h_z \rightarrow$  для ряда пунктов Дальнего Востока

### Магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования

Глубинные магнитотеллурические зондирования выполнены в ряде пунктов советского Дальнего Востока Сахалинским КНИИ, Институтом океанологии, а также производственными организациями. Кривые зондирования, полученные в пунктах с различными поверхностными геоэлектрическими условиями, хорошо согласуются друг с другом (рис. 3). Характерной чертой выполненных зондирований является сравнительно небольшое значение глубины до проводящего основания — в большинстве случаев не выше 100—150 км. По-видимому, резкое понижение сопротивления на этой глубине отражает переход от литосферы к частично расплавленной проводящей астеносфере. Сравнение с расчетными кривыми позволяет оценить полную проводимость астеносферы в  $10^4$  ом (на Русской платформе этот параметр на порядок меньше). Таким образом, переходная область, по данным маг-

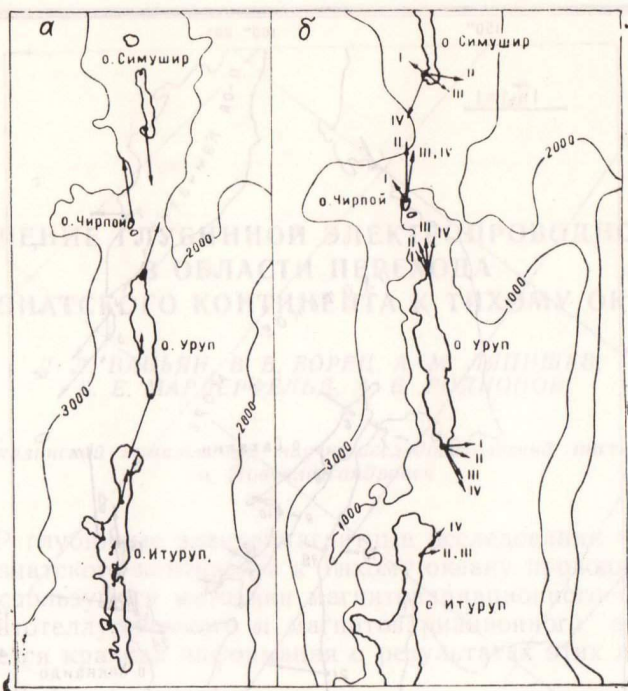


Рис. 2. Ориентация индукционных векторов в центральной части Курильских островов: а — бухты, б — Sq вариации

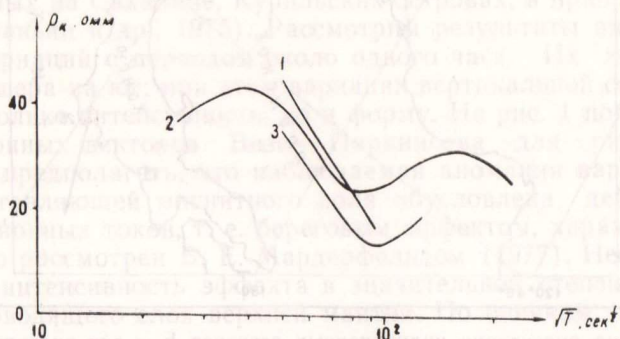


Рис. 3. Кривые  $\rho_k$ , полученные по данным МТЗ в Комсомольске-на-Амуре (1), Южно-Сахалинске (2), Хабаровске (3)

нитотеллурических зондирований, характеризуется мощной, хорошо проводящей астеносферой.

Однако основная величина, определяемая при магнитотеллурическом зондировании, — импеданс, т. е. отношение теллурических и горизонтальных магнитных компонент, — подвержена искажениям вследствие приповерхностных неоднородностей. Особенно чувствительно к ним теллурическое поле. Поэтому в СахКНИИ предпринимались попытки выполнить зондирование с использованием только магнитных вариаций (горизонтальных и вертикальных). Анализ наблюдений позволил выделить нормальную часть вариаций вертикальной магнитной компоненты. В диапазоне геомагнитных бухт глубина до проводящей астеносферы составляет около 140 км, что хорошо согласуется с результатами магнитотеллурического зондирования.

Внутри литосферы, по данным магнитотеллурических зондирований на Сахалине (Бердичевский и др., 1975) и Камчатке (Мороз и др., 1975), выделяется ряд промежуточных проводящих пластов на глубинах 15—50 км. На этих глубинах температура не превышает 500°, так что неясно, можно ли говорить о частичном плавлении.

Если в целом в зоне перехода мощность литосферы уверенно оценивается в 100—150 км, то зондирование на о-ве Шикотан дало совершенно иной результат. Кажущаяся глубина до проводящего горизонта достигает здесь 300 км. Сравнение с теоретическими кривыми показывает, что полная проводимость астеносферы уменьшается до 1000 мо. Если исходить из интерпретации данных этого единственного зондирования, которое нуждается в подтверждении дополнительным фактическим материалом, можно сделать вывод о резком уменьшении степени частичного плавления под Малой Курильской грядой. Это хорошо согласуется с наблюдающимся здесь уменьшением теплового потока. В целом же в переходной зоне повышенный тепловой поток коррелируется с увеличенной проводимостью астеносферы.

Повышение сопротивления астеносферы под островной дугой отмечается и японскими геофизиками.

Картина зондирования переходной зоны, конечно, остается неполной из-за отсутствия данных по акваториям, появления которых, по видимому, можно ожидать в ближайшее время в связи с развитием донной аппаратуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Бердичевский М. Н., Чернявский Г. А., Альперович И. М.** Исследования на Сахалине. — Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1975.

**Ваньян Л. Л., Борец В. В., Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В.** Исследования на Дальнем Востоке. — Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1975.

**Мардерфельд Б. Е.** Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М., «Наука», 1977.

**Мороз Ю. Ф., Поспеев В. И.** Исследования на Камчатке. — Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1975.

## ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В ХОККАЙДО-ОХОТСКОМ РЕГИОНЕ И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ

С. ЭХАРА

*Институт океанологии Токийского университета*

### Введение

В Хоккайдо-Охотский регион мы включаем Хоккайдо, Сахалин, северо-восточную окраину азиатского континента, Камчатку, Курильские острова и Охотское море. Изучение строения и динамики этой переходной зоны от океана к континенту обуславливается, с одной стороны, необходимостью выяснения процесса образования и разделения континентов и океанов, а с другой стороны, тем, что эта переходная зона, с точки зрения тектоники плит, представляет собой регион, в котором происходят различные тектонические явления, связанные с погружением литосферы.

Хоккайдо-Охотский регион менее изучен, чем Япономорский и Филиппиноморский<sup>1</sup>. Кроме того, земная кора в Охотском море в его южной части имеет океанический тип строения, а в центральной и северной — субконтинентальный. Такая структура коры особо важна для понимания тектонического развития переходной зоны. С точки зрения плитовой тектоники Хоккайдо-Охотский регион, как указывают Дэн и Хотта (Den and Hotta, 1973), — почти то же, что «Охотоморская плита».

### Распределение теплового потока

1. *Район Хоккайдо.* Систематические измерения теплового потока на Японских островах и в прилегающих акваториях начаты в 1957 г. работами Уэда и других (Uyeda et al., 1958). Шесть измерений выполнено Хораи (Hogai, 1963) на Хоккайдо. После публикации сводных отчетов Хораи (Hogai, 1964) и Уэда и Хораи (Uyeda and Hogai, 1964) выполнено много измерений теплового потока в западной части Тихого океана, в Японском и Охотском морях. На Сахалине, восточной окраине азиатского континента и Камчатке несколько измерений выполнено советскими учеными.

С 1970 г. прилагал усилия к увеличению числа измерений теплового потока на Хоккайдо и автор этой статьи. До 1975 г. на Хоккайдо определения теплового потока сделаны более чем в 30 точках (Hogai, 1963; Ehara et al., 1970; Ehara and Yokoyama, 1971; Ehara, 1971; наст. ст.). В итоге сейчас имеется достаточное количество данных о тепловом потоке на Хоккайдо и в прилегающих к нему районах (рис. 1). Основными особенностями поля теплового потока являются высокие значения в юго-западной и северо-восточной частях района и низкие или нормальные — в юго-восточной и центральной частях.

<sup>1</sup> Это утверждение автора спорно. (Прим. ред.)



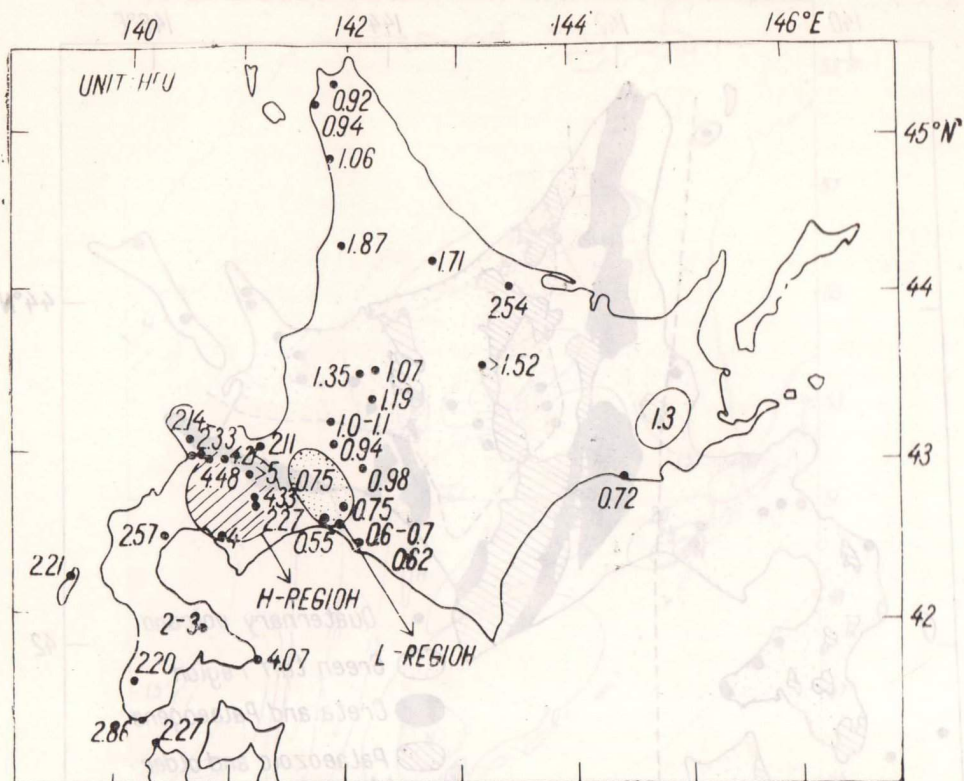


Рис. 1. Распределение теплового потока на Хоккайдо

На рис. 2 показано геологическое строение Хоккайдо (Minato et al., 1956). В центральной зоне и на юго-восточном побережье острова встречаются породы древнее палеогена, а в юго-западной и северо-восточной частях широко распространены лишь вулканические образования неогенового возраста. Характерной особенностью геологического строения Хоккайдо является ориентировка древних структур перпендикулярно к простиранию Курильской островной дуги. Вдоль узкой полосы, простирающейся от центральной части Хоккайдо до Сахалина, гравиметрические аномалии (Tomoda et al., 1970), рельеф и неглубокие очаги землетрясений (Mogiya, 1976) имеют зональное расположение; зоны перпендикулярны к простиранию Курильской дуги, хотя строение верхней мантии под этим районом типично для островной дуги и мантия характеризуется здесь глубиной сейсмической активности и низкими значениями  $Q$  (Utsu, 1971).

2. Охотское море. Первые измерения теплового потока в Охотском море выполнены Ясуи и др. (Yasui et al., 1967, 1968), затем они дополнены измерениями О. В. Веселова и др. (1974 а, б), Л. А. Савостина, В. А. Власова (1974), Е. А. Любимовой и др. (1972) и автора — всего 103 значения (рис. 3). Основные особенности распределения теплового потока в Охотском море — однородно высокий тепловой поток в Курильской котловине, сложная картина его распределения в северной и центральной частях моря — установлены еще до работ автора. Нами для выяснения деталей распределения теплового потока проведены дополнительные измерения теплового потока во многих точках Охотоморского региона, особенно в его центральной и северной частях. Автор имел возможность в 1974 г. принять участие в Охотоморской экспедиции на

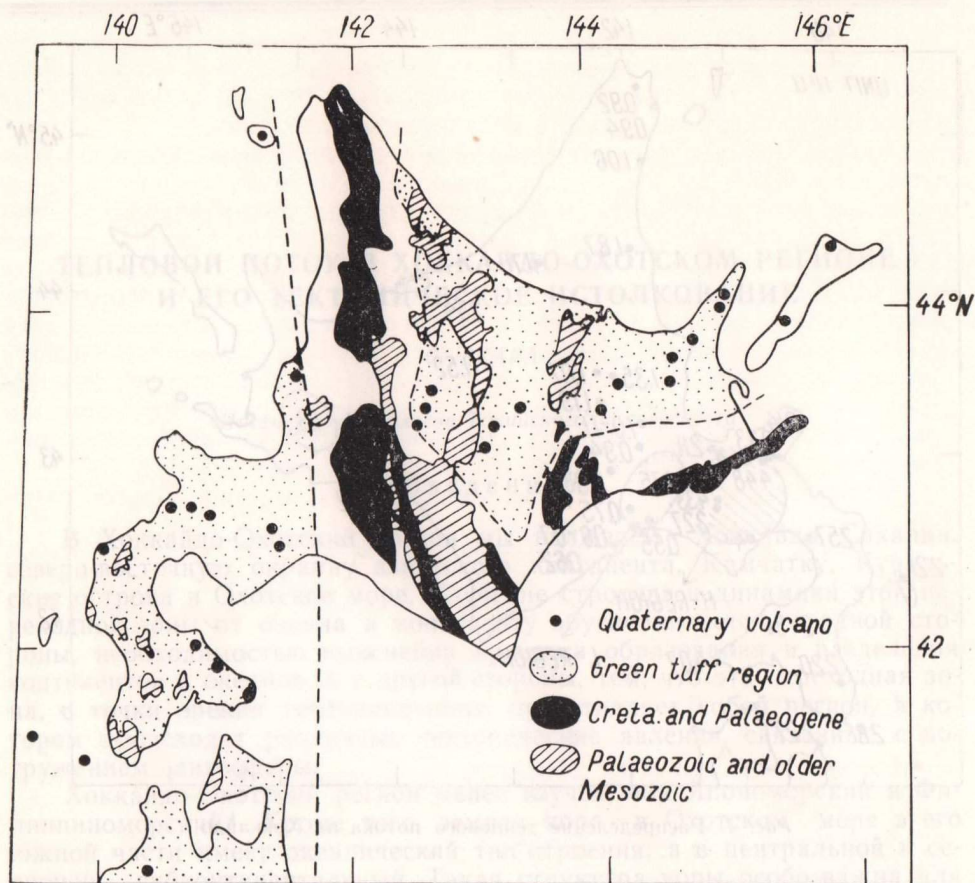


Рис. 2. Модифицированная геологическая карта Хоккайдо, по Минато и др. (Minato et al., 1956)

борту советского НИС «Дмитрий Менделеев», в результате которой получено 17 значений теплового потока.

Имеющиеся в настоящее время для Охотского моря 103 значения теплового потока находятся в пределах 0,5—4,50 ЕТП, а их среднее значение равно  $1,91 \pm 0,76$  ЕТП. Курильская котловина характеризуется высоким тепловым потоком, причем его максимальные значения находятся вблизи  $46,5^\circ$  с ш.;  $146,5^\circ$  в. д. (ст. № 951 рейса НИС «Дмитрий Менделеев»). Одна из областей высоких значений потока располагается к северо-востоку от Курильской котловины. Нормальные или субнормальные его величины получены во впадине Дерюгина. Слегка повышен тепловой поток, возможно, во впадине ТИНРО, хотя данных здесь очень мало. Низкий тепловой поток наблюдается на возвышенности Академии Наук. С другой стороны, на возвышенности Института Океанологии его значения довольно высоки, а вокруг этих возвышенностей наблюдаются аномалии теплового потока как с высокими, так и с низкими величинами.

3. *Другие районы.* Измерения теплового потока на Сахалине, восточной окраине азиатского континента и на Камчатке проводятся советскими учеными<sup>2</sup>.

Восточную окраину континента и Сахалин можно считать районами

<sup>2</sup> См. статью О. В. Веселова и др. в настоящем сборнике.

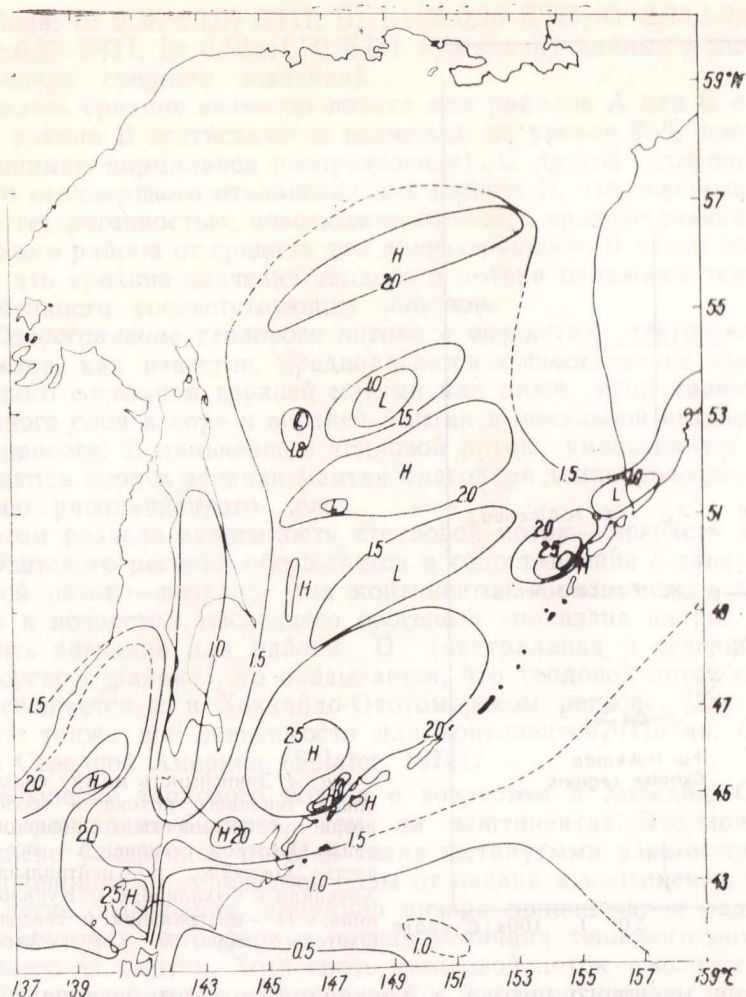


Рис. 3. Сглаженные контуры значений теплового потока (в ЕТП)

низкого теплового потока с величинами от 0,8 до 1,4 ЕТП (Lubimova and Feldman, 1970, Веселов и др., 1974 а, б). На п-ове Камчатка, по данным Е. А. Любимовой и др. (1972), на западном и восточном побережье также наблюдаются низкие значения теплового потока (<1,5 ЕТП), а в центральной части — высокие (>2 ЕТП).

Все полученные до сих пор данные о тепловом потоке по Хоккайдо-Охотскому региону обобщены на рис. 3, где показаны сглаженные контуры значений потока<sup>3</sup>.

### Тепловой поток как индикатор тектонического развития

1. *Статистическое распределение значений теплового потока.* В настоящее время по Хоккайдо-Охотскому региону имеется более 150 данных о тепловом потоке. Для выяснения региональных особенностей распределения теплового потока можно применить статистические методы.

<sup>3</sup> Появление данных о высоких значениях теплового потока восточнее о-ва Итуруп на рисунке 3 является следствием опечаток в статье Любимовой и др. (1972) (Прим. ред.).

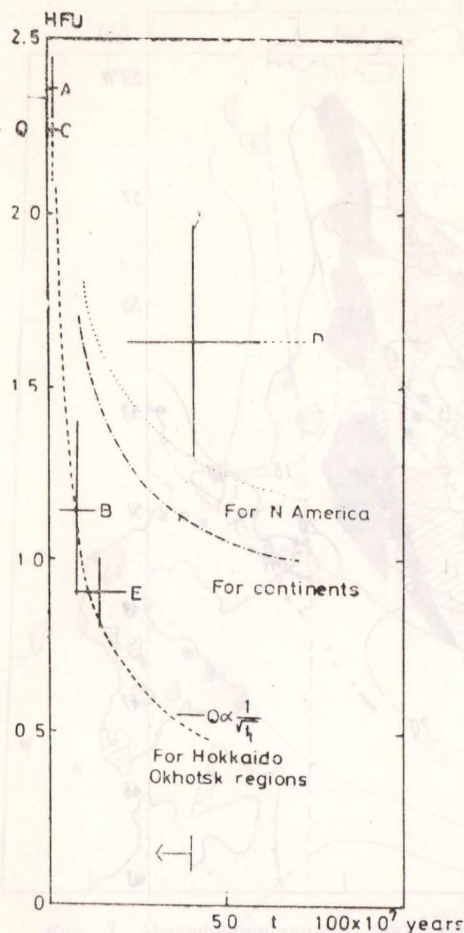


Рис. 4. Зависимость между средней величиной теплового потока и геологическим возрастом тектонических провинций в Хоккайдо-Охотском регионе: А — юго-западная часть Хоккайдо, В — центральная часть Хоккайдо и Сахалина, С — Курильская впадина, D — центральная и северная части Охотского моря, Е — Сихотэ-Алинь

Измерения теплового потока в Хоккайдо-Охотском регионе распределены неравномерно, но его средние величины для элементарных ячеек градусной сетки могут иметь значение.

Средние величины для ячеек однородной сетки вычислены в пяти районах, где получено сравнительно много значений теплового потока. Классификация районов и их тектонические особенности даны согласно И. К. Туезову (Tuvezov, 1971). Можно считать, что каждый из этих районов представляет собой определенную стадию тектонического развития Хоккайдо-Охотского региона: А (юго-западная часть Хоккайдо) — тектонически активен, кора континентального типа, район высокого теплового потока; В (центральные части Хоккайдо и Сахалина) — сформировались до позднего палеогена, кора континентальная, районы низкого теплового потока; С (Курильская котловина) — тектонически активен, кора океанического типа, район высокого теплового потока; D (центральная и северная части Охотского моря) — испытывал геосинклинальное развитие до мезозоя, кора континентальная, район слегка повышенного теплового потока; Е (Сихотэ-Алинь и северо-восточная окраина азиатского континента) — сформировался в позднем мезозое, кора континентальная, район низкого теплового потока. Северо-восточная часть Хоккайдо, восточная Камчатка и Курильские острова вулканического происхождения могут принадлежать району А, юго-восточная часть Хоккайдо и западная Камчатка — району В.

Средние значения и стандартные отклонения вычислены для каж-

дого района: А:  $2,35 \pm 0,09$  ЕТП; В:  $1,14 \pm 0,26$  ЕТП; С:  $2,23 \pm 0,14$  ЕТП; D:  $1,63 \pm 0,33$  ЕТП; Е:  $0,80 \pm 1,00$  ЕТП (поскольку данных мало, приведены пределы среднего значения).

Отделить средние значения потока для районов А или С от значений для района В статистически возможно на уровне 95% достоверности (принимая нормальное распределение). С другой стороны, ввиду большого стандартного отклонения для района D, что, вероятно, связано с его гетерогенностью, невозможно отделить среднее значение потока для этого района от средних для других районов. В целом же можно считать, что средние значения теплового потока отражают тектонические особенности соответствующих районов.

2. *Сопоставление теплового потока с возрастом тектогенеза.* Для континентов, как известно, предполагается существование высокотемпературного состояния верхней мантии или даже существование расплавленного слоя в коре и верхней мантии в начальной стадии орогенной активности. В дальнейшем тепловой поток уменьшается, так как охлаждаются кора и верхняя мантия благодаря теплопроводности и погружению расплавленного слоя.

В этом разделе зависимость «тепловой поток — возраст» для Хоккайдо-Охотского региона обсуждается в сопоставлении с зависимостью «тепловой поток — возраст» для континентов. Связь между тепловым потоком и возрастом последнего орогенеза показана на рис. 4. Если исключить значение для района D (центральная и северная части Охотоморского района), то оказывается, что тепловой поток с возрастом уменьшается и в Хоккайдо-Охотоморском регионе. Для справки показаны также две зависимости для континентов (Поляк, Смирнов, 1968) и Северной Америки (Sclater, 1972):

Уменьшение теплового потока с возрастом в Хоккайдо-Охотском регионе происходит быстрее, чем на континентах. Это может быть обусловлено ускоренной потерей тепла вытянутыми узкими тектоническими провинциями переходной зоны от океана к континенту. Возможны и другие объяснения, например низкая концентрация радиоактивных элементов в литосфере и низкая величина теплового потока, поступающего из мантии. Хотя связь «тепловой поток — возраст» в Хоккайдо-Охотском регионе можно в целом интерпретировать так же, как и для континентов, все же проблема аномальной величины теплового потока в центральной и северной частях Охотоморского района остается. Средний тепловой поток здесь выпадает из зависимости «тепловой поток — возраст», полученной по другим районам Хоккайдо-Охотского региона: его значение значительно выше ожидаемого из зависимости «тепловой поток — возраст».

Недавно Барзанги и др. (Barazangi et al., 1975) по наблюдению над волнами Р провели глобальное изучение затухания сейсмических волн в верхней мантии позади островных дуг. По полученным результатам, в мантии в верхних 250 км под центральной и северной частями Охотского моря существует зона сильного затухания. Поскольку сильное затухание сейсмических волн, по всей вероятности, обусловлено высокой температурой и (или) частичным плавлением вещества, то возможно, что верхняя мантия под центральной и северной частями Охотского моря обладает высокой температурой. Можно сделать следующее предположение. В коре и верхней мантии под центральной и северной частями Охотского моря увеличение температуры и возникновение в верхней части Земли расплавленного слоя произошли в более позднее время, чем считалось до сих пор. В соответствии с зависимостью «тепловой поток — возраст» в Хоккайдо-Охотском регионе время последней орогенной активизации в центральной и северной частях Охотоморского района может быть палеогеновым.

Таким образом, зависимость «тепловой поток — возраст» сохраняется и в таких узких гетерогенных зонах, как переходные зоны от океанов к континентам.

3. *Сопоставление теплового потока и мощности коры.* Из приведенных выше соображений следует, что тепловой поток служит индикатором не только термического состояния коры и верхней мантии, но и стадии тектонического развития соответствующих районов. В. В. Белоусов и И. П. Косминская (1970) утверждают, что глубинные процессы направлены в сторону увеличения объема земной коры в результате дифференциации верхней мантии. Увеличение объема коры, очевидно, приводит к увеличению ее мощности. Другими словами, мощность коры может также служить индикатором того, как далеко зашло тектоническое развитие района.

Обычно принимают, что земная кора состоит из трех слоев: осадочного, «гранитного» и «базальтового». Вообще говоря, состав земной коры различен даже при одинаковой мощности, и следовало бы при изучении эволюции коры рассматривать и ее состав (Косминская и др., 1963). В настоящей работе для понимания общей тенденции развития коры ее состав не учитывается и принимается, что сама мощность коры служит показателем эволюции. На этом основании изучается связь между тепловым потоком и мощностью коры.

Целесообразно вместо величины «общий тепловой поток» ввести величину «мантийный тепловой поток», равный тепловому потоку на поверхности Земли минус тепловой поток, порожденный радиоактивными элементами в коре. Мантийный тепловой поток определяется по формуле

$$Q_m = Q_s - (H_g \cdot D_g + H_b \cdot D_b), \quad (1)$$

где  $Q_s$  — тепловой поток на поверхности Земли,  $D_g$  — мощность гранитного слоя,  $H_g$  — интенсивность выделения радиогенного тепла в  $1 \text{ см}^3$  гранитного слоя ( $5,5 \cdot 10^{-13} \text{ ккал/см}^3$ ),  $D_b$  — мощность базальтового слоя,  $H_b$  — интенсивность выделения радиогенного тепла в  $1 \text{ см}^3$  базальтового слоя ( $1,1 \cdot 10^{-13} \text{ ккал/см}^3$ ).

Данные о мощности коры ( $D = D_g + D_b$ ) взяты по Г. С. Гнибиденко (Gnibidenko, 1971) и Окада и др. (Okada et al., 1974). Вычисления проводились по одноградусной сетке. Соотношение между мантийным тепловым потоком и мощностью коры показано на рис. 5. Для сравнения на рисунке помещены также значения сопоставляемых величин для континентального щита и других районов Японии. Видна тесная взаимосвязь между  $Q_m$  и  $D$ : чем ниже мантийный тепловой поток, тем больше мощность коры.

4. *Эволюция коры с точки зрения данных о тепловом потоке.* Выше рассмотрены зависимости между тепловым потоком и возрастом тектонической провинции, с одной стороны, и между мантийным тепловым потоком и мощностью коры — с другой. Зависящая от времени составляющая теплового потока в первой зависимости почти равна мантийному тепловому потоку  $Q_m$  во второй. Обозначим зависящую от времени часть теплового потока как  $Q_m$ .

Рассмотрим зависимость между мощностью коры  $D$  и возрастом тектонической провинции  $t$ . Даже не зная точного вида функциональной зависимости между  $D$  и  $t$ , мы можем установить направленность изменения мощности коры и отношения  $\frac{dD}{dt}$  во времени:

$$\frac{dP}{dt} = \frac{dQ_m/dt}{dQ_m/dD} > 0; \quad (2)$$



Мощность коры в юго-западной части Хоккайдо не совпадает с ожидаемой по уравнению (5). Возможны две причины: скорость увеличения мощности коры в юго-западной части Хоккайдо аномально высока и (или) здесь кора в начальной стадии была мощнее, чем в других районах. Для других районов, включая Курильскую котловину, значения мощности коры совпадают с рассчитанными согласно уравнению (5). Скорость увеличения мощности выражается следующим образом:

$$\frac{dD}{dt} = \frac{1}{2} \cdot a \cdot Q_0 \cdot D(t) \cdot t^{-3/2}. \quad (6)$$

При значениях  $a = 0,64 \text{ ЕТП}^{-1}$  и  $q = 1,81 \sqrt{10^7}$  лет ЕТП получаем

$$\frac{dD}{dt} = 0,58 \cdot D(t) \cdot t^{-3/2}, \quad (7)$$

где  $\frac{dD}{dt}$  выражено в км/10<sup>7</sup> лет, D в км и t — в 10<sup>7</sup> лет. Так, в центральной и северной частях Охотоморского района ( $D \approx 25$  км,  $t = 4 \cdot 10^7$  лет) скорость увеличения мощности коры составляет около 0,18 км/г., в центральной части Хоккайдо и на Сахалине ( $D \approx 32$  км,  $t = 10^8$  лет) — около 0,60 мм/г. Скорость увеличения мощности коры в Хоккайдо-Охотском регионе составляет 0,1—0,4 мм/г. Таково количественное выражение эволюции коры в Хоккайдо-Охотском регионе, т. е. в зоне перехода от океана к континенту.

Модели эволюции коры в переходной зоне разделяются на три категории: а) модель базификации (или океанизации), б) гранитизации (или континентализации), в) модель, основанная на теории тектоники плит.

Модель базификации сводится к следующему (Gnibidenko, 1973). Геосинклинали регенерируются на сиалическом основании, что приводит к деградации сиалической коры вплоть до ее полного исчезновения. Новые образования представляют окраинные моря, характеризующиеся корой океанического типа. Центральная и северная части Охотского моря, имеющие континентальную кору, считаются находящимися на ранней стадии такого процесса. Эта модель показывает, что в процессе своей эволюции кора утончается. Необходимо отметить, что, согласно результатам, полученным в данной работе, мощность коры увеличивается со временем, а в модели базификации мощность коры на отдельных этапах ее эволюции уменьшается.

Модель гранитизации сводится к следующему (Gnibidenko, 1973). Преобразование геосинклиналей в складчатый пояс является процессом трансформации коры океанического типа в континентальную. С развитием геосинклинальных поднятий связаны комплексы метаморфических пород. В этой модели окраинные моря представляют собой реликты океанической коры, не вовлеченные в интенсивный геосинклинальный процесс. Они выполняют роль троговых ловушек для вулканогенно-осадочного материала, исходящего из континента и островных дуг. В этом процессе мощность коры с ее развитием увеличивается. Такая тенденция хорошо согласуется с результатами, полученными в настоящем исследовании. Но учитывая, что верхняя мантия под окраинными морями сильно разогрета, не всегда можно предположить, что окраинные моря являются реликтами океанической коры, не вовлеченной в интенсивный геосинклинальный процесс.

Модель, основанная на теории тектоники плит (Green, 1972). Вулканизм является главным процессом, при котором химическая дифференциация путем частичного плавления первичной перидотитовой верхней мантии порождает сначала базальтовую океаническую кору, а на



второй и более сложной стадии — «андезитовую» континентальную кору. Дальнейшая дифференциация последней может происходить так, что глубинное коровое плавление приведет к обогащению верхней части коры интрузиями, богатыми кремнеземом и щелочами. Эволюционно процесс магматизма приводит к созданию гравитационно и термально стабильной, сложной Земли. Такой процесс совпадает с увеличением мощности коры в ее развитии. Однако в этой модели плавление перидотита под нормальным океаническим хребтом может происходить при подъеме материала из низкоскоростной зоны в районах позади островных дуг (равнозначных окраинным глубоководным впадинам) и при возможном действии локальных центров «спрединга». Следовательно, окраинная впадина находится в ситуации, отличной от общей тенденции эволюции коры в островных дугах.

Во всех моделях мощность коры увеличивается с возрастом тектонической провинции. Эта тенденция выражается зависимостью между мощностью коры  $D$  и возрастом  $t$ , полученной в данном исследовании. Зависимость  $D(t)$  есть количественное выражение эволюции коры в переходной зоне от океана к континенту. Скорость увеличения мощности коры  $dD/dt$  зависит от интенсивности геосинклинального процесса и поступления материала из мантии.

При оценке этапов эволюции коры окраинных впадин (Курильской впадины в Хоккайдо-Охотском регионе) возникает один вопрос. Согласно зависимости  $D(t)$ , Курильская впадина находится в ранней стадии развития коры. В моделях базификации и тектоники плит окраинные впадины находятся в ситуациях, отличающихся от процессов их дальнейшей эволюции. В модели гранитизации окраинные впадины являются реликтами океанической коры. Учитывая высокий тепловой поток и низкие сейсмические скорости, можно заключить, что верхняя мантия под окраинными впадинами должна быть сильно разогрета. Следовательно, модель гранитизации не подходит для окраинных морей.

Как отмечалось выше, ни одна из моделей не обеспечивает совершенной интерпретации полученной зависимости  $D$  от  $t$  и термального состояния верхней мантии.

Рассмотрим эволюцию коры в переходной зоне на основании связи  $D$  и  $t$ , объединяя идеи всех трех упомянутых моделей. Окраинные впадины находятся на ранней стадии эволюции коры. Именно под ними верхняя мантия в зоне перехода от океана к континенту наиболее разогрета. В процессе эволюции коры ее мощность увеличивается путем гранитизации и привноса материала из мантии. Кора и верхняя мантия постепенно охлаждаются, а скорость увеличения мощности коры снижается. Согласно такой схеме, центральная и северная части Охотского моря находятся на промежуточной стадии развития.

Мощность коры для юго-западной части Хоккайдо не совпадает с ожидаемой согласно зависимости  $D$  от  $t$ . Как уже упоминалось, возможны две причины: скорость увеличения мощности аномально высока и (или) мощность коры в начальной стадии была большей, чем в других районах. Первая причина приемлема с учетом того, что значения параметров Курильских островов (например, о-ва Симушир), сходных по геологическому строению и возрасту с юго-западной частью Хоккайдо, соответствуют взаимосвязи  $D$  и  $t$ . Другая причина приемлема с учетом того, что в юго-западной части Хоккайдо развиты кайнозойские и мезозойские структуры, т. е. юго-западная часть Хоккайдо в эти отрезки времени могла испытать активизацию.

### Заключение

1. Распределение теплового потока в Хоккайдо-Охотском регионе характеризуется следующими особенностями:

а) высокий тепловой поток ( $>2$  ЕТП) — в юго-западной и северо-восточной частях Хоккайдо;

б) низкий или нормальный тепловой поток (0,5—1,9 ЕТП) — в юго-восточной и центральной частях Хоккайдо;

в) низкий тепловой поток (1,0 ЕТП) — на Сахалине, западной Камчатке и восточной окраине азиатского континента;

г) однородно высокий тепловой поток ( $>2$  ЕТП) — в Курильской впадине;

д) слегка повышенный, но переменный тепловой поток (1,0—2,5 ЕТП) — в центральной и северной частях Охотоморского района.

2. Подтверждается, что установленная для континентов зависимость «тепловой поток — возраст» сохраняется и в таком небольшом районе, как Охотоморский. Средний тепловой поток в центральной и северной частях Охотского моря намного выше, чем можно ожидать согласно зависимости «тепловой поток — возраст». Принимая во внимание существование зоны высокого затухания, обнаруживаемой сейсмическими наблюдениями в мантии, можно предположить, что в этом районе температура в коре и верхней мантии возросла позднее, чем считалось до сих пор, т. е. последняя складчатость приурочена к палеогену.

3. Обнаруживается тесная взаимосвязь между мантийным тепловым потоком  $Q_m$  и мощностью коры  $D$ . Чем ниже мантийный тепловой поток, тем больше мощность земной коры. Зависимости  $Q_m$  и  $D$ ,  $Q$  и  $t$  показывают, что мощность коры со временем увеличивается, а скорость увеличения мощности коры со временем уменьшается. Согласно оценкам, увеличение мощности коры  $\frac{dD}{dt}$  находится в пределах 0,1—0,4 мм/г., что количественно выражает эволюцию коры в зоне перехода от океана к континенту.

4. Основываясь на зависимости  $D$  от  $t$  и предложенных ранее моделях эволюции коры, тектонические провинции Хоккайдо-Охотского региона можно классифицировать так:

стадия I — Курильская впадина,

стадия II — юго-западная часть Хоккайдо и Курильские острова,

стадия III — центральная и северная части Охотоморского района,

стадия IV — центральная часть Хоккайдо и Сахалина,

стадия V — Сихотэ-Алинь, северо-восточная часть азиатского континента.

Тепловой поток является хорошим индикатором тектонического развития.

Автор сердечно благодарен профессору И. Ёкояма, при поддержке которого выполнена эта работа, а также профессору И. Ёкояма и д-ру К. Абэ за ценные замечания. Автор считает себя обязанным многим лицам, связанным с горной и нефтяной промышленностью, без доброжелательной помощи которых большинство представленных здесь определений теплового потока было бы невозможно; автор признателен многим коллегам по университету Хоккайдо за содействие при наземных исследованиях теплового потока; команде НИС «Дмитрий Менделеев», которая помогла ему на многих этапах работы; д-ру Лангсету, работавшему с ним в первой половине экспедиции и давшему много полезных советов. Измерение теплового потока в море было бы невозможным, если бы д-р Т. Ватанабэ не предоставил на время свой термоградиентометр и не помог полезными рекомендациями.

#### ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В., Косминская И. П. Строение и развитие переходных зон между материками и океанами. — Результаты исследований по международным геофизичес-

ким проектам. Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970, с. 7—24.

**Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Козлов Н. А., Соинов В. В.** Исследование теплового потока в северо-западной части Тихого океана.—Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР. В. 1—2. М., ГИН АН СССР, 1974а, с. 87—90.

**Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Козлов Н. А., Соинов В. В.** Измерение теплового потока в зоне перехода от азиатского континента к Тихому океану.—ДАН СССР, 1974б, т. 217, № 4, с. 897—900.

**Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М.** Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 1, с. 20—41.

**Любимова Е. А., Горшков А. П., Власенко В. И., Ефимов А. В., Александров А. Л.** Измерения теплового потока вблизи Курильской островной дуги на Камчатке и в Курильской котловине.—ДАН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 842—845.

**Поляк Б. Т., Смирнов Я. Б.** Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.—«Геотектоника», 1968, № 4, с. 205—213.

**Савостин Л. А., Власов В. А.** Результаты геотермических исследований в Охотском море.—Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР. В. 1—2. М., ГИН АН СССР, 1974, с. 91—95.

**Barazangi M., Pennington W. and Isacks B.** Global study of seismic wave attenuation in the upper mantle behind island arcs using P-waves.—*J. Geophys. Res.*, 1975, 80, p. 1079—1092.

**Den N. and Hotta H.** Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido.—*Papers meteorol. and geophys.*, 1973, 24, p. 31—54.

**Ehara S.** Terrestrial heat flow in Hokkaido, Japan. (Preliminary report).—*J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 7, Geophysics, 1971, v. 3, No 5, p. 443—460.

**Ehara S.** Thermal structure of the crust and upper mantle in and around Hokkaido deduced from heat flow data.—*Proc. Sec. Japan-USSR Sympos. on Solid Earth Sci.*, 1974а.

**Ehara S.** Thermal structure of the crust and upper mantle beneath Hokkaido and its surrounding regions deduced from terrestrial heat flow data.—*Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 1974b, 31, p. 33—48 (in Japanese with English abstract).

**Ehara S., Nishida N. and Yokoyama I.** Measurements of terrestrial heat flow Hokkaido (part 1).—*Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 1970, 24, p. 125—139 (in Japanese with English abstract).

**Ehara S. and Yokoyama I.** Measurements of terrestrial heat flow in Hokkaido (part 2).—*Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 1971, 26, p. 67—84 (in Japanese with English abstract).

**Gnibidenko H. S.** (Гнибиденко Г. С.). Geology and deep structure of Sakhalin, Kurile Island and Kamchatka, in *Proceedings of the First Japan-USSR Symposium on Solid Earth Sciences*, edited by S. Asano and G. B. Udintsev. Tokai Univ. Press, 1971, p. 5—16 (in Japanese with English abstract).

**Gnibidenko H. S.** (Гнибиденко Г. С.). Crustal structure and evolution in the north-western part of the Pacific belt, in the *Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*, edited by P. J. Coleman. University of Western Australia Press, 1973, p. 435—449.

**Green D. H.** Magmatic activity as the major process in the chemical evolution of the earth's crust and mantle.—*Tectonophysics*, 1972, 13, p. 47—71.

**Horai K.** Studies of the thermal state of the earth. The 12th paper: Terrestrial heat flow measurements in Hokkaido District, Japan.—*Bull. Earthq. Res. Inst.*, 1963, 41, p. 167—184.

**Horai K.** Studies of the thermal state of the earth. The 13th paper: Terrestrial heat flow in Japan.—*Bull. Earthq. Res. Inst.*, 1964, 42, p. 93—132.

**Lubimova E. A. and Feldman I. S.** (Любимова Е. А., Фельдман И. С.). Heat flow, temperature and electrical conductivity of crust and upper mantle in the USSR.—*Tectonophysics*, 1970, 10, p. 245—281.

**Minato M., Yagi K. and Hunahashi M.** Synthesis of the green tuff region in Japan.—*Bull. Earthq. Res. Inst.*, 1956, 34, p. 237—265.

**Moriya T.** Microearthquake surveys in the northern, central and southwestern parts of Hokkaido.—The proceedings of the symposium on subterranean structure in and around Hokkaido and its tectonic implication, edited by M. Kasahara et al., 1976, p. 70—83.

**Okada H., Suzuki S., Moriya T. and Asano S.** Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observations.—Abstracts of Papers Presented at the Second Japan—URSS Symposium on the Crust and Upper Mantle Structure in Siberia-Japan-Pacific Region, 1974, p. 38—39.

**Slater J. G.** New perspective in terrestrial heat flow.—*Tectonophysics*, 1972, 13, p. 257—291.

**Tomoda Y., Segava J. and Tokuhiko A.** Free air gravity anomalies at sea around



## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СахКНИИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

О. В. ВЕСЕЛОВ, Н. А. ВОЛКОВА, В. В. СОИНОВ, Г. Д. ЕРЕМИН

*Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,  
п. Новоалександровск*

СахКНИИ проводит геотермические исследования в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса с 1966 г. За десять лет выполнены определения теплового потока более чем в 120 пунктах, что составляет около 20% от всех имеющихся в секторе определений, число которых к 1976 г. достигло 650 (рис. 1). Исследования проводились в основном в Приморском и Хабаровском краях, на о-вах Сахалин, Итуруп и Кунашир, т. е. в районах, где сведения о тепловом потоке отсутствовали или были малочисленны (Веселов и др., 1974б). Кроме того, проведены измерения в Охотском, Восточно-Китайском и Филиппинском морях и в северо-западной части Тихого океана (Веселов и др., 1974а). При этом уточнено пространственное положение аномалии теплового потока вдоль восточного побережья о-ва Сахалин, обнаружена аномалия теплового потока у восточного побережья о-ва Сикокку, существенно дополнена карта теплового поля вблизи островных дуг — Курильской, Японской и Рюкю.

В Приморском и Хабаровском краях геотермические исследования проведены на 10 площадях в 16 скважинах, на о-ве Сахалин — на 17 площадях в 32 скважинах. Согласно определениям, Приморский и Хабаровский края, о-ва Сахалин и Монерон характеризуются несколько пониженными относительно среднеземного значениями теплового потока — 1,0—1,2 ЕТП<sup>1</sup>. На о-вах Итуруп и Кунашир по измерениям, выполненным в 11 скважинах, получен высокий тепловой поток — 2,0—4,0 ЕТП, что присуще районам современного вулканизма.

В ходе морских геотермических исследований СахКНИИ получено 61 значение теплового потока, из них: 17 — в северо-западной части Тихого океана, 21 — в Охотском море, 13 — в Филиппинском, 10 — в Восточно-Китайском. Интерес представляют измерения в 9 пунктах вблизи восточного побережья о-ва Сахалин, сделанные с целью оконтуривания района аномально высокого теплового потока, обнаруженного японскими исследователями в 1967 и 1968 гг. Полученные значения имеют большой разброс (в пределах 0,87—3,76 ЕТП). Характер распределения теплового потока в этом районе позволяет предположить наличие узкой протяженной зоны очень высокого теплового потока, имеющей субмеридиональное простираение на расстояние примерно 250 км. Вкрест простираения этой зоны величина теплового потока резко убывает, уменьшаясь вдвое на расстоянии 40 км от пункта с экстремальным значением 4,50 ЕТП. Выполненные авторами расчеты пока-

<sup>1</sup> ЕТП — единицы теплового потока —  $10^{-6}$  кал/(см<sup>2</sup>·с).

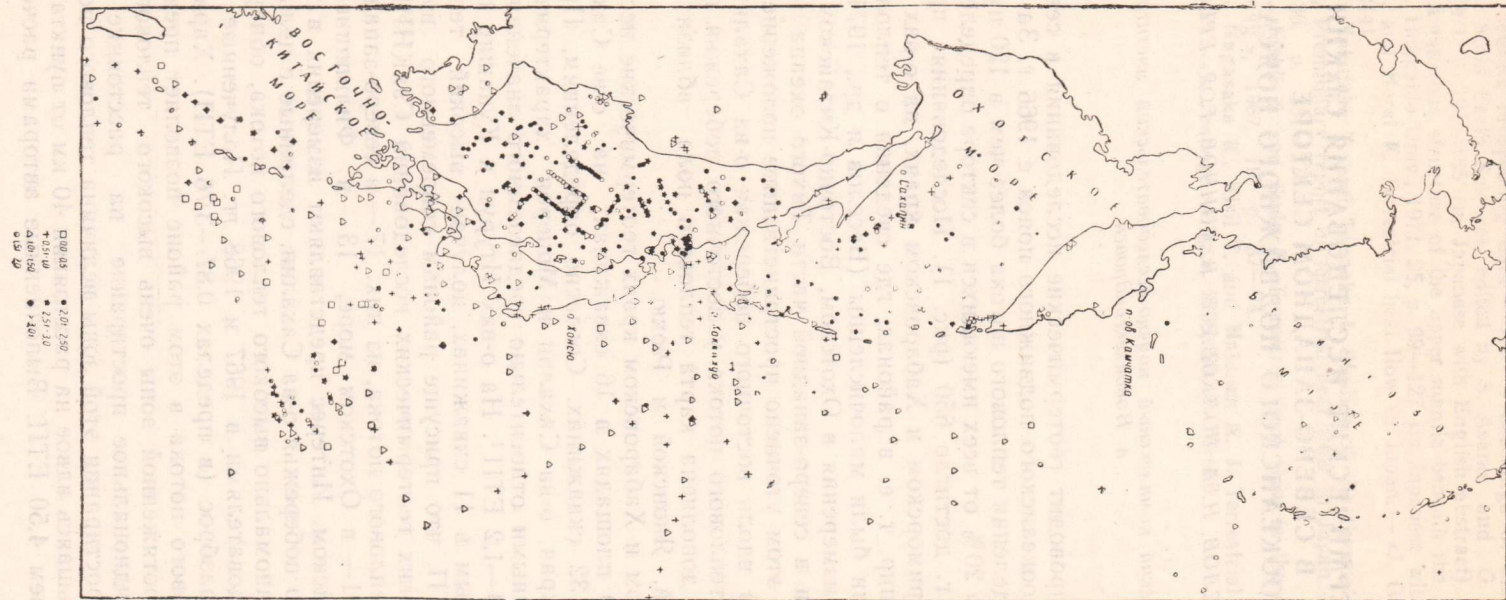


Рис. 1. Схема распределения теплового потока в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса (в единицах теплового потока,  $1 \text{ ЕТП} = 10^{-6} \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ )

зали, что источник аномалии расположен в пределах земной коры на глубине около 15—20 км.

Полученные в трех пунктах вблизи о-ва Сикоку высокие значения — 2,16, 2,44 и 3,02 ЕТП намечают зону аномально высокого теплового потока, что нехарактерно для океанических склонов окраинных островных дуг.

Высокий тепловой поток, измеренный в северной части геосинклинальной зоны Нампо-Идзусисито, изменяется от 2,05 ЕТП в центре до 1,9 ЕТП на ее периферии. Данные, полученные нами в глубоководных котловинах Охотского, Филиппинского, Восточно-Китайского морей, в окраинных желобах (Курило-Камчатском, Японском, Нансей) в целом согласуются с данными, полученными другими исследователями (рис. 1).

На основе сопоставления всех имеющихся в настоящее время данных по тепловому потоку в указанном регионе авторами проведен статистический анализ теплового поля, результаты которого принципиально не отличаются от оценок, сделанных ранее по выборке меньшего объема (Поляк, Смирнов, 1970; Веселов, Туезов, 1972). Для северо-западной части Тихого океана средняя величина теплового потока равна  $1,18 \pm 0,5$  ЕТП, для краевых океанических валов —  $1,20 \pm 0,30$ , для краевых океанических желобов и внешних океанических областей островных дуг —  $0,93 \pm 0,40$ , для океанических склонов островных дуг —  $1,20 \pm 0,50$  ЕТП. Внутренние, обращенные к континенту области островных дуг характеризуются высоким тепловым потоком (в среднем  $2,60 \pm 1,2$  ЕТП). Для областей, расположенных между островными дугами и глубоководными котловинами окраинных морей, среднее значение потока равно  $1,26 \pm 0,6$  ЕТП. Очень высокий тепловой поток (более 2,5 ЕТП) присущ центральным районам глубоководных котловин окраинных морей, современного и четвертичного вулканизма, линейным зонам, приуроченным к глубинным разломам. Складчатые области Сихотэ-Алиня, Камчатско-Корякской и Хоккайдо-Сахалинской систем характеризуются пониженным тепловым потоком —  $1,08 \pm 0,15$  ЕТП.

Качественное сопоставление теплового потока с другими геофизическими полями показывает, что участкам перехода от низких значений теплового потока к высоким соответствуют зоны возрастания горизонтального градиента других геофизических полей, в частности гравитационного.

Намечается связь — причинная или кажущаяся — между глубиной очагов землетрясений и полем теплового потока. Так, сейсмические очаги на глубине 0—70 км в основном располагаются под участком земной поверхности с величиной среднего теплового потока 0,90 ЕТП, на глубине 70—300 км — 2,16, 300—600 км — 1,87 ЕТП.

Установлено, что в рассматриваемом регионе соотношение между мощностью земной коры и тепловым потоком не подчиняется прямой зависимости, оправдывающейся в тектонически стабильных областях континентов. Получены низкие значения коэффициента корреляции мощности земной коры с величинами теплового потока для субокеанической коры в Охотском море ( $-0,31$ ), в Японском ( $-0,35$ ), для субконтинентальной коры в Охотском море ( $-0,10$ ) и в Японском ( $-0,14$ ). Эти данные говорят о том, что распределение теплового потока в рассматриваемом регионе связано с процессами, протекающими в верхней мантии. Процесс радиоактивного распада долгоживущих изотопов урана, тория и калия может обеспечить в коре океанического и субокеанического типов генерацию 10—15% от наблюдаемого здесь теплового потока, а в коре субконтинентального типа — 50—60% (Волкова, 1975а).

Авторами выполнены оценки распределения температур в земной коре Охотоморского региона и восточной Камчатки, а также в верхней

мантии Курило-Камчатского региона (Волкова, 1975б, Аносов и др., 1976; Веселов и др., 1976).

Температурные модели рассчитывались при условии некоторой схематизации как строения земной коры, так и теплового поля отдельных блоков. Основными допущениями являются стационарность теплового поля, равномерность послойного распределения радиоактивных источников тепла и теплофизическая однородность пород в выделенных слоях при учете температурной зависимости теплопроводности и изменений условий теплопередачи при возрастании температур и давлений. Считаем, что источниками глубинного теплового потока являются тепло радиоактивного распада долгоживущих изотопов урана, тория и калия и тепло, генерируемое внутримантийными процессами. При расчете температур в земной коре использовалось решение одномерного уравнения Пуассона для слоистой модели.

Распределение теплопроводности в земной коре, необходимое для расчета температур, оценивалось на основании модели вещественного состава земной коры и по скорости распространения упругих волн на основе данных ГСЗ. В Охотоморском регионе основные сейсмические слои охарактеризованы следующими величинами теплопроводности, находящимися в узком интервале значений: осадочный слой субконтинентальной коры — 4,0 мкал/(см·с·град), то же субокеанической — 4,6 мкал/(см·с·град), «гранитный» слой — 5,02—5,77 мкал/(см·с·град), «базальтовый» слой субконтинентальной коры — 6,4 мкал/(см·с·град) и то же субокеанической — 5,6 мкал/(см·с·град). На Камчатке теплопроводность осадочного слоя оценивается величинами, равными 4,8—6,3 мкал/(см·с·град), «гранитного» — 6,2—7,9, «базальтового» — 5,0—8,2 мкал/(см·с·град).

Вполне удовлетворительно согласуются между собой результаты оценок теплопроводности по модели вещественного состава и по эмпирическим и полуэмпирическим зависимостям между скоростями упругих волн и теплопроводностью горных пород силикатного состава (Anderson, 1967; Horai, 1971; Horai and Simmons, 1970).

Удельное тепловыделение радиоактивных источников тепла в различных сейсмических слоях рассчитывалось на основе вещественной модели земной коры, предложенной Роновым и Ярошевским, с учетом экспериментальных определений концентрации радиоактивных элементов урана, тория, калия в различных типах пород земной коры зоны перехода (Волкова, 1975б; Пузанков, 1974).

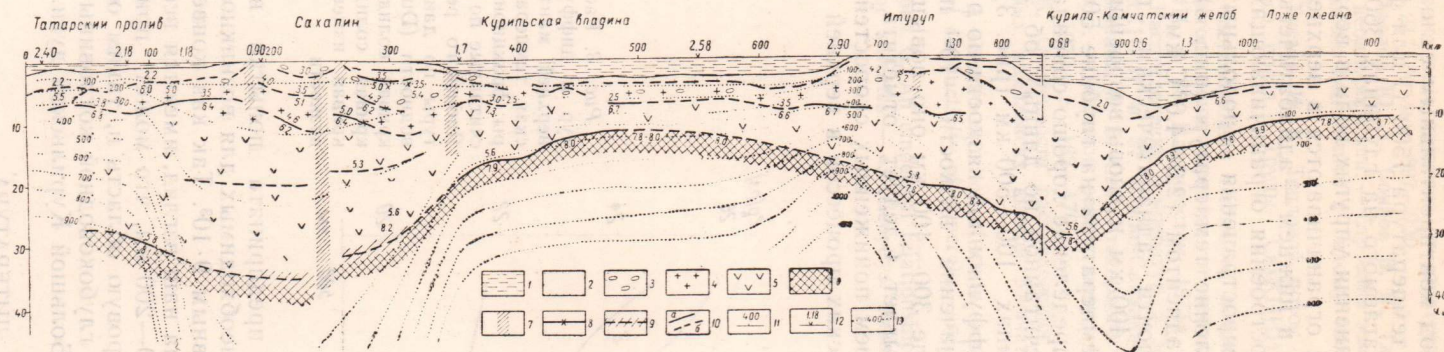
Расчеты температур выполнены вдоль профилей ГСЗ 19-М, 1-М, 1-О, 6-М, 9-М, 14-М, пересекающих основные структуры зоны перехода. В качестве примера представлено распределение температур вдоль обобщенного профиля 19-М, 1-М, 1-О (рис. 2).

Расчет показал, что в Охотоморском регионе на границе Мохорогичича можно ожидать следующие минимальные температуры: на юге Татарского пролива в его центральной части — 800°С, в Курильской котловине — 500—600, на западном склоне Курильских островов — 800, в Курильском глубоководном желобе — 200°С. Значительный диапазон изменения температур на границе М отмечается под Охотоморской плитой — 400—700°С. Разность температур для системы островная дуга — желоб составляет 700°С, что дает средний горизонтальный температурный градиент 3—4°С/км.

На восточной Камчатке в районе вулкана Безымянный температура на границе Мохоровичича составляет 500—700°С, повышаясь вблизи вулканической камеры до 800—900°С.

Расчет температур в верхней мантии Курило-Камчатского региона проведен на основе оценки температур плавления и фазовых переходов вещества с учетом лабораторных и геофизических данных, а также с ис-





пользованием сейсмической модели Гутенберга для зоны Заварицко-го — Беньофа. В качестве реперных точек при дальнейших расчетах приняты: температура выплавления магм основного состава — 1150—1200°С на глубине 40 км под континентальным склоном островной дуги в районе о-ва Итуруп и температура 1500°С для фазового перехода оливин — шпинель, предполагаемого на глубинах 360—440 км по данным о скоростях распространения упругих волн в верхней мантии. Температуры в верхней мантии ограничиваются в верхнем пределе кривой фракционного плавления, а в нижнем — адиабатическим распределением температур. В основу построения ограничивающих кривых положены данные о скоростях распространения продольных и поперечных волн. Полученное распределение температур (рис. 3) характеризуется высоким температурным градиентом (2,3—4,6°С/км) в интервале глубин 50—100 км, низким, почти адиабатическим, градиентом (0,4—0,6°С/км) в интервале 150—400 км и вновь возросшим до 2°С/км градиентом на 400—500 км. Температура на глубине 500 км оценивается в 1850°С. Приведенное распределение хорошо совпадает с осредненной температурной кривой, рассчитанной по данным об электропроводности верхней мантии на глубинах 100—500 км (рис. 3). Определенный интерес вызывает оценка диффузионной вязкости по рассчитанным температурам. Минимальное значение вязкости —  $10^{21}$  пз — приурочено к глубине 200 км. В интервале 300—400 км оно повышается до  $10^{23}$  пз, а ниже 400 км вязкость убывает. Следует отметить совпадение слоя пониженной вязкости со слоем пониженных скоростей, что имеет большое значение для динамических процессов в верхней мантии на глубинах 70—300 км.

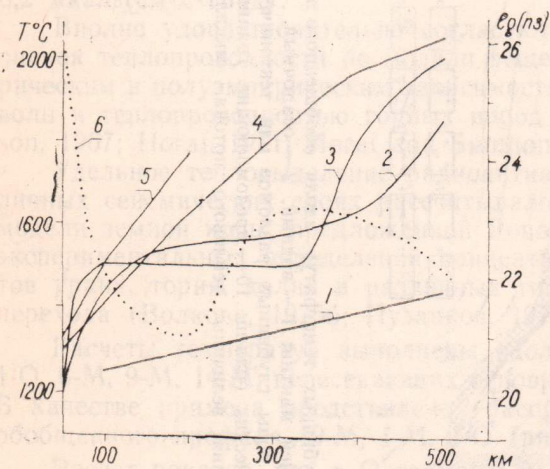


Рис. 3. Распределение температур и диффузионной вязкости в верхней мантии: 1 — адиабатическая температура; 2 — температуры фракционного плавления, рассчитанные по  $V_p$ ,  $V_s$  для Курило-Японского региона; 3 — температуры по данным об электропроводности (Duba et al., 1974); 4 — кривая солидуса лерцолита; 5 — кривая солидуса пиролита; 6 — кривая изменения диффузионной вязкости

На основе этих данных предпринята попытка выяснить наличие в верхней мантии условий, необходимых для возникновения конвекции. Число Рэлея получилось равным  $9 \cdot 10^3$ . Так как конвекция может возникнуть при  $Ra \geq 2 \cdot 10^3$ , то, на наш взгляд, имеются все основания ожидать массперенос в слое 70—200 км, что может привести к подъему нагретого вещества в подкоровую область и, таким образом, к усилению выноса тепла в районе глубоководной котловины Охотского моря и континентального склона Большой Курильской дуги.

#### ЛИТЕРАТУРА

Аносов Г. И., Веселов О. В., Павлов Ю. А., Портнягина П. В., Соинов В. В., Утнасин В. К., Федорченко В. И. Строение и вещественный состав земной коры Центральной Камчатки. — «Сов. геол.», 1976, № 7, с. 25—38.

**Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Козлов Н. А., Соинов В. В.** Исследование теплового потока в северо-западной части Тихого океана. — Геотермия. В. 1—2. ГИН АН СССР. М., 1974а, с. 87—90.

**Веселов О. В., Волкова Н. А., Еремин Г. Д., Соинов В. В., Козлов Н. А.** Изменение теплового потока в зоне перехода от азиатского материка к Тихому океану. — ДАН СССР, 1974б, т. 217, № 4, с. 897—900.

**Веселов О. В., Павлов Ю. А., Соинов В. В., Тараканов Р. З., Федорченко В. И.** Верхняя мантия и ее неоднородности. — Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 249—264.

**Веселов О. В., Туезов И. К.** Тепловой поток в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды СахКНИИ, в. 26. Южно-Сахалинск, 1972, с. 171—180.

**Волкова Н. А.** Составляющая теплового потока за счет радиоактивности коры в северо-западном секторе зоны перехода от азиатского материка к Тихому океану. — Труды СахКНИИ, в. 30. Владивосток, 1975а, с. 221—226.

**Волкова Н. А.** Распределение температур в земной коре Южно-Охотоморского региона. — Труды СахКНИИ, в. 37. Южно-Сахалинск, 1975б, с. 202—212.

**Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б.** Связь теплового потока с геолого-тектоническим строением земной коры. — Тепловой режим недр СССР. Труды ГИН АН СССР, в. 218. М., «Наука», 1970, с. 162—170.

**Пузанков Ю. М.** Особенности распределения и миграции радиоактивных элементов в геологических комплексах южной Камчатки. — АКД, Новосибирск, 1974, 22 с.

**Anderson D. L.** A seismic equation of state. — «Geophys. J.», 1967, No 13, p. 9—30.

**Horai K.** Thermal conductivity of minerals. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, No 5, p. 1278—1308. 1.

**Horai K., Simmons G.** An empirical relationship between thermal conductivity and Debye temperature for silicates. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, No 5, p. 978—982.

## СОДЕРЖАНИЕ

Соловьев С. Л., Васильев Б. И., Красный М. Л., Мельников О. А., Павлов Ю. А., Попов Е. И., Снеговской С. С., Туезов И. К. Геологическое строение дна юго-западной части Охотского моря	3
Туезов И. К., Васильев Б. И., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Попов Е. И. Геологическое строение и геологическая природа Курильской глубоководной котловины Охотского моря, по новым геолого-геофизическим данным	14
Васильев Б. И., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Попов Е. И., Соловьев С. Л., Суворов А. А., Туезов И. К. Геологическое строение подножия южной части Курильской островной дуги	26
Сики Ц., Мисава Е., Конда И. Группа подводных хребтов Дайто и подводный хребет Кюсю-Палау и их связь с тектоникой Филиппинского моря	40
Севава Дз. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий и их взаимоотношение на Японских островах и в прилегающих районах	52
Иседзаки Н., Ясуи М., Уэда С. Магнитное поле Японского моря, по данным советской и японской гидромагнитных съемок	58
Шевалдин Ю. В. Аномальное магнитное поле и некоторые особенности глубинного строения дна Японского моря	65
Павлов Ю. А., Кочергин Е. В. Региональная структура аномальных гравитационного и магнитного полей северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса	71
Миякоси Дз. Структура электропроводности под Японским архипелагом	76
Ваньян Л. Л., Борец В. В., Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В. Изучение глубинной электропроводности в области перехода от азиатского континента к Тихому океану	82
Эхара С. Тепловой поток в Хоккайдо-Охотском регионе и его тектоническое истолкование	86
Веселов О. В., Волкова Н. А., Соинов В. В., Еремин Г. Д. Геотермические исследования СахКНИИ в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса	99

Геологическое строение дна юго-западной части Охотского моря. Соловьев С. Л., Васильев Б. И., Красный М. Л., Мельников О. А., Павлов Ю. А., Попов Е. И., Снеговской С. С., Туезов И. К. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 3—13.

На основании новых данных о структуре и мощностях осадочных отложений, гравитационном и магнитном полях, вещественном составе и возрасте поднятых при драгировании морского дна пород дается описание геологического строения примыкающей к Сахалину и Хоккайдо юго-западной части Охотского моря. Охарактеризованы открытые налегающие морское дно осадочных отложениях крупные прогибы, прослежены морские подводные продолжения большинства основных структур Сахалина и Хоккайдо, определено структурное взаимоотношение островной суши и прилегающих акваторий.

В результате комплексного анализа всех приведенных данных структурные элементы, составляющие Сахалин, Хоккайдо и прилегающую часть Охотского моря, подразделяются по меньшей мере на три существенно различных типа: а) видоизмененные, но сохранившие свое значение реликты древних мезозойских структур; б) возникшие на месте мезозойско-кайнозойских прогибов новообразованные антиклинории (синклинории) и антиклинальные (синклинальные) зоны; в) погребенные (не выраженные в рельефе) в пределах новообразованных синклинорий поднятия (предполагаемые структуры облекания).

Ил. 6, библи. 5.

Геологическое строение и геологическая природа Курильской глубоководной котловины Охотского моря, по новым геолого-геофизическим данным. Туезов И. К., Васильев Б. И., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Попов Е. И. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 14—25.

Полученные в 1973—1974 гг. комплексные геофизические и геологические материалы позволили выделить в разрезе верхней части земной коры Курильской глубоководной котловины акустический фундамент, акустически прозрачный слой и стратифицированные осадки. Изучено их строение, районы развития, примерный вещественный состав, возраст и связь со строением прилегающего шельфа. Установлено распределение аномалий гравитационного и магнитного полей. По данным этих материалов, с учетом результатов предшествующих исследований, Курильская глубоководная котловина представляется новообразованной наложенной нескомпенсированной депрессией, сформировавшейся в результате вертикальных движений.

Ил. 6, библи. 27.

Геологическое строение подножия южной части Курильской островной дуги. Васильев Б. И., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Попов Е. И., Соловьев С. Л., Суворов А. А., Туезов И. К. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 26—39.

По результатам геофизических работ и драгирования установлено, что тихоокеанский шельф и подножие Малой Курильской дуги образованы тремя комплексами неогеновых вулканогенных и туфогенно-осадочных отложений, слои которых полого наклонены в сторону оси желоба. Нижний комплекс включает породы нижнего — среднего миоцена (4000 м), среднего — верхнего миоцена — нижнего плиоцена (500—800 м) и верхнего — верхнего плиоцена, плейстоцена и голоцена (менее 100 м). Южно-Курильский пролив представляет собой пологую синклиналь, выполненную неогеновой осадочной толщей мощностью до 1500 м.

Кунаширский пролив представляет собой грабен, борта которого сложены вулканогенными, а днище — туфогенно-осадочными неогеновыми образованиями. Крутое Охотоморское подножие южных Курильских островов сложено в основном неогеновыми вулканогенными породами основного и среднего состава субэвразийского генезиса.

Перечисленные особенности позволяют предположить, что акватория Курильских островов возникла в конце неогена и плейстоцена в результате флексуобразных и блоковых опусканий земной коры.

Ил. 4, библи. 14.

Группа подводных хребтов Дайто и подводный хребет Кюсю-Палау и их связь с тектоникой Филиппинского моря. Сики Ц., Мисава Е., Конда И. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 40—51.

По результатам анализа пород различных типов, обнаруженных в районе подводных хребтов Дайто и Кюсю-Палау предлагается предварительная интерпретация тектонического развития северной части Филиппинского моря. В области хребтов Дайто для докайнозойского времени характерны региональный метаморфизм низкого давления, вулканизм и внедрение кислых пород, приведшие к образованию коры неокеанического типа. В это время комплекс испытал поднятие, а затем, в олигоцене — миоцене, — дифференцированное опускание.

Хребет Кюсю-Палау сформировался позднее, после чего последовало открытие впадины Сикоку. Позднее возникла и цепь подводных гор Кинан.

На основании результатов последних исследований предлагается рабочая гипотеза эволюции островных дуг региона.

Ил. 2, табл. 1, библи. 20.

## УДК 551.24

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий и их взаимоотношение на Японских островах и в прилегающих районах. Сегав Дз. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 52—57.

На основании анализа составленных карт аномального магнитного и гравитационного полей выявлены положительные линейные аномалии, отличающиеся от линейных океанических аномалий. Линейные магнитные аномалии обнаружены в Приморье, на окраинах Сахалина и Курильских островов, а также в Японии. Бурением установлено, что линейные магнитные аномалии на северо-восточном Хонсю связаны с мощным поясом базальтовых эффузивов домелового возраста, скрытых под осадочными отложениями. Проведены расчеты параметров намагниченных тел, вызывающих линейную магнитную аномалию северо-восточного Хонсю. Показано, что возможным решением является базальтовый блок шириной 20 км и мощностью 10 км с глубиной верхней грани 5 км и величиной намагниченности  $3 \times 10^{-3}$  СГС.

Делается вывод о связи линейных магнитных аномалий для рассматриваемого района с крупными поясами основных или ультраосновных пород, явившихся результатом интенсивных процессов, которые происходили в континентальных районах окраин азиатского континента.

Ил. 4, библи. 7.

## УДК 550.24

Магнитное поле Японского моря, по данным советской и японской гидромагнитных съемок. Иседзаки Н., Ясуи М., Уэда С. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 58—64.

Анализируются данные японских и советских гидромагнитных исследований в Японском море. Сопоставление нормальных геомагнитных полей дает хорошую сходимость — в пределах 50 гамм. По советским данным, в Японском море преобладают аномалии с амплитудой выше 200 гамм, что почти в два раза больше амплитуд, полученных по японским данным; однако знак и форма аномалий совпадают. Возможно, это связано с различиями аппаратуры либо методики обработки. Подтверждается линейность аномалий в глубоководных впадинах Японской и Ямато. Приводится метод общей оценки скорости расширения дна по анализу магнитных аномалий в сложных условиях, имеющих место, в частности в Японском море.

Ил. 5, библи. 15.

## УДК 550.389 : 551.24

Аномальное магнитное поле и некоторые особенности глубинного строения дна Японского моря. Шевалдин Ю. В. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 65—70.

Обобщены материалы по гидромагнитным съемкам Японского моря. Приводится сводная карта аномального магнитного поля. На основании результатов геомагнитного

районирования с использованием всех имеющихся геологических и геофизических данных, построена схема разломов дна моря. Делается ряд заключений о связи разломов дна моря и его обрамления.

Ил. 3, библ. 7.

УДК 550.831+550.833(265)

Региональная структура аномальных гравитационного и магнитного полей северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Павлов Ю. А., Кочергин Е. В. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 71—75.

Рассмотрены структурные неоднородности в аномальных гравитационном и магнитном полях. Выделены провинции, подчеркнуты закономерности, проведено сопоставление полей. Сделана оценка генетической природы выделенных зон. Совместный анализ региональной структуры позволяет прийти к выводу, что в пределах северо-западной окраины Тихого океана развитие коры происходит дифференцированно в пределах отдельных геоблоков. Ведущую роль в развитии земной коры геоблоков играют, по-видимому, вертикальные движения, связанные с процессами в верхней мантии и, возможно, на больших глубинах, вплоть до границ ядра и мантии.

Ил. 1, библ. 18.

УДК 550.37 : 550.382.7(520)

Структура электропроводности под Японским архипелагом. Миякоси Дз. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 76—81.

Проанализирована природа аномалий в геомагнитных вариациях, зарегистрированная на Японских островах. Показано, что равнина Исикари на о-ве Хоккайдо является проводящим каналом для тока, связывающим Тихий океан с северной частью Японского моря и значительно искажающим аномалии от электропроводящих слоев в верхней мантии. Влияние моря на распределение векторов Паркинсона отмечается также в районах Тюбу и Тюоку. Предполагается «прямоугольная» модель попружения проводящего слоя мантии от глубины 30 км под Японским морем до глубины около 130 км под Японскими островами.

Ил. 6, библ. 4.

УДК 550.37; 550.382.7

Изучение глубинной электропроводности в области перехода от азиатского континента к Тихому океану. Ваньян Л. Л., Борец В. В., Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 82—85.

На советском Дальнем Востоке выделяются зоны высокой проводимости на следующих глубинах: около 15 км (преимущественно в вулканических районах Камчатки), в нижней части земной коры на глубине около 50 км, в верхней мантии на глубине 100—150 км (интегральная проводимость этого слоя велика и достигает  $10^4$ (омм)<sup>-1</sup>. В настоящее время усилиями ряда институтов СССР глубинные электромагнитные исследования выполняются на профиле, пересекающем Приморье, Сахалин, Курильские острова. В будущем планируется этот профиль продлить в сторону Тихого океана.

Ил. 2, библ. 4.

УДК 550.36(265)

Тепловой поток в Хоккайдо-Охотском регионе и его тектоническое истолкование. Эхара С. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 86—98.

На основании анализа современного распределения теплового потока и тектоники рассматриваемого региона делается попытка реконструировать особенности температурного режима в прошлые геологические эпохи. Отмечается связь теплового потока с геологическим строением: в районах развития древних комплексов он, как правило, низок, а в районах с новейшей тектонической активизацией — высок. На основании существующего в регионе обратного соотношения между мощностью земной коры и

тепловым потоком определена скорость ее наращивания за последние  $2 \cdot 10^7$ — $1 \cdot 10^8$  лет (0,1—0,4 мм/г.). Предполагается, что плавление вещества Земли происходит на глубинах 20—200 км, после извержения расплавленного материала недра постепенно охлаждаются и расплавленный слой опускается на глубину до современной низкоскоростной зоны в верхней мантии.

Ил. 5, библ. 31.

УДК 550.36(265)

Геотермические исследования СахКНИИ в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса. Веселов О. В., Волкова Н. А., Соинов В. В., Еремин Г. Д. — Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. (Материалы III советско-японского симпозиума в г. Южно-Сахалинске, 1976 г.). Владивосток, 1978, с. 99—105.

Рассматриваются результаты более чем 120 определений теплового потока, выполненных СахКНИИ, и сводная карта 640 значений теплового потока в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса. Статистический анализ подтверждает ранее установленные закономерности распределения теплового потока вквост простирания Курило-Камчатской и Японской островных дуг. С учетом вещественного состава и на основе оценки радиогенного тепла построена стационарная модель распределения температур в земной коре и верхней мантии по профилям ГСЗ для Охотоморского региона. Согласно этой модели, температуры на границе Мохоровичича равны под Татарским проливом  $800^\circ\text{C}$ , Курильской котловиной —  $500$ — $600^\circ\text{C}$ , Курило-Камчатским желобом —  $200^\circ\text{C}$ . Температуры фракционного плавления вещества верхней мантии, рассчитанные до глубин 500 км по распределению скоростей продольных и поперечных волн, хорошо согласуются с температурами, рассчитанными из осредненных данных по электропроводности верхней мантии Земли. Проведена оценка вязкости материала мантии и числа Рейля.

Ил. 4, библ. 12.



СТРУКТУРА  
И ГЕОДИНАМИКА  
ЛИТОСФЕРЫ  
СЕВЕРО-ЗАПАДА  
ТИХОГО ОКЕАНА  
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ  
ДАНЫМ

Редактор В. Е. Старовойтова  
Художник Г. П. Писарева  
Техн. редактор В. А. Батизат  
Корректоры Н. П. Прокопенко и А. Б. Зельманова

ВД 08868. Сдано в набор 25.IV 1978 г. Подписано в печать  
3.X 1978 г. Формат 70×108/16. Усл. печ. л. 10,85.  
Уч.-изд. л. 10,3. Тираж 500 экз. Заказ 4210. Цена 1 руб. 50 коп.

СТРАНА  
И ТЕОРИИ  
ЭКОНОМИКА  
ПРОГНОЗ  
ПО ТЕОРИИ  
КАПИТА

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

1 руб. 50 коп.

3188