Ю.Н. РАЗНИЦИН

ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ВПАДИНЫ на западе Тихого океана

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю.Н. РАЗНИЦИН

ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ВПАДИНЫ НА ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Труды, вып. 371



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1982

Academy of Sciences of the USSR Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

Yu. N. Raznitsin

OPHIOLITE ALLOCHTONOUS AND ADJACENT DEEP-SEA BASINS IN THE WEST PACIFIC

Transactions, vol. 371

Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 371).

Работа посвящена анализу геологического строения и тектонического положения офиолитовых комплексов Восточного Сахалина и ряда районов на западной периферии Тихого океана (Папуа Новая Гвинея, Новая Каледония и Северный Калимантан), их происхождению, а также тектонике сопряженных с ними глубоководных впадин краевых морей. На основе сравнительнотектонического метода установлена генетическая связь между становлением офиолитовых ал-лохтонов и образованием глубоководных впадин краевых морей. Показано, что в приокеаническом геосинклинальном поясе на переходной стадии развития земной коры большая роль принадлежит деструктивным явлениям, видоизменяющим формирующийся тектонический план. Табл. 4, ил. 47, библиогр.: с. 98-104 (245 назв.).

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор), В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР Ю.М. Пущаровский

Editorial board:

Academician A.V. Peive (Editor-in-Chief) V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, P.P Timofeev

Responsible editor

Corresponding-member of Academy of Sciences of the USSR Yu.M. Pushcharovsky

p1904030000-052 315-82, кн. 2 055(02) - 82

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы офиолитовые зоны внутриконтинентальных складчатых поясов в нашей стране стали предметом пристального и разностороннего изучения. В то же время работ по офиолитам, развитым в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, явно не достаточно. Хотя именно здесь, в пределах современной приокеанической зоны, лежит ключ к пониманию основных проблем тектоники офиолитов.

Наиболее существенные выводы, полученные при детальном изучении офиолитовых комплексов, касаются сходства разрезов офиолитов складчатых зон с разрезами коры современных океанов, аллохтонного залегания офиолитовых комплексов в складчатых зонах континентов, а также расположения таких комплексов внутри крупных тектонических покровов [Пейве, 1969; Пейве и др., 1977]. Главной проблемой при изучении офиолитов складчатых зон, таким образом, является восстановление первичного палеотектонического положения офиолитов, или, другими словами, установление характера бассейна, в котором происходило формирование офиолитового разреза.

В этом смысле исключительные возможности представляют приокеанические зоны, где офиолитовые комплексы, участвующие в покровах, нередко сопряжены с областями распространения океанической или субокеанической земной коры. Задача настоящей работы состоит в разносторонней характеристике офиолитовых серий, развитых на западной периферии Тихого океана, и в выяснении их тектонического положения и происхождения. Основной материал автором был собран при многолетних полевых исследованиях офиолитового пояса Сахалина (п-ов Шмидта, северная, восточная и юго-восточная части Восточно-Сахалинских гор). Для сравнения привлечены данные по офиолитовым поясам Папуа Новой Гвинеи, Новой Каледонии и Северного Калимантана, причем в Папуа Новой Гвинее автор имел возможность участвовать в геологических зкскурсиях.

Сложность поставленной задачи обусловила необходимость рассмотреть тектонику сопредельных с офиолитами зон краевых морей и прежде всего Охотского моря. В связи с этим автор принимал участие в 13-м и 17-м рейсах нис "Дмитрий Менделеев", проводившихся в Охотском море и в западной части Тихого океана. Материалы, полученные в этих рейсах при непосредственном участии автора, частично использованы в данной монографии.

Работа выполнена в лаборатории тектоники приокеанических зон Геологического института АН СССР под руководством члена-корреспондента АН СССР Ю.М.Пущаровского. При написании монографии ценные советы и замечания автор получил от Н.А.Богданова, В.С.Рождественского, М.С.Маркова, А.Л.Книппера, Е.Н.Меланхолиной, Г.Н.Савельевой, Т.В.Молчановой, И.В.Хворовой, А.Ф.Береснева, О.А.Шмидта, В.П.Зинкевича, А.О.Мазаровича, А.В.Рихтера. Всем им автор приносит свою глубокую благодарность. Автор также благодарен В.С.Вишневской, взявшей на себя труд по определению микрофауны, и С.Б.Смелову, установившему абсолютный возраст пород.

Особую признательность автор выражает научному руководителю Ю.М.Пущаровскому за его постоянное внимание, оветы и консультации.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИИ И ТЕКТОНИКЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

В восточной части Сахалина от n-ова Шмидта на севере до n-ова Терпения на юге широко распространены породы офиолитовой ассоциации. Они выходят на поверхность в районе Восточного хребта n-ова Шмидта, в пределах восточной и юго-восточной частей Восточно-Сахалинских гор и в Набильском хребте (рис. 1).

Выходы пород офиолитовой ассоциации на Восточном Сахалине известны уже давно. Во время экспедиции 1908 г. Н.Н.Тихоновича и П.И.Полевого на пове Шмидта, которая явилась началом систематических геологических съемок Сахалина, организованных Геологическим комитетом, были описаны обнажения серпентинитов вдоль берега Охотского моря, в южной части Восточного хребта [Тихонович, 1914]. Начиная с 1929 г., с тех пор, как П.И.Полевой обнаружил нефтепроявления в песчаниках пильской свиты в районе Западного хребта, полуостров привлекает внимание нефтяников. До начала 60-х годов в связи с близостью Охинского нефтяного месторождения работы проводились почти исключительно в районах Западного хребта и носили узко специальный характер. В 1960 г. В.С.Ковальчук [Геология СССР, 1970] кратко охарактеризовал массивы ультраосновных пород и плагиогранитов в Восточном хребте полуострова. Краткое описание ультрабазитов, габброидов и базальтов можно найти в работе И.И.Ратновского [1960]. В дальнейшем Г.С.Ведерников и В.П.Мытарев при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 уточнили состав и положение массивов ультрабазитов и габброидов. В процессе этих работ базальтовая часть офиолитовой ассоциации была объединена в орлинскую свиту [Мытарев, 1969]. Основные - ультраосновные породы Восточного хребта освещены в работах С.Д.Гальцева-Безюка [1963] и В.И.Нарыжного [1963]. А.А.Капица [1960] эти образования совместно с габброидами и ультрабазитами Восточно-Сахалинских гор объединил в единый офиолитовый пояс,

При проведении маршрутных геологических исследований в 1910 г. в юговосточной и восточной частях Восточно-Сахалинских гор Н.Н.Тихонович также отметил выходы ультраосновных пород [Тихонович, Полевой, 1915; Плешаков, 1956]. В 1915 г. В.М.Дервиз написала монографию по петрографическому изучению пород из коллекции Н.Н.Тихоновича и П.И Полевого. В 50-е годы во время проведения геолого-съемочных работ ультрабазиты изучались С.С.Дарбиняном, В.Д.Чеховичем и В.А.Махининым. Более полные сведения об основных—ультраосновных породах были получены В.П.Клюевым, В.Т.Шейко, Ю.М.Ковтуновичем, В.С.Рождественским, А.Н.Речкиным, Г.П.Вергуновым. Сводка этих данных приведена Ю.М.Ковтуновичем и Д.Ф.Семеновым [Геология СССР, 1970].

В результате всех этих работ в концу 60-х годов было общепризнано, что основные—ультраосновные породы Сахалина, в том числе и рассматриваемого региона, представляют собой интрузии, приуроченные к глубинным разломам. Эти породы были объединены в позднемеловой габбро-гипербазитовый интрузивный комплекс [Геология СССР, 1970].

Одно из крупных достижений последнего времени — установление того факта, что всюду в складчатых зонах офиолиты слагают тектонические покровы [Пейве и др., 1977]. Не является исключением и район Восточного Сахалина. Представления о горизонтальных перемещениях земной коры имеют кардинальное значение для понимания структурного положения офиолитов рассматриваемого в данной работе региона.

Первые выводы о чешуйчато-надвиговом строении восточной части Восточно-Сахалинских гор принадлежат И.Б.Плешакову (середина 30-х годов). Этот исследователь уже тогда описал и серпентинитовый меланж, и олистострому, естественно, без употребления этих терминов. Он установил "брекчии надвигов", состоящие из "зеленоватого тектонического месива" с зажатыми в нем глыбами различных пород (меланж. – Ю.Р.). В качестве наиболее любопытного тектонического явления И.Б.Плешаков отметил часто встречающиеся крупные глыбы и блоки яшм и других пород, своеобразные тектонические "ксенолиты", зажатые в алевролитах рымникской серии (олистострома. – Ю.Р.). "Особенно часто они встречаются в лобовых честях надвинутых блоков. Размеры глыб варьируют в р и с. 1. Схема расположения офиолитов Восточного Сахалина и местоположения районов работ

 Восточный хребет п-ова Шмидта; 2 — юго-восточная часть Восточно-Сахалинских гор; 3 — восточная часть Восточно-Сахалинских гор; 4 — северная часть Восточно-Сахалинских гор (Набильский хребет)

поперечнике от одного метра до нескольких десятков метров" [Плешаков, 1956, с. 64]. Движение масс по надвигам устанавливалось с запада-юго-запада на восток-северо-восток; основные движения по надвигам, согласно этому исследованию, происходили в плиоцене (сахалинская фаза складчатости). Представления о складчато-надвиговой структуре, обусловленной движением горных масс с запада на восток, можно найти в работах Е.М.Смехова [1953]. Видное место надвигам в структуре п-ова

Шмидта отводил И.И.Ратновский [1960]. Но в дальнейшем подобные представления не получили развития, и большинство сахалинских геологов оставались на позициях Н.Н.Тихоновича и П.И.Полевого [1915] — главная роль в строении Сахалина отводилась вертикальным движениям.

Начало качественно нового этапа в изучении основных ультраосновных пород Восточного Сахалина, их вещественного состава и структурного положения связано с проведением в Восточном хребте п-ова Шмидта геологической м. Елизаветы 1 Г Г С 4 Х С 4 Х С 2 о Терпения

съемки геологами CaxTFY B.C.Рождественским и А.Н.Речкиным в 1968—1969 гг. Ими было установлено, что контакты ультрабазитов с верхнемеловыми осадочными образованиями повсеместно тектонические, а в туфопесчаниках сеноманского возраста была обнаружена галька серпентинитов. Это сразу поставило под сомнение представления об интрузивном внедрении ультрабазитов "in situ" и повлекло за собой выводы о горизонтальных перемещениях при тектоническом становлении этих пород. В северной и центральной частях хребта эти исследователи закартировали аллохтонные пластины и протрузии серпентинитов. В отдельных местах была описана тектоническая брекчия, состоящая из рассланцованных серпентинитов с погруженными в них глыбами различных пород. Подобные образования были обнаружены А.Н.Речкиным и В.С.Рождественским в южной части Восточно-Сахалинских гор еще в 1964 г. [Рождественский, 1971].

В 1972—1975 гг. звтор настоящей работы проводил тематические исследования в Восточном хребте п-ова Шмидта, где установил моноклинальный пакет пластин ультрабазитов, габброидов, плагиогранитов, базальтов и серпентинитового меланжа, наклоненный на восток, в сторону Охотского моря [Разницин, 1975; Разницин, Богданов, 1979]. Тектоническое становление офиолитовых пластин (обдукция) связывалось с раскрытием впадины Дерюгина в Охотском море, вызванным растяжением соответствующего ей участка земной коры в конце мелового периода.

В то же время пластины и протрузии серпентинитового меланжа были закартированы в северной части Восточно-Сахалинских гор, в Набильском хребте, и в районе мыса Делиль-де-ля Кройер [Рождественский, Речкин, 1975].

В 1975—1977 гг. автором было установлено широкое развитие олистостромовых образований, серпентинитового меланжа и габбро-ультрабазитовых пластин в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор [Разницин, 1978].

В настоящее время ультрабазиты Восточного Сахалина рассматриваются сахалинскими геологами в составе позднепалеозойской—раннемеловой офиолитовой ассоциации; вместе с габброидами, амфиболитами и зелеными сланцами они относятся к древнему меланократовому фундаменту Восточной эвгеосинклинальной зоны Сахалина [Рождественский, Речкин, 1975; Речкин и др., 1976]. Имеются также работы, где офиолиты Восточного Сахалина отнесены к двум структурно-вещественным комплексам [Речкин и др., 1975]. Офиолиты п-ова Шмидта рассматриваются в составе позднепалеозойской—раннемеловой офиолитовой ассоциации, а габбро-ультрабазиты восточной части Восточно-Сахалинских гор — в составе позднемеловой ассоциации. При этом считается, что первые характеризуют ранние этапы формирования геосинклинали на океанической коре, а вторые образовались на коре переходного типа,

Таким образом, о возрасте и тектоническом положении офиолитов Восточного Сахалина в настоящее время существуют две принципиально различные точки

зрения. Согласно одной, основные и усльтраосновные породы объединяются в позднемеловой габбро-гипербазитовый интрузивный комплекс, который прорывает и метаморфизует верхнемеловые отложения региона. Существует мнение о раннемиоценовом и палеогеновом возрасте внедрения этих пород [Слодкевич, 1975а, 6; Слодкевич, Леснов, 1976]. Другая группа геологов, к которой принадлежит и автор настоящей работы, считают, что породы офиолитового комплекса слагают серию покровных пластин, залегающих на верхнемеловых образованиях, тектоническое становление которых в конце мела сопровождалось образованием серпентинитового меланжа и олистостромы.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Исследование тектонического положения и происхождения офиолитовых аллохтонов на Сахалине непьзя осуществить, не коснувшись тектоники Охотского моря. Однако представления о тектонике центральной части Охотского моря и вообще о его структуре крайне разноречивы, в связи с чем на протяжении последних 20 лет предлагалось большое количество тектонических схем этого региона. Наиболее широко распространена точка зрения, что под водами Охотского моря погребен крупный сиалический блок - срединный массив - Охотия [Красный, 1956, 1966; Власов, 1958; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Алексейчик, 1967; Милашин, 1967; Чиков и др., 1970; Косыгин, Парфенов, 1977; Парфенов и др., 1979] или же северная и центральная части акватории относятся к платформенным участкам с различным возрастом консолидации складчатого фундамента [Туезов, 1975; Строение..., 1976]. Основными предпосылками в пользу существования Охотии служили характер геофизических полей в центральной части моря, "облекание" массива складчатыми сооружениями Сахалина, Камчатки и Курило-Камчатской островной дуги и палеогеографические построения, в которых устанавливался источник сноса сиалического материала из районов центральной части моря.

Вместе с тем существуют работы, отрицающие подобный массив [Марков и др., 1967; Соловьева, 1968; Тектоническая карта ..., 1970; Геодекян и др., 1976; Пущаровский и др., 1977].

Нет единства взглядов и на понимание природы и происхождения Южно-Охотской впадины. Некоторые геологи и геофизики рассматривают ее как реликт океанического бассейна [Сычев, Снеговской, 1976; Сычев, 1978]. Другие считают впадину молодым новообразованием, возникшим в результате опускания континентальных структур [Сергеев, 1974; Васильев, 1975]. Существует мнение и об образовании впадины в результате процесса "океанизации" [Туезов, 1972; Косыгин, 1977, 1978]. Ю.М.Пущаровский [1972] рассматривал впадину как результат компенсационного прогибания, вызванного оттоком глубинных масс в ходе активного геосинклинального процесса. П.Н.Кропоткин [Кропоткин, Шахворстова, 1965] считает, что Южно-Охотская впадина — результат растяжения и разрыва материковых глыб земной коры, Необходимо упомянуть также о взглядах, отрицающих геосинклинальную природу Южно-Охотской впадины [Сычев, Снеговской, 1976], хотя сторонников противоположной точки зрения несравненно больше.

Приведенный краткий обзор вполне достаточно иллюстрирует разнобой во взглядах по поводу тектонического районирования дна Охотского моря. Точка зрения, сложившаяся у автора, отличается от всех, упомянутых выше.

Анализ тектоники акватории Охотского моря был выполнен автором в ходе составления обзорной Тектонической карты Северной Евразии в масштабе 1:5000000 [Пейве и др., 1976] и Тектонической карты Востока Азии и дальневосточных морей в масштабе 1:2500000 [Марков и др., 1979]. Основой анализа служило выявление времени становления зрелой континентальной коры либо образования гранитно-метаморфического слоя там, где такая кора еще не возникла. Обращалось внимание также на структурные преобразования, сопровождающие эти процессы,

На северную и северо-западную периферию моря из пределов суши распространяется область со зрелой континентальной корой мелового возраста. Область включает участки с гранитно-метаморфическим слоем, формировавшимся в разное время (рис. 2). Подошва земной коры расположена здесь большей частью на глубинах около 30 км [Строение..., 1964]. Участки с дорифейским гранитно-метаморфическим слоем образуют выступы основания внутри Восточно-Азиатского вулканического пояса — продолжения под водами моря структур Аянского антиклинория и Тайгоносского блока, в которых известны архейско-нижнепротерозойские гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, перекрытые с несогласием карбонатно-терригенными отложениями рифея—нижнего палеозоя [Гринберг, 1968; Караулов, 1970; Гольденберг, 1971; Жуланова, 1974; Некрасов, 1976]. Архейский возраст регионального метаморфизма и гранитизации в пределах Тайгоносского блока обоснован распространением здесь пород гранулитовой и амфиболитовой фаций и радиологическими датировками (2800 и 2760 млн. лет) [Жуланова, 1974]¹. Продолжение Тайгоносского блока под водами Гижигинской губы и присутствие в заливе Шелихова подобного же фрагмента можно предполагать по данным аэромагнитой съемки [Беляев и др., 1966].

Участок с позднепалеозойским гранитно-метаморфическим слоем выделяется в западной части моря на продолжении структур Западного Приохотья и Шантарских островов [Караулов, 1970]. По данным гравиметрических и сейсмических исследований, позднепалеозойские структуры протягиваются на северо-восток в пределы моря более чем на 500 км [Туезов, 1975], отделяясь от дорифейских Удским разломом [Караулов, 1970]. Формирование гранитно-метаморфического слоя отмечается в Западном Приохотье проявлением общей складчатости, накоплением пермских молассовых толщ и внедрением гранитных интрузий.

Участок с позднемеловым гранитно-метаморфическим слоем отделяется от позднепалеозойских структур Ассыни-Тугурским разломом и расположен дальше к юго-востоку. Сюда продолжаются континентальные структуры сихотэ-алинских мезозоид, где проявление главной складчатости и гранитоидного магматизма относится к концу мела [Геология СССР, 1966; Салун, 1978; и др.]. Характер магнитного поля, поля силы тяжести, строение земной коры по сейсмическим данным указывают на продолжение мезозойских структур к северу от береговой линии на 200–300 км [Туезов, 1975; Маргулис и др., 1979]. Все перечисленные участки с гранитно-метаморфическим слоем разного возраста в пределах Охотского моря имеют весьма ограниченное распространение.

На значительном протяжении северное побережье Охотского моря проходит по породам Восточно-Азиатского вулканического пояса. Здесь прослеживаются в пределах шельфа альб-сеноманские образования охотско-чукотской ветви пояса [Гринберг, 1976; Белый, 1977; Филатова и др., 1977; Заборовская, 1978]. В Сахалинском заливе и далее к северу можно предполагать продолжение сихотэ алинской ветви вулканического пояса, где распространены верхнемеловые и отчасти палеогеновые породы [Геология СССР, 1966; Марков и др., 1967]: Предпосылки для этого следующие: о-в Ионы сложен катаклазированными гранитоидами [Шипулин, 1958]; гранодиориты имеют абсолютный возраст 43—53 млн. лет [Строение ..., 1976; Коренбаум и др., 1977]; остров расположен прямо на простирании прибрежной полосы палеогеновых интрузий гранодиорит-порфиров Сихотэ Алиня [Геология СССР, 1969], имеющих близкий возраст. Кроме того, давно известны линейные положительные магнитные аномалии [Соловьев, Гайнанов, 1963; Туезов, 1975; Маргулис и др., 1979], установленные на северовосточном продолжении аномалий Сихотэ-Алиня и связанные, скорее всего, с неогеновыми базальтоидами, распространенными в прибрежной части Сихотэ-Алиня, в поле развития вулканитов сихотэ алинской ветви вулканического пояса.

Известково-щелочные, преимущественно средние и кислые вулкано-плутонические образования пояса, являясь комплексами-показателями становления континентальной коры [Пейве и др., 1976], отражают процесс последовательного приращения к материку участков с новообразованной континентальной корой в направлении с запада на восток. Пояс маркирует своим расположением границу образованного в мелу континента с более восточными и южными областями Охотского моря, где процесс формирования континентальной коры еще не завершен.

Область формирующейся континентальной коры имеет сложное строение².

Здесь и далее датировки абсолютного возраста по К-Аг методу.

Это область, где нет признаков, устанавливающих присутствие зрелой континентальной коры, в понимании А.В.Пейве с соавторами [1976]. Одним из главных признаков является мощное развитие калиевого гранитоидного магматизма. В данном случае, рассматривая районы северной и центральной частей Охотского моря, пежащие восточнее и южнее Восточно-Азиатского вулкано-плутонического пояса, следует говорить о субконтинентальной коре [Марков и др., 1979].



Рис. 2. Тектоническая си з Охотского моря

1-4 — область позднемеловой континентальной коры: 1 — фрагменты дорифейской континентальной коры, 2 — участок с позднепапеозойским гранитно-метаморфическим слоем, 3 — участок с позднемеловым гранитно-метаморфическим слоем, 4 — комплексыпоказатали становления позднемеловой континентальной коры (вулкано-плутоническая ассопоказатали становления позднемеловой континентальной коры (вулкано-плутоническая ассоциация Восточно-Азиатского вулканического пояса); 5—12 — область с формирующейся континентальной корой: 5 — участок с раннемеловым гранитно-метаморфическим слоем, 6 — на продолжении Сахалина и Западной Камчатки, 7 — во впадинах и прогибах, 8 — на поднятиях, 9 — зоны утонения и резкого выклинивания гранитно-метаморфического слоя, 10 — фрагмент дорифейской континентальной коры, 11—12 — участки, лишенные гранитно-метаморфического сооя (11 — кора субокеанического типа во впадинах, 12 — кора субокеанического типа на поднятиях); 13—17 — область островных дуг: 13 — на островах и подводных грядах, 14 — в прогибах в пределах гряд, 15 — тыловая глубоководная впадина, 16 — осадочные комплексы приостровных склонов желобов, 17 — глубоководный желоб; 18 — В ее северной части лежит Кони-Тайгоносская зона, где гранитно-метаморфический слой сформировался в альбе--сеномане [Некрасов, 1976; Марков и др., 1979]. Эта зона объединяет позднемезозойские складчатые структуры северного побережья Охотского моря и полуостровов Кони, Пьягина и Тайгоноса.

На северном охотоморском шельфе, по данным ГСЗ, был выделен Северо-Охотский прогиб асимметричного строения с более крутым южным бортом, полностью заполненный осадками мощностью до 5 км [Строение..., 1964]. Его существование подтвердилось при сейсмопрофилировании МОВ, хотя контуры прогиба сейчас недостаточно ясны [Милашин, 1967; Туезов, 1975; данные Н.А.Барановой и др.]. Предполагается субширотное простирание прогиба на расстояние 600 км при ширине 150–200 км. На северо-западе прогиб замыкается в пределах акватории, на востоке он протягивается вплоть до зал. Шелихова, а на юго-востоке соединяется с впадиной ТИНРО [Юнов, 1970]. По сейсмическим скоростям предполагается распространение в прогибе слоистых песчано-глинистых осадков, залегающих на "гранитном" слое. По тектоническому положению и строению устанавливается сходство Северо-Охотского прогиба с Пенжинским, Западно-Сахалинским и другими терригенными прогибами в области незавершенного развития земной коры [Меланхолина, 1973].

На участке, примыкающем на юге к Северо-Охотскому прогибу, региональные соотношения позволяют предполагать существование фрагмента древних континентальных структур – Северо-Охотского массива. Мощность коры здесь 23-28 км (пересечение профилей ГСЗ 12-М и 13-М). Верхняя часть разреза с V, = = 5,2 км/с отвечает, по-видимому, метаморфическим породам. По данным НСП, этот район представляет собой обширный свод с ненарушенным залеганием маломощных осадков, а по материалам МОВ (данные Н.А.Барановой и др.) жесткий блок, ограниченный разломами глубокого заложения, на котором осадки местами вообще отсутствуют. Как было показано по материалам ГСЗ, земная кора имеет в северной части моря континентальное строение, но отличается от типичной коры материков прежде всего меньшей мощностью, которая не превышает здесь 30 км. Во всяком случае на северном и северо-западном побережье Охотского моря наблюдается возрастание мощности коры вглубь материка от 30 км вблизи береговой линии до 50 км на расстоянии 200 км [Строение..., 1964]. Кроме того, для материкового района характерной особенностью является наличие отрицательных аномалий Буге интенсивностью свыше 100 мгл. От положительных аномалий Охотского моря они отделены гравитационной ступенью с амплитудой в несколько десятков миллигалл [Аномальные ..., 1974].

Продолжения структур Сахалина и Камчатки под воды Охотского моря также относятся к области формирующейся континентальной коры, но в них объединяются более молодые позднекайнозойские структуры, в которых гранитнометаморфический слой сформировался в палеогене [Марков и др., 1979]. В прикамчатском районе моря, по рельефу и данным сейсмопрофилирования МОВ и НСП, выделяется субмеридиональная впадина ТИНРО [Милашин, 1967; Лившиц и др., 1972; Удинцев и др., 1976]. Осадочная толща, по данным МОВ, имеет здесь неполную мощность 2 км и залегает с пологим наклоном к востоку. Можно думать, что эта пологая моноклиналь отвечает западному борту прогиба Западной Камчатки. Структуры восточного борта прогиба продолжаются с суши <mark>в пределы камчатского шельфа [Смирнов, 1971; и др.]. На шельфе осадочная</mark> толща имеет неполную мощность 5 км и образует более крутую моноклиналь с наклоном к западу, оборванную на западе продольными разломами (трансохотский профиль XV) [Лившиц и др., 1972]. Осевая часть прогиба расположена западнее бровки шельфа. Поверхность дна впадины прорезают неглубокие меридиональные борозды, имеющие, по мнению Г.Б.Удинцева [Удинцев и др., 1957], эрозионное происхождение. На профилях НСП слоистые осадки здесь практически отсутствуют, а акустический фундамент этим методом не прощупывается [Удинцев и др., 1976]. По данным профиля ГСЗ, выполненного в 13-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", общая мощность осадочного чехла во впадине ТИНРО 6,5 км [Геодекян и др., 1978]. Магнитное поле в районе впадины спокойное,

Окончание подписи к рис. 2.

ось глубоководного желоба; 19 — контур впадин и прогибов; 20 — оси интенсивных положительных магнитных аномалий; 21 — разломы; 22 — изопахиты осадочной толщи, по данным НСП (метериалы А.Ф. Береснева, 13-й рейс нис "Дмитрий Менделеев"), м. Структуры: 1 — впадина Дерюгина, 2 — Центрально-Охотское поднятие, 3 — Центрально-Охотская впадина, 4 — Южно-Охотское поднятие, 5 — Северо-Охотский массив, 6 — Южно-Охотская глубоководная впадина, 7 — Северо-Охотский прогиб



оси отдельных аномалий ориентированы в субмеридиональном направлении [Шимараев, 1971]. Тепловой поток имеет значения от пониженных (0,72 е.т.п.) до нормальных (1,29 е.т.п.) и повышенных значений с тенденцией к увеличению до 2.е.т.п. в направлении на юг, по мере приближения к Курильской гряде [Yasui et al., 1967].

На западной периферии Охотского моря комплексными геофизическими исследованиями изучено продолжение сахалинских структур [Строение..., 1976; Маргулис и др., 1979; Харахинов и др., 1979]. В неширокой зоне у северовосточного побережья Сахалина земная кора имеет мощность 30-32 км. Здесь непосредственно восточнее береговой линии выделяется глубокий Восточно-Присахалинский прогиб [Маргулис и др., 1979]. Осадочная толща достигает местами мощности 7--8 км. В северной части Сахалина она сложена песчано-глинистыми отложениями неоген-четвертичного возраста. С запада прогиб ограничен структурами Восточного хребта п-ова Шмидта, а восточной его границей служит субмеридиональная зона разломов и сокращенной мощности осадочной толщи, выделяемая под названием "Пограничный глубинный разлом" и "Пограничное поднятие " [Маргулис и др., 1979]. К этой зоне приурочена положительная линейная магнитная аномалия (350 гамм), обнаруженная еще Г.М.Ивановым. Вдоль всего восточного побережья Сахалина давно известна система интенсивных (до 2000 гамм) положительных магнитных аномалий северо-северо-западного простирания (данные Г.М.Иванова) [Соловьев, Гайнанов, 1963; Сычев, 1966; Красный, Кочергин, 1975; Журавлев и др., 1975]. Она протягивается на расстояние до 1000 км вплоть до глубоководной части Южно-Охотской впадины при ширине 20--30 км, увеличиваясь на юге до 100 км, и выходит на поверхность на севере на п-ов Шмидта - в пределы распространения высокомагнитных пород офиолитового пояса Восточного Сахалина. В целом аномальная зона состоит из трех отрезков, расположенных кулисообразно, под острым углом к структурам Сахалина. Работами последних лет установлено, что эта региональная аномалия распадается на ряд изолированных зон с положительными экстремальными значениями 1200 гамм и более, которые разделяются обширными участками полей отрицательного знака [Соловьев и др., 1979]. Таким образом, вся эта система принадлежит тектонической зоне на продолжении сахалинских структур в Восточно-Присахалинском прогибе.

Система разломов юго-восточного простирания протягивается от о-ва Ионы в сторону юга Камчатки, отделяя северную шельфовую часть Охотского моря от более глубоководной центральной. Она состоит из ряда сопряженных поднятий и депрессий с интенсивным расчленением акустического фундамента (рис. 3). На северо-западе, в районе банки Кашеварова, система переходит в единый разлом, который трассируется по уступу, отделяющему вал Кашеварова от впадины Дерюгина [Строение ..., 1976; Алексеев и др., 1975]. Здесь выведены на поверхность коренные породы, представленные, по данным драгирования, зелеными сланцами [Геодекян и др., 1974, 1976; Удинцев и др., 1976]. Интенсивные (до 1000 гамм) положительные аномалии магнитного поля здесь могут отвечать породам высокой основности, возможно офиолитам. О молодых тектонических движениях по разломам свидетельствуют аномально высокие значения теплового потока (до 4 е.т.п.) [Савостин, 1976; Lubimova, Nikitina, 1978].

Центральная часть акватории Охотского моря, где гранитно-метаморфический слой также образовался в палеогене [Марков и др., 1979], относительно приподнята, расчленена и включает разнородные тектонические элементы, преимущественно с субконтинентальной корой и маломощным покровом осадков [Удинцев, 1957; Строение..., 1964; Марков и др., 1967; Геодекян и др., 1976; Разницин 1977].

Району возвышенности Института океанологии отвечает Центрально-Охотское поднятие. По данным НСП, поднятие представляет собой обширный свод акустического фундамента (см. рис. 3), вытянутый с юго-востока на северо-запад на 200 км при ширине до 100 км. Вершинная поверхность выровнена и расположена на глубинах 1100—1200 м [Удинцев и др., 1976]. Мощность осадочного чехла изменяется от 0 до 300—400 м. По краям поднятие сильно расчленено, в северо-западной и южной его частях имеются выходы коренных пород на поверхность дна. В 13-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" при драгировании этих выступов были подняты магматические породы известково-щелочной ассоциации – гранодиориты, кварцевые диориты, плагиолипариты, а также зеленые и филлитовидные сланцы [Геодекян и др., 1976]. Нормальные граниты здесь, так же как и в других районах центральной части Охотского моря, не обнаружены (см. также [Коренбаум и др., 1977]). Для образцов пород чрезвычайно характерны дробление, катаклаз и милонитизация. Абсолютный возраст пород 73--101 млн.лет. Земная кора имеет здесь "гранитный" и "базальтовый " слои, мощность коры, минимальная для центральной части акватории, составляет, по данным ГСЗ, не более 20 км. Центрально-Охотскому поднятию свойственны положительные магнитные аномалии интенсивностью 400-500 гамм [Геодекян и др., 1974]. В пределах поднятия наблюдаются локальные аномалии Буге северо-западного простирания и небольшие положительные аномалии Фая [Аномальные..., 1974]. Тепловой поток здесь характеризуется повышенными значениями – до 2 е.т.п.

С востока и юга Центрально-Охотское поднятие граничит с Центрально-Охотской впадиной, которая включает в себя и прогиб Макарова. Земная кора имеет здесь "гранитный" и "базальтовый" слои, мощность ее приблизительно 25 км. По данным НСП (материалы А.Ф.Береснева и др.), в прогибе Макарова мощность осадочного чехла превышает 1 км. Акустический фундамент интенсивно расчленен, разбит большим количеством разломов, так что в целом структура представляет собой широкую зону тектонических нарушений (см. рис. 3). Слои осадков смяты в мелкие складки с углами падения на крыльях до 10°. Тепловой поток повышенный, до 2 е.т.п.

Южнее протягивается Южно-Охотское поднятие, соответствующее возвышенности Академии Наук. Это обширное (400х100 км) поднятие акустического фундамента, с севера, востока и юга ограниченное крутыми уступами (см. рис. 3). Его северный блок расположен в северной части возвышенности. Средние глубины составляют 1000-1100 м. Мощность осадков незначительна, редко достигает сотен метров, часто они совсем отсутствуют, и выступы коренных пород выходят на поверхность дна. Драгирование северного склона этого блока принесло сильно катаклазированные гранодиориты, кварцевые диориты, плагиолипариты, дациты, андезиты, андезито базальты, диабазы, туфы основного состава, габбро-нориты. Наиболее достоверные значения абсопютного возраста 57—95 млн.лет [Геодекян и др., 1976]. Эта породная ассоциация также относится к известковощелочной островодужной серии. Вероятно, она отражает стадию достаточно развитого гранитно-метаморфического слоя [Пущаровский и др., 1977]. Земная кора имеет здесь "гранитный" и "базальтовый" слои мощностью около 25 км. В образцах коренных пород из нашей коллекции Л.И. Звягинцевым были измерены скорости продольных сейсмических волн, которые в гранодиорите, плагиолипарите, андезито базальте и базальте оказались соответственно 5,61; 4,63; 5,89; 6,20 км/с (см. также [Строение..., 1976; Гнибиденко, Ивлев, 1976]).

Северный и южный блоки Южно-Охотского поднятия разделены разломом предположительно субширотного простирания [Марков и др., 1967]. В районе южного блока, по данным ГСЗ, "гранитный" слой отсутствует, но при этом мощность коры составляет 25 км [Строение..., 1964]. Драгировки выступов акустического фундамента здесь были менее удачны, но в общем они дали тот же комплекс пород островодужной ассоциации. Вероятно, в данном случае островодужный вулкано-плутонический комплекс сливается с "базальтовым" слоем изза своей небольшой мощности [Пущаровский и др., 1977]. Этот вывод подтвердился при более детальных исследованиях ГСЗ в 13-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев". По данным И.Н.Ельникова и др. [Непрочнов и др., 1977], на профиле ГСЗ в районе южного склона поднятия под неуплотненными осадками на глубине 2--3 км ниже повехности дна установлена преломляющая граница с $V_f = 5,3 \text{ км/с.}$

Южно-Охотскому поднятию, так же как и Центрально-Охотскому, свойственны положительные аномалии гравитационного поля, ориентированные в направлении северо-запад--юго-восток. Локальные аномалии Буге приурочены к южному краю поднятия и имеют простирания, перпендикулярные контуру Южно-Охотской глубоководной впадины [Аномальные..., 1974]. Аномалии Фая над поднятием положительны и в среднем составляют 60 мгл [Kogan, 1975]. Поднятию отвечает зона знакопеременных магнитных аномалий интенсивностью 300--500 гамм. Некоторые из аномалий соответствуют ступеням и поднятиям акустического фундамента, но в целом структуры фундамента не имеют четкого выражения в магнитном поле [Удинцев и др., 1976]. Как на Южно-Охотском, так и на Центрально-Охотском поднятиях выступы и поднятия акустического фундамента имеют преимущественно северо-западную ориентировку (рис. 4). Такая же ориентировка поднятий установлена в пределах Южно-Охотского поднятия М.Л.Красным и др. [1975]. Отметим, что подобная ориентировка была намечена уже давно Г.Б.Удинцевым [1957] при исследованиях рельефа дна Охотского моря. При



Р и с. 4. Структурная схема по поверхности акустического фундамента, по данным НСП. Составили Л.П. Зоненшайн, Л.А. Савостин, Ю.Н. Разницин 1 — разломы; 2 — частные поднятия акустического фундамента, в том числе и выходы его на поверхность дна

этом все крупные возвышенности в рельефе дна характеризуются повышенными значениями гравитационного поля и в какой-то степени совпадают с гравитационными максимумами [Косыгин и др., 1977].

Западную часть моря занимает впадина Дерюгина, протянувшаяся субмеридионально на 800 км при ширине 120-250 км и глубине дна до 1500-1800 м. На севере впадина заканчивается узким глубоким трогом, южное окончание ее выражено неотчетливо. Контуры впадины определяются разломами. От обрамляющих площадей с континентальной и субконтинентальной корой впадина Дерюгина резко отличается по характеру сейсмического разреза [Строение..., 1964, профиль ГСЗ 10-М]. Верхняя сейсмическая граница, выделенная под осадками с пластовой скоростью 2,5-3 км/с, имеет Vr = 6,2-6,3 км/с, а промежуточная граница в коре-7,2 км/с. Интерпретация этих границ соответственно как кровли "гранитного" и "базальтового" слоев с повышенными скоростями [Строение..., 1964] представляется неоднозначной. Сейсмические скорости 6,2-6,3 км/с близки к скоростям "базальтового" слоя, немного пониженным, а у сахалинского побережья граничная скорость возрастает уже до почти нормального значения 6,4 км/с (профиль ГСЗ 14-М). Можно предполагать поэтому, что осадки во впадине Дерюгина залегают непосредстственно на "базальтовом" слое, а "гранитный" слой отсутствует, т.е. земная кора имеет субокеаническое строение [Марков и др., 1967; Разницин, 1975, 1977]. Мощность коры под впадиной изменяется от 20 км на востоке до 30 км близ побережья Сахалина. Ранее во впадине Дерюгина, по данным ГСЗ, отмечались максимальные значения мощностей неконсолидированных осадков для Охотского моря, в среднем не менее 5 км [Строение..., 1964]. Но, по мнению автора, такая мощность сильно завышена, поскольку неконсолидированной осадочной толщей считался весь комплекс пород, залегающих между поверхностью дна и границей со скоростью продольных сейсмических волн 6,2-6,4 км/с. В пределах впадины на глубине приблизительно 1,5--2,0 км от поверхности дна по данным того же профиля 10-М отмечены высокоскоростные горизонты с $V_f = 4,1$ и 5.3 км/с. На тех же глубинах при непрерывном сейсмическом профилировании был прослежен акустический фундамент, который, скорее всего, соответствует этим преломляющим горизонтам. Таким образом, осадки малой плотности с

сейсмическими скоростями до 2 км/с составляют не более трети разреза, а глубже преобладают более плотные породы. Геологическая природа акустического фундамента, выявленного при исследованиях НСП, не ясна, так как драгирование во впадине не проводилось, но есть основания считать, что он сложен достаточно плотными магнитными породами (базальтами?).

Большой интерес представляют результаты работ ГСЗ в центральной части впадины Дерюгина, выполненных в 13-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев". По данным И.Н.Ельникова и Г.А.Ярошевской, под слоем неуплотненных осадков мощностью в несколько сотен метров залегает слой со скоростями продольных сейсмических волн 3,5 км/с мощностью около 2,5 км. Слой с граничной скоростью 6,6 км/с залегает на глубине около 3 км от поверхности дна, а поверхность М не установлена [Непрочнов и др., 1977]. По данным японских исследователей К.Миашита и К.Шибуйя, принимавших участие в рейсе, кора под впадиной имеет океанический характер. Под маломощным слоем неуплотненных осадков залегает "переходный" слой со скоростями 4,6 км/с мощностью 3,2 км. Ниже расположена поверхность "базальтового" слоя со скоростью 6,42 км/с, имеющего мощность 6 км. Граница М со скоростью 8,1 км/с установлена на глубине 9,5 км ниже поверхности дна. Положение этой границы носит пока дискуссионный характер (Г.А.Ярошевская, устное сообщение).

По данным сейсмопрофилирования МОВ и НСП, во впадине Дерюгина выявлена сложная картина распределения осадков. Фиксируемая мощность осадков достигает 3 км в западной части впадины и 4 км — в восточной (трансохотский профиль MOB XV) [Лившиц и др., 1972].

Верхняя толща осадочного разреза слоистая, с большим количеством отражающих горизонтов, нижняя -- акустически прозрачная. По аналогии со структурами Северного Сахалина возраст слоистых образований рассматривается как неоген-четвертичный (там же). Мощность слоистых образований на западном склоне впадины резко сокращается и составляет не более 1000 м. По данным НСП, на западной периферии впадины мощность осадков не превышает сотен метров, акустический фундамент прослеживается неуверенно, а ближе к верхней части склона полезная запись практически отсутствует. Именно здесь, в 60-70 км восточнее побережья п-ова Шмидта, протягивается зона положительных магнитных аномалий, выраженная пологими максимумами малой интенсивности, параллель-Восточного хребта п-ова Шмидта и связанной. с ним ная офиолитовому поясу) интенсивной (до 2000 гамм) аномалии. Как полагает Г.М.Иванов, эта зона результат влияния основных и ультраосновных пород, погребенных под толщей осадков. Она приурочена к Пограничному поднятию, отделяющему впадину Дерюгина от Восточно-Присахалинского прогиба (см. выше) [Маргулис и др., 1979].

В работе В.В.Харахинова с соавторами [1979] часть этого поднятия названа субантиклинорием Тихоновича который представляет собой крупный горст, протягивающийся вдоль уступа, разделяющего прибрежную и глубоководную часть шельфа,

В южной части впадины Дерюгина, на ее западном борту, на широте мыса Низкого, по материалам Н.С.Балабко и других, на сейсмических профилях МОВ отмечается пологое восточное падение отражающих площадок в предположительно неогеновых образованиях при глубине освещения разреза от 1 до 4 км. К центральной части впадины, которая на данной широте значительно уже, чем у п-ова Шмидта, происходит повышение значений гравитационного поля, которое вызвано уменьшением мощности земной коры. Данные магнитометрии говорят о широком распространении здесь на значительной глубине магнитных пород. По аналогии с районами восточной и юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор можно предполагать, что под толщей неогеновых осадков залегают покровы серпентинитового меланжа и комплекса ультраосновных—основных пород.

В северной части впадины Дерюгина по рельефу дна и распределению слоистых осадков установлены три крупных поднятия и разделяющие их прогибы северо-западного простирания, в целом параллельные структурам Восточного хребта п-ова Шмидта [Маргулис и др., 1979; Лившиц и др., 1972]. В пределах прогибов мощность осадочных отпожений не превышает 2,5 км. Осадки нивелируют резко расчлененный рельеф акустического фундамента. Выступы фундамента перекрыты осадками мощностью до сотен метров; часто осадки на них совсем отсутствуют, тогда на поверхность дна выходит фундамент, сложенный достаточно плотными образованиями. Одному из этих поднятий отвечает выступ акустического фундамента, установленный на профилях НСП, сложенный плотными маг-



Р и с. 5. Профиль НСП через впадину Дерюгина. Материалы А.Ф.Береснева и др., 13-й рейс нис "Дмитрий Менделеев". Местоположение профиля см. на рис. 3.

нитными породами, возможно базальтами (рис. 5). В глубоководной части впадины отмечаются сложное строение слоистых образований, их резкая дифференциация по мощности, обилие разрывных нарушений и смятие пород в складки. В ряде случаев характерно распространение диапироподобных форм, возможно, вулканических построек [Удинцев, 1957; Лившиц и др., 1972; Гнибиденко, 1976]. Подобные формы широко распространены в океанах и окраинных морях и в зарубежной литературе получили название "piercement structures (структуры протыкания) [Lancelot, Embley, 1977].

Часто на профилях наблюдается быстрое изменение мощностей осадков, заполнение ими грабенообразных структур. Усложнение строения слоистых образований и рельефа акустического фундамента особенно тилично для центральной глубоководной части впадины. Разломы северо-западного простирания, небольшие грабенообразные структуры, частые дислокации в слоистой толще, грабенообразные ложбины в рельефе дна представляют тиличные неоген-четвертичные нарушения во впадине Дерюгина. Многие мелкие формы являются структурами растяжения. Их образование устанавливается предположительно в неоген-четвертичное время, начиная, возможно, с позднего миоцена [Лившиц и др., 1972; Маргулис и др., 1979].

Молодым тектоническим движениям отвечают повышенные значения теплового потока в центральной части впадины (1.7-2,0 е.т.п.) и особенно у ее восточного и северного бортов [Yasui et. al., 1968]. Низкие значения, установленные Л.А.Савостиным [1974], по мнению С.Эхара и М.Лангсетта, здесь не являются представительными. В зонах разломов на западном и северо-восточном обрамлении впадины значения теплового потока возрастают до 4 е.т.п. [Савостин, 1976].

В гравитационном попе в редукции Буге впадине Дерюгина отвечает значительный максимум, который сохраняется и при пересчете на большие высоты; структуры земной коры изостатически не уравновешены [Павлов, Туезов, 1972; Аномальные..., 1974]. Впадина характеризуется спокойным полем слабоотрицательных и слабоположительных аномалий Фая и отрицательными изостатическими аномалиями (перекомпенсированный участок) [Аномальные..., 1974; Туезов, 1975]. Ей свойственны положительные линейные магнитные аномалии интенсивностью до 500 гамм, ориентированные в северо-западном направлении [Зоненшайн и др., 1976].

Особенно необходимо подчеркнуть отличие геологического строения впадины Дерюгина от Восточно-Присахалинского прогиба, отделенного от нее разломом и крупным Пограничным поднятием (см. выше) [Маргулис и др., 1979].

По различным геоморфологическим и геофизическим данным, во впадине Дерюгина выявляется картина молодых растяжений земной коры [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Лившиц и др., 1972; Разницин, 1975; Гнибиденко, 1976; Маргулис и др., 1979]. При изучении геологии Восточного Сахалина может быть намечен этап позднемелового растяжения с перемещением на запад и выводом на поверхность пластин "базальтового" слоя и верхней мантии, образовавших офиолитовые аллохтоны [Разницин, 1975, 1978]. Предполагаемым позднемеловым и неоген-четвертичным растяжениям во впадине Дерюгина соответствуют пониженная мощность и субокеаническое строение земной коры, характерное для глубоководных впадин окраинных морей. Растяжение коры с одновременным прогибанием и накоплением осадков в пределах впадины Дерюгина продолжается и на современном этапе, причем наибольшее растяжение испытывают участки на северном окончании впадины. Ось растяжения, вероятно, была ориентирована в направлении северо-запад-юго-восток, в целом параллельно простиранию структур Восточного хребта п-ова Шмидта. Зона растяжения маскируется положительными магнитными аномалиями, ориентированными вдоль предполагаемой оси, и совпадает с хребтом того же простирания, расположенным в центральной глубоководной части впадины (см. выше). Как уже отмечалось, именно к центральной части впадины приурочены зоны интенсивной раздробленности и дислокаций акустического фундамента и осадков. В целом впадина Дерюгина представляет собой новообразованный деструктивный элемент в области незавершенного развития земной коры и является важным свидетельством деструктивных явлений, происходящих в процессе геосинклинального развития.

Южно Охотская глубоководная впадина протягивается в тылу Курильской гряды на 1100 км, постепенно сужаясь от 220 км на юго-западе до нескольких километров на северо-востоке и образуя в плане вытянутый треугольник. Средние глубины дна котловины 3, максимальные - более 3,5 км. Ей свойственны все особенности глубоководных впадин окраинных морей. Впадина обладает субокеаническим типом строения коры. Здесь осадки с пластовой скоростью до 3 км/с залегают непосредственно на "базальтовом" слое с V, = 6,6÷6,В км/с (профили ГСЗ 1-М, 5-М, 14-М, 19-В, 27) [Строение..., 1964; Глубинное..., 1971]. Мощность "базальтового" слоя от 5 км в центральной части впадины до 12-15 км по ее периферии [Строение..., 1964; Суворов, 1976]. Между "базальтовым" слоем и осадками при детальных исследованиях в центре впадины был обнаружен "надбазальтовый" слой с V_r = 4,8 км/с, кровля которого отвечает поверхности акустического фундамента, по МОВ [Попов, Аносов, 1978]. Присутствие этого "надбазальтового" слоя еще более увеличивает сходство земной коры впадины с океани ческой; основное ее отличие -- большая мощность осадков. Ниже "базальтового" слоя на глубине 11 км обнаружена граница со скоростями 7,4-7,6 км/с.

На профилях МОВ и НСП видно, что верхняя часть осадков представлена слоистой толщей, а нижняя — акустически прозрачной, ниже которой прослеживается акустический фундамент [Снеговской, 1974] (см. рис. 3). При работах методом КМПВ в осадках выделено несколько горизонтов с пластовыми скоростями 1,8; 2,3; 1,9; 2,5; 3,0; 2,9 км/с [Попов, Аносов, 1978]. На профилях НСП фиксируется до 2,5 км осадков. Акустический фундамент, когда он обнаруживается, сильно расчленен; в толще осадков отмечаются диапироподобные тела плотных пород, отвечающие вулканическим постройкам³. По краям владины прослеживаются крутые уступы, наиболее хорошо выраженные вдоль северного борта, в которые утыкаются горизонтально залегающие осадки впадины (см. рис. 3).

Тектонический характер границ впадины не вызывает сомнений. На западном и северо-западном ограничениях впадины до глубины 3 км прослеживаются устулы континентального склона с наклоном поверхности дна до 10°. На профилах НСП отчетливо видны разломы, отвечающие континентальному склону. Структуры Сахалина обрезаются и побережьем, и континентальным склоном, особенно близко подходящим к ним в районе Тонино-Анивского полуострова. Именно на континентальном склоне, по многим профилям ГСЗ, устанавливаются резкое выклинивание, обрыв "гранитного" слоя Сахалина и значительное уменьшение общей мощности коры [Строение..., 1964]. Здесь предполагается существо-вание разлома, доходящего до подошвы земной коры [Ващилов и др., 1968; Глубинное..., 1971]. Разлому соответствует гравитационная ступень, а маломощной коре впадины – интенсивная положительная аномалия Буге, сравнимая по величине с известными в Японском и Беринговом морях; аномалии Фая над впадиной положительны и составляют 20-40 мгл независимо от глубины моря [Kogan, 1975]. Крутой, до 20-25°, юго-восточный борт впадины образован скло нами вулканов Курильской островной дуги. Резкая граница впадины с Курильской дугой фиксируется и на профилях МОВ разных модификаций, и на профилях ГСЗ появлением "гранитного" слоя и мощного вулканического комплекса. Ограничения котловины становятся менее четкими только в районе Средних курильских островов и пролива Буссоль, где "гранитный" слой отсутствует и океаническая кора в виде "за лива" проходит из Тихого океана в пределы Южно-Охотской впадины.

³ Отметим, что подобные тела характерны и для впадины Дерюгина (см. выше), что лишний раз подчеркивает сходство этих структур.,

Морфологические особенности Южно-Охотской впадины, субокеанический характер ее коры, соотношения со структурами континентальной коры Сахалина позволяют предполагать значительную роль разрушения (деструкции) земной коры с гранитно-метаморфическим слоем при образовании впадины. Строение ее западной и северо-западной частей показывает, что она обрывает более ранние структуры Сахалина и что кора испытывает здесь растяжение. С отрывом и раздвижением пластин гранитно-метаморфического слоя и утонением "базальтового" слоя здесь могло быть связано новообразование субокеанической коры. Особенностью глубинного строения данного региона является зеркальная корреляция рельефа опускающегося дна впадины с рельефом поднимающейся границы М [Суворов, 1975]. Кроме того, как уже отмечалось выше, к окраинам впадины приурочены разломы.

Вышеперечисленные особенности строения можно объяснить растяжением земной коры под впадиной. Косвенными подтверждениями данного предположения являются существование системы правых сдвигов на южном склоне Южно-Охотского поднятия, перпендикулярных северному борту впадины (см. рис. 4); форма впадины, сужающаяся по направлению к Камчатке и расширяющаяся в сторону Сахалина; линейная зона интенсивных положительных магнитных аномалий, проходящая через наиболее глубоководную часть впадины и смыкающаяся с системой Восточно-Сахалинских аномалий; интенсивная положительная гравитационная аномалия, ориентированная вдоль осевой линии впадины [Соловьев, Гайнанов, 1963; Марков и др., 1967]; существование погребенных и подводных вулканов в присахалинской и прикурильской частях владины [Туезов, 1977] и щелочно-базальтовый состав извержений [Кичина, Остапенко, 1977]. По геологическим соотношениям можно предполагать неогеновый возраст растяжений, одновременное с ними и последующее погружение. Разрушение земной коры происходило с большим выделением тепла. Тепловой поток во впадине имеет среднее значение 2,3 и максимальное -- 3,2--3,5 е.т.п. [Волкова, 1975; Зоненшайн и др., 1976; Yasui et al., 1967].

Центральная часть акватории Охотского моря, куда входят Центрально-Охотское и Южно-Охотское поднятия, впадины Дерюгина и Центрально-Охотская, отделяются от структур Сахалина и Камчатки протяженными субмеридиональными разломными зонами (см. выше). Этот регион характеризуется уменьшенной мощностью земной коры относительно обрамления (материк, Сахалин, Камчатка) и связанным с этим положительным фоном гравитационного поля. Ему свойствен повышенный и высокий фоновый тепловой поток (1,6-2,0 е.т.п. и более) [Смирнов, Сугробов, 1980], который отражает высокий энергетический потенциал земных недр в этом районе. Магнитное поле региона сильно дифференцировано, характер его нередко указывает на наличие широко развитых нарушений и на связь с подводными сулканами [Шимараев, 1971, 1976]. Драгированный каменный материал, характеризующий поднятия в центральной части акватории, однозначно указывает на широкое развитие пород известково-щелочной ассоциации преимущественно позднемелового возраста. Для многих образцов пород чрезвычайно характерны дробление, катаклаз, мипонитизация, рассланцевание и мелкие пластические деформации, свидетельствующие о существенной роли тектонических нарушений в геологическом развитии Охотоморского региона. Для осадочных пород (песчаники, алевролиты и глинистые сланцы), драгированных в центральной части Охотского моря, характерна низкая степень окатанности обломочного материала, что может указывать на преимущественно местный источник обломочного материала [Коренбаум и др., 1977]. Характер этого материала исключает возможность размыва древних глубинных или метаморфических пород. Результаты сейсмических исследований указывают на интенсивную тектоническую нарушенность фундамента, выявленного при исследованиях МОВ и НСП, и на сильные деформации в слоистых осадках.

Изложенные выше геолого-геофизические данные по центральной части акватории явно свидетельствуют об отсутствии здесь гипотетического Охотоморского "срединного" массива и говорят в пользу тектонически неустойчивого состояния земной коры в данной области. Здесь не лишним будет отметить, что подобные массивы рисовались ранее на акваториях многих окраинных и внутренних морей. Объясняется это отсутствием или неполнотой наших знаний на начальных этапах изучения этих структур. С накоплением геолого-геофизических данных размеры массивов неизменно уменьшались, порой до полного их исчезновения, что можно показать хотя бы на примерах Берингова и Японского морей.

Как было показано, в Охотоморском регионе обособляются участки с раз-

личным возрастом и различной степенью зрелости гранитно-метаморфического слоя, а также участки "безгранитной" коры с разной мощностью "базальтового" слоя. В северной части моря, по-видимому, присутствует фрагмент древней континентальной коры. Мозаичное сочетание разновозрастных субокеанических и субконтинентальных структур в центральной части Охотского моря свидетельствует о динамичном неустойчивом состоянии земной коры. В ходе геосинклинального развития Охотоморского региона в мезозое и кайнозое на фоне нарацивания континентальной коры в широкой полосе, расположенной между Восточно-Азиатским вулкано-плутоническим поясом и Курило-Камчатским глубоководным желобом, происходило резкое изменение тектонического плана, вызванное перестройкой структуры земной коры, -- своеобразное проявление тектонической деструкции [Пущаровский и др., 1977]. При этом участки с относительно развитым гранитно-метаморфическим слоем были разбиты, видоизменены по характеру коры.

Сложный и избирательный ход тектонической деструкции, в которой видная роль принадлежала раздвиговым явлениям, привел в центральной части акватории Охотского моря к созданию мозаичной структуры земной коры. Процессы деструкции захватывали значительные участки приокеанической области. Им отвечали растяжения и перестройка коры во впадинах Дерюгина и Южно-Охотской, значительное расчленение структур в центральной части Охотского моря, а также раздробление восточной части Сахалина с формированием неогеновых грабенообразных впадин, с заложением протяженных субмеридиональных сдвигов. Чешуйчатая структура восточной части Сахалина и офиолитовые аллохтоны, определяющие тектонический план этой территории, обусловлены развитием впадины Дерюгина в позднемеловое время. Вся система неоген-четвертичных нарушений в области незавершенного формирования континентальной коры связана с развитием Южно-Охотской впадины.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА И ОБРАЗОВАНИЕ ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА

ОФИОЛИТЫ П-ОВА ШМИДТА

Полуостров Шмидта, расположенный на крайнем севере Сахалина, относительно простирающейся южнее Северо-Сахалинской зоны, сложенной неогеновыми толщами, представляет собой поднятый блок [Пущаровский, 1964]. По отношению к генеральным субмеридиональным простираниям Сахалина комплекс структур полуострова ориентирован под углом. Офиолиты, выходящие на поверхность в Восточном хребте полуострова, рассматриваются нами в качестве фрагмента (47 х 4 км) офиолитового пояса Восточного Сахалина, который трассируется по полосе интенсивных положительных магнитных аномалий, протягивающейся вдоль всего восточного побережья острова (см. выше).

Ультрабазиты и серпентинитовый меланж

В Восточном хребте п-ова Шмидта представлены почти все основные разновидности пород офиолитовой ассоциации, слагающие разрозненные покровные пластины, лежащие на сеноманских флишоидных образованиях (рис. 6). Здесь широко распространен серпентинитовый меланж, прослеживающийся в основании относительно крупных пластин офиолитов и слагающий также отдельные покровы и мелкие протрузии,

В южной части Восточного хребта расположен самый крупный на Сахалине (42 км²) Южно-Шмидтовский (Левенштерновский) ультрабазитовый массив [Геология СССР, 1970; Речкин и др., 1975]. Массив протягивается на 20 км при ширине 1—3 км от устья р. Большой Лонгри до р. Неохе. Картирование западного и восточного ограничений массива показывает, что ультрабазиты слагают здесь субгоризонтальную пластину, лежащую поверх верхнемеловых осадочных образований. Видимая мощность ультрабазитов превышает 500 м. В нижней части пластины прослеживается серпентинитовый меланж мощностью в несколько десятков метров. В обрывах берега моря вдоль восточного края пластины обнажаются интенсивно брекчированные, рассланцованные и оталькованные серпенРис. 6. Геологическая карта Восточного хребта п-ова Шмидта, по материалам В.С. Рождественского и Ю.Н. Разницина

1 — ультраосновные породы; 2 серпентинитовый меланж; 3 — габброи габбро-диабазы; 4 — базальты; 5 — габбро-плагиограниты; 6 — олистостромовая брекчия; 7—9 — сеноманские осадочные породы: 7 — нижнетоминская подсвита, 8 — тойская свита; 9 — среднетоминская подсвита; 10 — олигоценовые осадочные породы; 11 — надвиги; 12 — сдвиги и прочие разломы

тиниты, в которых зажаты глыбы (от 1-2 до 5-10 м в поперечнике) роговообманковых габбро, диоритовых лампрофиров, родингитов, массивных серпентинитов, гарцбургитов и лерцолитов, Форма глыб чаще всего округлая, изометричная, но имеются и угловатые блоки. Цемент меланжа в тех случах, когда это удается установить по шлифам, представлен апогарцбургитовыми, реже — аподунитовыми серпентинитами. Глыбы с поверхности покрыты серпентинитовыми "рубашками" толщиной 30-40 см. отполированными до блеска и испещренными штриховками и бороздами скольжения. В отдельных обнажениях в районе мыса Левенштерна сохранились участки нерассланцованных массивных серпентинитов, разбитых большим количеством субгоризонтальных и слегка наклоненных на запад трещин и мелких чешуйчатых надвигов. В полосе серпентинитового меланжа широко развиты оползни, так что обрыв берега мо-



ря представляет собой серию оползневых уступов с выровненными площадками шириной 20—30 м, вверху слегка наклоненными на запад. На пляже, у подножия береговых обрывов, наблюдается большое количество крупных глыб габброидов, сильно катаклазированных лерцолитов, родингитов, которые оказались здесь в результате развития оползневых процессов и размыва берега. Глыбы с поверхности покрыты серпентинитовыми примазками — "рубашками" — толщиной 10—20 см (рис. 7).

Серпентинитовый меланж прослеживается и вдоль западного края пластины, в зоне контакта с неогеновыми и верхнемеловыми осадочными образованиями. Меланж хорошо картируется по характерному зеленоватому цвету рассланцованных серпентинитов, прослеживаясь в виде широкой полосы (400–500 м) в нижней части западного склона Восточного хребта. Так, в 0,5 км выше устья второго правого притока р. Томи, в бортах ручья, вскрываются интенсивно рассланцованные серпентин-хлоритовые "войлочные" породы фисташково-зеленого цвета, облекающие "окатыши" (диаметром до 0,5 м) массивных черных серпентинитов и карбонат-серпентиновых пород. Севернее, в 3 км к западу от вершины горы Томи, в нижней части склона хребта, в милонитизированных и оталькованных апогарцбургитовых серпентинитах зажаты глыбы (до 2 м в поперечнике) катаклазированных гигантокристаллических энстатититов, зеленых сланцев и белых оталькованных пород. Далее к северу, на западном склоне горы Орлиной, в непосредственной близости от контакта ультрабазитов с неогеновыми породами



Рис. 7. Глыба родингита в серпентинитовой "рубашке"

также вскрывается основание пластины ультрабазитов, сложенное серпентинитовым меланжем. Здесь в брекчированных серпентинитах зажаты глыбы роговообманковых габбро и энстатититовых катаклазитов.

Верхняя часть пластины сложена большей частью массивными, сильно серпентинизированными гарцбургитами, среди которых изредка встречаются полосчатые разновидности. В резко подчиненном количестве встречены отдельные выходы лерцолитов, верлитов и энстатититов. Мощность верхней части пластины не менее 400 м. Породы разбиты большим количеством разрывов крутого заложения, зон милонитизации и надвигов, которые отчетливо дешифрируются по аэрофотоснимкам. Таким образом, верхняя "массивная" часть пластины также сильно нарушена и, по-видимому, имеет чешуйчатое строение, что косвенно подтверждается и данными бурения. В колонках нескольких скважин, пробуренных в верхней части массива на глубину до 380 м, отмечается большое количество зон дробления и милонитизации в ультрабазитах мощностью от нескольких сантиметров до 20 м (данные А.Я.Чалых). Просмотр керна из этих скважин позволяет говорить о том, что эти зоны вполне сопоставимы с серпентинитовым меланжем.

Отдельные участки в верхней части пластины сложены серпентинитовым меланжем. Так, в районе горы Томи в брекчированных и рассланцованных серпентинитах закатаны глыбы и крупные блоки (от 1–2 до 10 х 5 м) хромитов. Южнее, в районе горы Левенштерна, в интенсивно тектонизированных серпентинитах зажат крупный блок габброидов (1000 х 500 м), перекрытый небольшой пластиной вулканогенно-осадочных образований. В зоне наиболее интенсивной тектонической и гидротермальной переработки габброидов на контакте с серпентинитами в пренит-цеолит-хлоритовых породах, образовавшихся по габбро, обнаружена золотая минерализация [Речкин, 1974а]. Вблизи контакта габброидов с серпентинитами в последних наблюдаются глыбы алевролитов, туфопесчаников, базальтов, актинолитизированных роговообманковых габбро, глаукофансодержащих пород (альбититов с щелочным амфиболом группы кроссит—родусит, по Ф.П.Леснову и др. [1976]).

Ультрабазиты Южно-Шмидтовского массива, как и остальные ультраосновные породы п-ова Шмидта, относятся к типичным альпинотипным образованиям. Для них характерны отсутствие плагиокпазсодержащих разностей, большая величина отношения магния к суммарному железу, малое количество щелочей, глинозема, извести, двуокиси титана, высокая магнезиальность [Речкин и др., 1975] (табл.1). Ультрабазиты обычно несут следы интенсивных деформаций, проявляющихся в наличии катакластических структур, в волнистом погасании зерен пироксенов, в изогнутости кристаллов оливина и пироксена. Наиболее деформированными и тектонизированными являются породы глыбовых включений меланжа, которые часто

Южно-Шмидтовский массив отделен от расположенных к западу верхнемеловых образований Лонгрийским сдвигом с правобоковым смещением и амплитудой около 7 км [Рождественский, 1972, 1975]. Этот сдвиг входит в систему субмеридиональных сдвигов п-ова Шмидта, нарушающих все образования, включая плиоценовые, и маскирующих надвиговую природу Южно-Шмидтовского массива.

Серпентиниты и серпентинитовый меланж широко развиты также в центральной и северной частях Восточного хребта в виде отдельных тонких тектонических пластин и мелких протрузий. Кроме того, они часто встречаются в основании налвигов.

Рассмотрим относительно крупную (6-7 км²) аллохтонную пластину серпентинитового меланжа в северной части района, южнее мыса Елизаветы. Эта пластина, впервые закартированная В.С.Рождественским, а затем автором, представляет собой исключительно наглядное доказательство покровной структуры Восточного хребта. Автохтоном служат складчатые флишоидные образования верхнего мела (сеноман), широко развитые к западу от офиолитового пояса полуострова. В районе мыса Бойница, южнее мыса Елизаветы, в обнажениях вдоль берега Охотского моря прекрасно виден горизонтальный контакт серпентинитов с алевролитами тойской свиты, сильно рассланцованными и ожелезненными. Фронтальная часть пластины меланжа расположена в 2-3 км к западу, в пригребневой части Восточного хребта. Тектонический контакт серпентинитов с подстилающими аргиллитами хорошо прослеживается и картируется вдоль всего западного ограничения пластины, но особенно хорошо он выражен в верховьях р. Порш, протекающей по западному склону хребта и впадающей в Северный залив. Здесь видно, как голубоватые рассланцованные серпентиниты перекрывают аргиллиты и алевролиты тойской свиты, имеющие буроватую окраску. Плоскость контакта наклонена на восток-северо-восток, угол 20-30° и меньше. В основании надви-га фиксируется зона тектонической брекчии мощностью 20-25 м.

Строение зоны следующее: в подошве зоны наблюдаются развальцованные серпентиниты черного и темно-зеленого цвета, в которые закатаны "окатыши" эллипсоидальной формы массивных серпентинитов и аргиллитов (около 10–20 см по длинной оси). Плоскости рассланцевания в серпентинитах как бы облекают эти обломки. Мощность этой нижней части приблизительно 5 м. Выше залегают интенсивно рассланцованные, листоватые, участками превращенные в труху серпентиниты голубовато-серого цвета. Плоскости рассланцевания отделены друг от друга зеркалами скольжения. Между плоскостями рассланцевания расположены округлые включения, "окатыши" массивных серпентинитов (диаметр 10–20 см), отполированных до блеска (рис. 8). Именно в этой части зоны надвига наклон плоскостей рассланцевания в серпентинитах 10–20°. Подстилающие аргиллиты и алевролиты тойской свиты также наклонены на восток, но угол падения в них 30° и больше.

Серпентинитовый меланж, слагающий основную часть покровной пластины, состоит из глыб и крупных блоков (от нескольких метров в поперечнике до 0,5–1 км) серпентинизированных перидотитов, серпентинитовых брекчий, крупнокристаллических энстатититов, габброидов, плагиогранитов, диабазов, базальтов, туфов основного состава, глыб верхнемеловых вулканогенно-осадочных образований, глаукофановых сланцев, зажатых в тектонизированных и рассланцованных серпентинитах. По С.В.Руженцеву [1976], такие образования относятся к полимиктовому серпентинитовому меланжу. На площади, занятой меланжем, в бассейнах рек Тазвы, Таррычах, Порш и Нала, развит своеобразный хаотический рельеф. Глыбовые включения меланжа образуют положительные формы рельефа в виде многочисленных скал и утесов; серпентиниты дают сглаженные формы.

Компо- ненты	345	345a	346	48	35	828	233
SiO ₂	49,63	48,62	56,28	46,93	44,80	54,65	48,79
TiO ₂	1,06	1,10	0,76	0,30	0,72	0,46	1,15
Al, 0,	14,70	15,25	14,75	20,55	18,41	14,02	16,43
Fe, O,	2,67	3,13	3,20	1,53	5,41	2,56	1,74
FeO	7,42	6,72	6,14	3,00	5,14	4,95	10,30
CaO	11,93	11,09	6,43	15,84	9,40	6,92	4,02
MgO	6,90	7,33	3,40	8,36	7,82	7,82	6,83
MnO	0,18	0,23	0,16	0,11	0,17	0,10	0,31
Na, O	2,76	2,62	5,80	1,18	1,27	5,24	5,46
к, о	0,19	0,21	0,36	0,27	2,93	0,73	0,32
H,o⁻	0,10	0,16	0,26	0,10	0,36	0,48	0,28
н, о+	1,90	3,05	2,37	1,66	3,09	1,55	3,99
cō,	0,02	_	0,14	-	-	-	0,24
c	-	-	0,02	-	-	-	-
P, O,	0,11	0,06	0,09	_	-	0,08	0,16
Сумма	99,57	99,57	100,16	99,83	99,52	99,65	100,02

Таблица 1 Состав габброидов, пород дайкового комплакса, родингитов, плагиогранитов и ультрабазитов офиолитовой ассоциации п-ова Шмидта

Таблица 1 (окончание)

Компо- ненты	120	124	837	846	253	55	845
SiO ₂	38,37	35,84	38,95	37,17	38,85	54,86	52,95
TiO	-	0,13	Сл.	_	-	Сл.	0,09
Al ₂ O ₃	1,33	1,37	1,60	1,17	1,55	1,67	1,11
Fe ₂ O ₃	5,95	5,51	6,00	4,73	5,26	0,92	2,83
FeO	2,01	2,42	0,99	2,65	2,41	4,96	4,92
CaO	0,61	0,98	0,61	0,73	0,73	1,83	1,02
MgO	`38,95	39,27	38,22	40,83	37,43	38,77	33,94
MnO	0,21	0,20	0,20	0,23	0,21	0,21	0,20
Na ₂ O	0,07	-	-	0,07	0,08	0,08	0,05
K, 0	0,09	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07
H,0 ⁻	0,96	0,95	1,04	0,74	1,17	0,36	0,68
H, 0+	11,50	13,34	12,31	11,66	12,22	1,05	2,07
co,	-	_ *	-	-	-	_	-
c	-		_	-	-	5	-
P, O,	-		-	-	-	-	0,02
Сумма	100,05	100,07	99,98	100,04	99,96	99,78	99,95

Примечание. Анапизы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Габброиды: 345 — амфибопизированный габбро-диабаз, Прибрежный габбро-диабазовый массив; 345а амфиболизированное габбро, Прибрежный массив; 346 — амфибопизированный диабаз, Прибрежный массив; 48, 35 — амфиболизированное габбро, Прибрежный массив; 828 — амфиболизированное соссоритизированное габбро, Южно-Шмидтовский массив. 828 — амфиболизированных даек и плагиограниты: 233 — порфировидный габбро-диабаз, в 0,5 км восточнее горы Кручинной; 263 диабаз, Прибражный массив; 265 — диабаз, севернее устья р. Левки; 266 — плагиогранит, севернее устья р. Левки; 237 — плагиогранит, в 0,5 км восточнее горы Кручинной; 243 — кварцевый альбитофир, в 0,5 км восточнее горы Кручинной. Родингиты: 225 — юго-восточнее горы Кручинной; 343 мыс Тумф; 838 — мыс Левенштерна. Ультрабазиты: 120 — лерцолит, в 2 км южее устья р. Талики; 124 — сарпентинизированный гарцбургит, в 400 м к северо-западу от устья р. Талики; 837 апогарцбургитовый серпентинит, севернее устья р. Томи; 846 — апогарцбургитовый серпентинит, в 1 км наюго-западе от горы Орлиной; 253 — серпентинизированный лерцолит, в 2 км наюго-западе от горы Кручинной; 55 — энстатитит, нижнее течение р. Малой Лонгри; 845 — энстатитит, в 1 км наюгозападе от горы Орлиной.

263	265	266	237	234	225	343	838
50,09	52,38	68,93	67,95	70,87	35,48	38,15	41,19
0,59	0,64	0,26	0,68	0,68	0,80	0,80	0,56
15,44	16,39	11,07	13,99	13,33	9,80	14,29	9,12
2,82	1,72	0,89	1,63	1,25	4,79	2,51	2,13
7,72	6,51	1,09	2,90	2,49	6,87	7,54	7,24
7,89	3,34	9,39	3,54	2,05	29,21	16,76	22,00
6,19	6,95	1,03	1,65	1,40	4,69	8,96	6,36
0,16	0,13	0,05	0,11	0,05	0,18	0,21	0,18
5,01	5,01	5,86	4,78	5,58	0,19	2,14	5,30
0,23	0,85	0,51	0,79	0,80	0,07	0,10	0,11
0,43	0,35	0,10	0,22	0,26	0,22	0,64	0,50
3,49	4,11	0,70	0,17	1,46	6,81	7,19	5,53
0,06	0,16	0,40	0,02	0,66	0,26	0,22	-
-	-	-		-	-		-
0,06	0,30	0,09	0,21	0,14	0,18	0,09	0,08
100,21	99,84	100,47	99,64	100,42	99,55	99,60	100,30

Внутреннее строение меланжа можно изучать в обрывах морского побережья южнее мыса Бойница, где отдельные глыбы и блоки отпрепарированы морем. Так, севернее устья р. Тазвы в рассланцованных серпентинитах зажата крупная глыба (50 x 50 м) базальтов с прослоями и линзами сургучных яшм. Базальты нарушены многочисленными трещинами с зеркалами скольжения. Трещины не продолжаются за пределы глыбы; отчетливо видно, что базальты являются инородным телом в серпентинитах.

В нижнем течении р. Таррычах, у ее устья и в обнажениях вдоль берега Охотского моря выходит на поверхность часть крупного блока (1000 х 300 м) вулканогенно-осадочных пород. Нижняя часть блока сложена переслаиванием песчаников, аргиллитов и алевролитов, в верхах залегают андезито-базальтовые лавобрекчии и базальты с линзами сургучных яшм. Этот блок погружен в толщу интенсивно тектонизированных, рассланцованных серпентинитов заленоватого цвета, в которых зажаты многочисленные обломки и "окатыши" (от нескольких миллиметров до 1,5 м в поперечнике) базальтов, зеленых и сургучных яшм,





Р и с. 9. Серпентинитовый меланж в районе устья р. Таррычах (северная часть Восточного хребта п-ова Шмидта)

массивных черных серпентинитов (рис. 9). В песчаниках из нижней части разреза блока обнаружены радиолярии (Dicolacapsa cf. Verbecki Tan Sin Hok), которые, по заключению Л.И.Казинцовой, имеют позднемеловой возраст. Данный блок является экзотическим для района п-ова Шмидта и весьма напоминает сенонские вулканогенно кремнистые образования, развитые в восточной части Восточно-Сахалинских гор.

На гребне Восточного хребта, на водоразделе рек Тазвы и Нала, в центральной части пластины меланжа, в серпентинитах зажат блок (30 x 20 м) очень споеобразных серпентинитовых брекчий. Цементом брекчий служат тонко раздробленные, перетертые серпентиниты голубоватого цвета, в которые погружены "окатыши" черных блестящих серпентинитов диаметром 1-2 см. Среди глыбовых включений меланжа в верхней части пластины в редких случаях отмечаются глаукофановые сланцы, состоящие из железистых глаукофанов (кроссит, винчит), хлорита, эпидота и альбита.

Мощность рассмотренной пластины меланжа 250-300 м. Неглубокое залегание подошвы серпентинитового меланжа подтверждается также результатами магнитной съемки. Четкие минимумы, обрамляющие положительную часть аномалии, связанной с присутствием в рассматриваемом районе серпентинитового меланжа, по мнению Э.Н.Марковца, не позволяют предполагать здесь интрузив ультраосновных пород, уходящий на глубину: аномалиям подобной формы соответствуют тела в форме пластин.

Габбро

Кроме многочисленных глыб и блоков габброидов, встречающихся в серпентинитовом меланже, в центральной части Восточного хребта известен Прибрежный габбро-диабазовый массив [Рождественский, 1972]. Он протягивается на 8 км от р. Неохе до руч. Мысового при ширине 250-600 м. На западе массив контактирует с базальтами орлинской свиты (см. ниже), на востоке погружается под воды Охотского моря. Массив представляет собой пластину, надвинутую на базальты. Мощность ее не превышает 300 м; она наклонена на восток-северо-восток под углом 30-35°. Помимо данных геологического картирования, этот вывод подтверждается при дешифрировании аэрофотоснимков. На всем протяжении выходов габброидов, на склонах хребта, обращенных к Охотскому морю, на аэрофотоснимках отчетливо видна серия пластовых треугольников, наклоненных на восток, плоскости которых расположены параллельно друг другу на разных



Р и с. 10. Надвиг пластины базальтов на габброиды Прибрежного массива. Мыс Тумф. Зарисовка

- габбро и габбро-диабазы; 2 -- рассланцованные серпентиниты; 3 -- массивные гарцбурс фотографии 1 гиты; 4 -- родингиты; 5 -- базальты

гипсометрических уровнях. В заимоотношения габброидов с базальтами можно наблюдать на небольшом хребтике, начинающемся на мысе Тумф. В основании плоскости надвига, полого падающей на восток, в 0,8 км на

северо-запад от мыса прослеживается серпентинитовый меланж мощностью 30-40 м. В рассланцованных серпентинитах завальцованы глыбы амфиболизированных диабазов, габброидов, плагиогранитов, родингитов, кремнистых пород, зеленых сланцев и сильно измененных базальтов. Глыбы имеют округлую форму, до 2-3 м в поперечнике. Базальты в непосредственной близости от контакта с меланжем интенсивно тектонизированы, разбиты большим количеством трещин

Непосредственно на мысе Тумф можно наблюдать надвиг базальтов на пласс зеркалами скольжения. тину габброидов (рис, 10). Плоскость надвига наклонена под углом 30-40° на восток и, слегка выполаживаясь в нижней части берегового обрыва мыса, побазальтами также прослежигружается под воды моря. Между габброидами и вается зона серпентинитового меланжа мощностью приблизительно 50 м. Меланж состоит из рассланцованных тектонизированных апогарцбургитовых серпентинитов черного цвета, в которых зажаты глыбы массивных серпентинизированных гарцбургитов, габброидов, родингитов, амфибол-пренитовых пород, лейкодиабазов, плагиогранитов, Размер глыб 1—20 м в поперечнике. Таким образом, здесь Мы имеем подобие "слоеного пирога", пакет чешуй, наклоненных на восток (рис. 11). Принципиально такая же картина наблюдается на северном окончании Прибрежного массива, в районе мыса Ханьролни. Однако здесь в меланже,



Рис. 11. Геологический разрез по линии В-Г. Местоположение разреза см. на рис. 6 1 — серпентинизированные ультрабазиты; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — габбро и габбродиабазы; 4 — базальты; 5 — песчаники мачигарской свиты (олигоцен); 6 — флишоидные образования среднетоминской подсвиты (сеноман); 7 - надвиги и сбросы



Рис. 12. Составы базальтов, габброидов и диабазов дайкового комплекса офиолитовой ассо-циации Восточного хребта пова Шмидта, выраженные через изменение содержаний SiO₂, FeO циации Восточного хреота пова шмидта, выраженные через изменение содержании Вос, гео (все железо в виде FeO) и TiO₂ с увеличением отношения FeO/MgO 1 — базальты; 2 — среднее из 8 анализов базальтов [Речкин, 19746]; 3 — габброиды, 4 — диа-базы дайкового комплекса; СА — известково-щелочные составы; ТН — толеитовые составы



Р и с. 13. Глыбы родлингитов (светлое) в серпентинитовом меланже на юго-восточной оконечности мыса Ханьролни

кроме перечисленных разновидностей пород, присутствуют глыбы розоватых мраморизованных известняков,

Габброиды Прибрежного массива разбиты сложной системой трещин с преобладанием наклоненных на северо-восток соответственно предполагаемому наклону плоскости надвига в основании пластины. Трещины заполнены кальцитом и эпидозитом с тонкими жилками пренита,

Преобладающим типом пород массива являются амфиболизированные габбродиабазы и габбро (см. табл.1). В наименее измененных разностях присутствуют две роговые обманки: бурая, имеющая магматическое происхождение, и вторичная зеленая. Основные плагиоклазы довольно свежие; породы, как правило, хлоритизированы и пренитизированы. Более типичны сильно амфиболизированные разности, в редких случаях в них удается наблюдать реликты клинопироксена. Плагиоклаз в таких породах соссюритизирован и серицитизирован, отмечаются значительные количества титано-магнетита. Структура пород чаще всего офитовая, Значительно реже встречается кварцевое габбро. На диаграмме изменений содержаний SiO₂, FeO (все железо в виде FeO) и TiO₂ с увеличением отношения FeO'/MgO фигуративные точки составов габброидов расположены преимущественно в толеитовой области (рис, 12).

Для габброидов характерны процессы динамометаморфического преобразования, дробления и интенсивного катаклаза, особенно развитые в глыбовых включениях меланжа. Вообще среди глыбовых включений меланжа в подошве Прибрежного массива необычно много родингитов (рис. 13). В других районах офиолитового пояса пова Шмидта эти породы встречаются в меланже значительно реже и в несравнимо меньших количествах. Это может указывать на то, что родингиты были образованы путем метасоматического изменения габбро и габбро-диабазов. Брекчирование и дробление глыб родингитов происходило одновременно с надвиганием, в процессе которого они и оказались закатанными в серпентиниты. Поэтому автору представляется необоснованным вывод Р.М.Юрковой [1977] о связи процесса родингитизации со стрессовыми напряжениями во время тектонического становления пластин офиолитов. По мнению ряда исследователей, родингитизация происходит почти одновременно с серпентинизацией ультраосновных пород в нижних горизонтах океанической коры и предшествует главной фазе тектонических движений (тектоническому становлению офиолитов) [Книппер, 1975; Capedri et. al., 1977],

Р.Колман [1979, с. 132] особо отмечал, что представляют собой побочный продукт процесса серпентинизации, а отнюдь не возникали как высокотемпературные контактовые образования, связанные с ранними магматическими этапами истории офиолитов".

Базальты

Верхняя, эффузивно-радиоляритовая часть разреза офиолитовой ассоциации пова Шмидта представлена спилитизированными и карбонатизированными гиалобазальтами, миндалекаменными спилитами, диабазами, микродолеритами, габбродолеритами (гипабиссальные тела и центральные части потоков), гиперстеновыми долеритами, спилитовыми лавобрекчиями и базальтовыми туфами. Базальтоиды представлены преимущественно шаровыми лавами (рис. 14), среди которых редко встречаются массивные разности. В вулканических породах часто присутствуют глыбы (от 0,1—1 до 20 м и более в поперечнике) и обрывки деформированных прослоев различного цвета яшм, сургучных радиоляритов, кремнистых пород, мраморизованных известняков, пикритов (рис. 15).

Здесь необходимо отметить, что нами наблюдался контакт осадочных пород с базальтами трех типов.

1. "Горячий" — глыбы на контакте с базальтами несут следы закалки как результат взаимодействия уже твердых пород с раскаленной лавой.

2. Нормальный, т.е. в обнажениях в отдельных случаях можно видеть небольшой мощности прослои и линзы осадочных пород в базальтах. 3. Тектонический.

Подобная пестрая толща выглядит еще более сложной из-за большого числа разрывов, зон милонитизации, трещин залеченных кальцитовым материалом. Она пронизана мелкими протрузиями серпентинитов, из-за чего склоны Восточного хребта в поле развития базальтов часто имеют оползневой характер. Весь этот комплекс пород объединяется в орлинскую свиту [Мытарев, 1969].

В целом образования орлинской свиты можно охарактеризовать как гигант-



Рис. 16. Геологический разрез по линии А – Б. Место положение разреза см. на рис. 6 1 – ультрабазиты; 2 – базальты; 3 – серпентинитовый меланж; 4 – а – габбро и габбро-диабазы, б – плагиограниты; 5 – надвиги; 6 – интрузивный контакт



Рис. 17 Диаграмма Миясиро

1-7 – поля базальтоидов: 1 — исландские толеиты, 2 – гавайские толеиты, 3 – исландские щелочные породы, 4 – щелочные породы островов в Атлантическом океане, 5 – континентальные щелочные породы: Восточной Азии, 6 – вулканические породы островных дуг, 7 – абиссальные толеиты; 8 – базальты офиолитовой ассоциации Восточного хребта п-ова Шмидта; 9 – среднее из 8 анализов той же ассоциации [Речкин, 19746]

скую брекчию. Ее последовательный стратиграфический разрез в современной структуре Восточного хребта, по-видимому, отсутствует, основание ее нигде не вскрывается. Максимальная видимая мощность толщи не превышает 300—400 м.

Возраст орлинской свиты, по определениям радиолярий из глыб радиоляритов в базальтах, весьма условно позднеюрский—раннемеловой [Мытарев, 1969; Геология СССР, 1970]. По данным А.И. Жамойды [1972], в радиоляритах из коллекции В.П. Мытарева и Г.С. Ведерникова определен смешанный комплекс радиолярий, содержащий формы, близкие к характерным видам набильского (верхняя юра—нижний мел) и ракитинского (верхний мел) комплексов. В образцах сургучных яшм из глыб в базальтах из нашей коллекции определены Saturnalis amissus Squinabol, Sphaerostylus Lanseola (Parona) group, Histiastrum cf. valanginica Aliev, свидетельствующие о позднеюрско-меловом, возможно позднеюрско-раннемеловом, возрасте, а также Dictiomitra sp., Stichocapsa sp., Amphirholopalum sp., Hemircyptocapsa sp. и другие, свидетельствующие о мезозойском возрасте яшм (определения В.С. Вишневской). Все имеющиеся определения микрофауны из глыб осадочных пород не достаточны для датировки возраста, вмещающих базальтов. Тем не менее у нас есть основания считать возраста базальтов позднемеловым.



Р и с. 14. Шаровая отдельность в базальтах офиолитового комплекса Восточного хребта п-ова Шмидта

а — наиболее широко распространенная разновидность шаровых лав; б — гигантская шаровая отдельность; є — "канатные" лавы



Р и с. 15. Обрывки деформированных прослоев и глыбы известняков (светлое) и сургучных яшм в базальтах

Таблица 2 Состав базальтоидов Восточного хребта п-ова Шмидта

Комлоненты	7	25	57	29	58	1
SiO ₂	43 ,6 5	46,27	44,92	45.54	46 12	44.98
TiO ₂	3,11	2,03	2,29	2.33	2 14	2 11
Al ₂ O ₃	14,82	13,37	13.06	13.80	14 93	13 12
Fe ₂ O ₃	4,01	3,10	3,56	4,47	3.91	6.75
FeO	8,75	-6,53	8,94	6,72	6.99	6,66
CaO	7,03	11,03	9,11	10.57	9 17	10.53
MgO	6,21	7,50	9,34	6.82	7 48	7 24
MnO	0,24	0,18	0.17	0.14	0.18	0.16
Na ₂ O	4,04	3,73	3.55	3 53	3.67	2 20
K ₂ O	0,85	0,23	0.20	0.97	0.58	0.32
H ₂ O ⁻	0,78	0.74	0.54	0.32	0,50	0,00
H, O ⁺	3,80	3.29	4 40	3.46	2 50	-
cō,	1,36 .	1.38	0.42	0.04	3,00	-
с	-	-	0,42	0,34	_	-
P. O.	0.27	0.27	0.19	0.22	-	-
Сумма	99,52	99,74	100,68	0,32 99,93	0,29 99.61	_

Примечание. Анализы 7, 25, 57, 29, 58 выполнены в химической лаборатории ГИНАН СССР: 7 — гиалобазальт; 25 — оливиновый микродолерит; 57 — гиперстеновый долерит; 29 спилит; 58 — диабаз; 1 — спилит (среднее из 8 анализов) [Речкин, 19746]; скв. 292 — базальт (среднее из 3 анализов) [Дмитриев и др., 1979]; скв. 307, 304 — базальт [Marshali, 1975];

Образования орлинской свиты залегают в виде узких, вытянутых в северосеверо-западном направлении пластин, залегающих на серпентинитах [Речкин, 19746]. Кроме того, они часто встречаются среди глыбовых включений меланжа. Взаимоотношения базальтов с ультрабазитами наблюдались нами в районе горы Кручинной. Контакт явно тектонический, базальты надвинуты на ультрабазиты, плоскость надвига наклонена к востоку под углом 30° (рис. 16). Пологий контакт базальтов и ультрабазитов хорошо дешифрируется и на аэрофотоснимках восточного склона горы Кручинной в виде ломаной линии: в понижениях рельефа обнажаются ультрабазиты, лишенные растительности, а на водораздельных хребтиках – базальты покрытые зарослями кедрового стланика.

В 4 км к юго-востоку от устья р. Орлиной в обнажениях вдоль берега моря также можно видеть соотношения базальтов с ультрабазитами Южно-Шмидтовского массива. Базальты в приконтактовой зоне шириной 20-30 м интенсивно раздроблены, практически превращены ь милонит. Какие-либо термальные изменения в них отсутствуют. Серпентиниты в зоне контакта также интенсивно брекчированы, имеют конгломератовидную структуру и включают в себя глыбы светло-серых родингитов. Тектоническая природа контакта, таким образом, не вызывает сомнений. И здесь плоскость контакта наклонена на восток, о чем свидетельствуют также данные геофизических работ. Характер магнитного поля, по мнению Э.Н. Марковца, указывает на неглубокое залегание под толщей базальтов высокомагнитных серпентинитов.

Спилиты состоят из бурой основной массы с лейстами альбита (0,2–1 мм), составляющими до 40% от объема порода. Структура спилитовая, текстура часто миндалекаменная. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, реже – цеолитами и пренитом. По основной массе развивается зпидот, кальцит, смектит. Диабазы состоят из призматических табличек основного плагиоклаза, между которыми расположены изометричные зерна клинопироксена и оливина. Из вторичных изменений отмечены альбитизация и пелитизация плагиоклаза, замещение оливина серпентинитом и хлоритом, хлоритизация пироксена. Оливиновые гиалобазальты обладают субвариолитовой структурой, состоят из тонких игольчатых микролитов основного плагиоклаза и аморфной основной массы девитрифицированного стекла, сильно измененного вторичными процессами. Все разновидности базальтоидов содержат значительные количества рудного минерала (титано-магнетит).

Поскольку породы в значительной степени изменены вторичными процессами, вопрос об их формационной принадлежности не может решаться однозначно; к тому же мы располагаем ограниченным количеством химических анализов (табл. 2).

292	307	304	A	Б	В	Г	Д
44.62	49.05	49.56	49.4	47.4	49.8	51.7	51 1
3.29	3.12	2.07	2.5	29	15	1.0	0.83
14,14	14,43	13.05	13.9	18.0	16.0	16.9	16 1
6,34	3,53	3,86	12,4	10.6	10.0	11.6	11.8
6,87	5,51	9,21			,.		,0
8,35	10,11	10,60	10,3	8,7	11.2	11.0	10.8
5,05	6,10	6,57	8,4	4,8	7.5	6.5	5.1
0,20	0,18	0,22					-,.
3,26	3,08	2,78	2,13	3,99	2,75	3,10	1,96
0,49	0,38	0,08	0,38	1,66	0,14	0,40	0.40
0,77	3,07	1,40					
1,43	0,79	0,23					
0,31	0,10	0,13					
-	-	-					
0,33	0,32	0,22					

А–Д – по [Condie, 1976]: А – топеитовый базальт океанических островов, Б – щелочной базальт океана, В – толеитовый базальт срединно-океанического хребта, Г – высокоглиноземистый толеитовый базальт, Д – толеитовый базальт островных дуг.

На диаграмме Миясиро (рис. 17) фигуративные точки составов базальтоидов орлинской свиты заняли достаточно широкую площадь и частично перекрывают поля щелочных пород островов в Атлантическом океане, континентальных щелочных пород Восточной Азии и островных дуг. Однако большинство точек (10 анализов из 13) попало в поле абиссальных толеитов. Диаграмма Миясиро в координатах (FeO'/MgO) – FeO' указывает на сродство анализированных базальтов и толеитов (см. рис. 12). Фигуративные точки анализов на диаграмме SiO₂ - (FeO'/MgO) расположены в толеитовой области. Подводные изменения базальтов после их излияния могли быть очень интенсивными (в частности. среднее содержание H2O⁺ составляет 3%), но, вероятно, не настолько, чтобы резко изменить соотношение SiO2-(FeO'/MgO). Поскольку TiO2 в отличие от других соединений слабо изменяется в результате вторичных наложенных процессов, диаграмма TiO2 - (FeO'/MgO) может предоставить лучшие возможности для сопоставления. Фигуративные точки базальтоидов здесь также расположены в толеитовой области. Пересчет на нормативный состав анализов базальтов показал присутствие нормативного оливина и нефелина (до 5% в 5 анализах из 13), что формально позволяет отнести часть из них к группе щелочных оливиновых базальтов.

Обращает на себя внимание устойчивое высокое содержание титана в анализированных базальтах (2--3%), которому отвечают повышенные концентрации в этих породах Fe-Ti-окисных рудных минералов. По химическому составу они близки к толеитовым базальтам Северо-Западной котловины Тихого океана (см. табл.2, скв. 303 и 304) [Marshall, 1975] и, что очень существенно, к толеитовым базальтам поднятий в Филиппинском море (см. табл. 2, скв. 292) [Дмитриев и др., 1979]. Из сопоставления составов базальтоидов офиолитовой ассоциации п-ова Шмидта со средними составами главных типов океанских пород видно, что первые тяготеют к толеитовым базальтам океанических островов [Condie, 1976]. Низкие содержания SiO₂, в отдельных случаях несколько повышенные содержания K₂O, высокие содержания Na₂O в базальтах офиолитового комплекса Восточного хребта п-ова Шмидта, скорее всего, обусловлены подводным выветриванием и натровым метасоматозом.

Плагиограниты и комплекс параллельных даек

В пределах Восточного хребта. п-ова Шмидта давно известны относительно крупные тела плагиогранитов. Нами здесь выделен и комплекс параллельных даек, или дайковый комплекс, сложенный низкокалиевой дифференцированной серией пород: диабазами, долеритами, габбро-диабазами, габбро-диоритами, квар-



Рис. 18. Фрагмент дайкового комплекса в габброидах Прибрежного массива. Зарисовка с фотографии

1 – диабазы дайкового комплекса; 2 – габброиды Прибрежного массива

Р и с. 19. Схематическая геологическая карта и геологический разрез в районе к северу от устья р. Юму (северная часть Восточного хребта) 1, 5 — верхнемеловые (сеноманские) осадочные образования; 2 — олистостромовая брекчия; 3 — рассланцованные серпентиниты; 4 — габбро-плагиограниты; 6 — надвиги



цевыми диоритами, плагиогранитами. Собственно комплекс параллельных даек слабо развит на исследуемой территории и представлен только в двух небольших районах. В первом из них, к северо-востоку от горы Кручинной, в обнажениях вдоль берега моря видно, что базальтоиды орлинской свиты прорваны серией диабазовых и плагиогранитных даек. Базальтоиды на контакте с дайками несут следы термального воздействия (см. рис. 16). В зоне шириной несколько метров они интенсивно ожелезнены, пиритизированы и окварцованы. Дайки диабазов и плагиогранитов имеют мощность 1—2 м и меньше, залегание их близко к вертикальному с простиранием в субширотном направлении. В целом по количеству преобладают дайки плагиогранитов, чаще всего они секут диабазы, но можно видеть и обратные соотношения. Возраст гранодиорита из дайки в районе горы Кручинной 87,1 млн. лет.

Габбро-диабазы Прибрежного массива (см. выше) также рассечены серией диабазовых и плагиогранитных даек. Мощность даек 1-5 м, они хорошо выделяются на темно-сером фоне габброидов своей буроватой с поверхности окраской. Дайки простираются в северо-северо-западном направлении в соответствии с простиранием самого массива, наклонены на западного-запад под углом 50-60 (рис. 18). Породы диабазовых даек по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам. В отличие от базальтов орлинской свиты породы диабазовых даек несут лишь следы незначительных зеленокаменных изменений; кроме того, содержания TiO₂ в диабазах дайкового комплекса значительно меньше, чем в базальтах (см. рис. 12). Плагиограниты характеризуются натровой специализацией щелочей (см. табл. 1). По мнению Г.Н. Савельевой, породы отмеченных диабазовых и плагиогранитных даек по структурам, текстурам и минеральному составу сильно напоминают верхнюю часть дайкового комплекса Полярного Урала. По структурным соотношениям, петрографии и химическому составу весь этот комплекс пород сходен с образованиями типа серий параллельных даек, описанных в некоторых офиолитовых поясах мира [Тайер, 1977], и является составной частью офиолитов.

Вдоль восточного побережья полуострова протягивается несколько массивов (площадью до 5 км²), сложенных диабазами, габбро-диабазами, гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами и гранофирами. Среди пород, слагающих эти массивы, преобладают кислые разновидности. Данный комплекс описан А.Н. Речкиным [19746] под названием габбро-плагиогранитной формации. Внутреннее строение массивов очень сложное. Они состоят из чередования линз, неправильной формы прослоев (силлов) и даек светло-серых пород среднего и кислого состава (гранодиориты и плагиограниты) с более темными породами основного состава (диабазы и габбро-диабазы). По составу отмеченные породы не отличимы от аналогичных образований собственно комплекса параллельных даек. От-



Рис. 20. Олистостромовая брекчия

личительной чертой их является почти повсеместная брекчированность. Обломки плагиогранитов размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в поперечнике погружены в габбро-диабазы, но не менее часто можно наблюдать и обратные соотношения.

Эти образования слагают глыбы и блоки в серпентинитовом меланже и небольшие покровные пластины на верхнемеловых породах. К северу от устья р. Юму, в обнажениях вдоль берега Охотского моря, можно видеть соотношения пластины габбро-плагиогранитов с подстилающими образованиями (рис. 19). Во фронтальной части пластины, полого наклоненной на восток, залегает олистостромовая толща мощностью в несколько десятков метров. Она представляет собой грубую брекчию, состоящую из угловатых обломков (до 0,5 м в поперечнике) плагиогранитов, габброидов, базальтов, ультрабазитов, сургучных яшм, алевролитов (рис. 20). Цементом брекчии служит тонко раздробленный материал обломков. Брекчия в целом сильно тектонизирована, пронизана мелкими телами серпентинитов. Между пластиной габбро-плагиогранитов и олистостромой прослеживаются рассланцованные серпентиниты.

Изучение структурных соотношений пород комплекса параллельных даек и соотношений пород в телах "габбро-плагиогранитов" непосредственно в обнажениях и в шлифах приводит нас к выводу, что в целом плагиограниты более поздние, их появление сопровождалось автобрекчированием и брекчированием вмещающих диабазов. При этом породы к этому времени были, вероятно, в полурасплавленном состоянии. На поздних стадиях брекчирования породы претерпели незначительное зеленокаменное изменение. Тесная пространственная и парагенетическая связь диабазов и плагиогранитов, по-видимому, является отражением дифференциации базальтового вещества.

Как известно, в ненарушенных офиолитовых разрезах комплексы параллельных даек и ассоциирующие с ними плагиограниты структурно сосредоточены в самом верху или выше габброидной части офиолитового комплекса, а точнее, между верхами габброидной части и подошвой базальтовой. Принимая во внимание незначительную мощность пластин габбро и базальтов в районе исследований, а также факты прорывания базальтов и габброидов породами дайковой серии (см. выше), можно сделать вывод, что данные пластины первоначально, до тектонического срыва, принадлежали самым верхам габброидной части и низам базальтовой. Таким образом, срыв произошел в верхней части габброидов. Аналогичное структурное положение тектонического срыва вдоль верхней границы комплекса габброидов устанавливается во многих офиолитовых комплексах, сложенных изолированными пластинами офиолитов [Богданов, 1979].

Итак, идентификация и изучение комплекса параллельных даек проливают свет на восстановление первичных соотношений различных частей офиолитового разреза в условиях океанической коры. Помимо этого, они могут помочь и в решении конкретных структурных задач. Так, как уже отмечалось выше, пластина габброидов (Прибрежный массив), по данным геологического картирования, наклонена на восток под углом около 30°. Параллельные дайки, прорывающие габброиды, в целом имеют наклон на запад-юго-запад под углом 60°. До тектонического срыва, предшествовавшего становлению пластины, составные части офиолитового разреза, по-видимому, залегали горизонтально. Внедрение параллельных даек в этом случае происходило по нормали к ним. Наклон даек под углом 60° мог произойти только при наклоне пластины на восток под углом в 30°, что соответствует картировочным данным.

Изучение офиолитов в Восточном хребте п-ова Шмидта указывает на их залегание в виде тектонических пластин. Вопрос о возрасте тектонического становления офиолитов и о направлении движения масс решается более или менее однозначно. Офиолитовые пластины залегают на сеноманских флишоидных образованиях тойской и томинской свит (см. ниже). Галька ультраосновных пород присутствует в базальных конгломератах мачигарской свиты¹ (олигоцен). Осадочные образования мачигарской свиты запечатывают пластины ультрабазитов и базальтов, являясь, таким образом, по отношению к ним неоавтохтоном. Можно предположить, что надвигание офиолитов произошло в сеноне — самом начале палеогена. Более точно установить возраст шарьирования в районе не представляется возможным. В палеоцене и эоцене в пределах Восточного хребта, так же как и всего Восточного Сахалина, происходило общее поднятие - отложения этого возраста здесь отсутствуют (см. ниже) [Геология СССР, 1970]. Это положение подтверждается также особенностями палеогенового осадконакопления в Западно-Сахалинском прогибе. Основная масса материала палеогеновых пород была принесена из восточной области Сахалина. Особенно грубый материал поступал из района Восточно-Сахалинских гор [Жидкова, Тодоровская, 1963].

Кроме этого — основного этапа тектонического становления офиолитовых пластин, имели место и более молодые горизонтальные движения. Так, в нескольких сотнях метров к северу от мыса Ханьролни в обнажениях вдоль берега моря В.С. Рождественский отметил надвиг базальтов орлинской свиты на песчаники мачигарской свиты.

Пластины офиолитов либо залегают горизонтально, либо наклонены на восток, в сторону Охотского моря под углом около 30°. В автохтоне под пластиной серпентинитового меланажа, в северной части Восточного хребта, в обнажениях вдоль берега Северного залива, между устьями рек Порш и Умляной, наблюдается нагромождение небольших надвиговых чешуй и лежачих складок в алевролитах и песчаниках томинской свиты (см. ниже). Вергентность складок в западном направлении наряду с наклоном плоскостей чешуйчатых надвигов к востоку указывает на движение покровов с востока, со стороны Охотского моря, на запад (см. также [Рождественский, 1972]).

В дополнение к приведенным данным геологического картирования, дешифрирования аэрофотоснимков и некоторым геофизическим, доказывающим покровную чешуйчатую структуру офиолитов п-ова Шмидта, укажем еще некоторые факты, относящиеся к прибрежной части полуострова, восточнее выходов офиолитов на поверхность, и также свидетельствующие о горизонтальных срывах. Так, смещение все более интенсивных гравитационных и загнитных аномалий к востоку от основных выходов офиолитов на поверхность позволяет предполагать восточное падение офиолитовых тел [Сычев, 1966; Маргулис и др., 1979], что подтверждает вывод о существовании в Восточном хребте п-ова Шмидта пакета пластин офиолитов, наклоненных на восток, в сторону Охотского моря.

Автохтонный комплекс

Автохтоном для офиолитовых покровов служат образования тойской и томинской свит (нижнетоминская и среднетоминская подсвиты), рассматриваемых здесь в том объеме, в котором они были выделены В.С. Рождественским и А.Н. Речкиным [Рождественский, 1972, 1975]. Эти образования сеноманского возраста сложены чередованием пачек тонкого преслаивания черных алевролитов и аргиллитов (тойская свита) и чередованием мощных пачек туфобрекчий, граувакк с пачками переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов (томинская свита).

Наиболее полный разрез тойской свиты и нижней части томинской свиты (нижнетоминская подсвита) наблюдался нами на побережье Охотского моря, к северу от мыса Бойница. В основании видимой части разреза залегает толща аргиллитов темно-серого до черного цвета, дающих оскольчатую щебенку. Выше

¹В настоящее время возраст мачигарской свиты в значительной мере удревняется, и она из раннего миоцена переведена в олигоцен [Гладенков, 1978].

по разрезу следует чередование пачек тонкого, местами ленточного переслаивания черных алевролитов и аргиллитов и пластов серых мелкозернистых песчаников с мергелистыми конкрециями линзовидной формы (до 2 м по длинной оси). Расположение конкреций подчеркивает северо-западное простирание толщи, наклоненной на юго-запад под углом 70–80°. Видимая мощность этой части разреза приблизительно 400 м.

Нижнетоминская подсвита обнажается в береговых обрывах на побережье Северного залива, между устьями рек Колф и Порш. Толща состоит из грубого переслаивания массивных зеленовато-серых граувакк, туфобрекчий, туфопесчаников с пачками тонкого переслаивания аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Азимут падения толщи восток-северо-восток под углом 30–50°. Нормальное залегание устанавливается по ритмической слоистости. В составе граувакк и туфопесчаников преобладают обломки основного плагиоклаза, в разных количествах присутствуют темноцветные минералы, а также обломки кварца и мусковит. Обломки пород представлены базальтами, андезито-базальтами, кремнистыми породами Преобладает вулканомиктовый материал, достаточно дифференцированный, как правило, очень слабо обработанный. Терригенная примесь незначительна. Обломки офиолитов, в частности серпентинитов, нами не обнаружены. Характер разреза нижней части подсвиты между мысом Бакланий и устьем р. Колф следующий (снизу вверх) :

Мощность, м

1. Пачка переслаивания граувак ковых песчаников заленовато-сарого цвета, плотных, мелко-
зернистых и артиллитов черногс цвета, мощность прослоев 0,5–1,5 м. Изредка наолюдается
полите переслаивание песчаников и аргиллитов (1-2 см). В тонких прослоях отмечается
(2-3 м) и чельных аргиялитов (0.3-05 м) 25
3. Пачка ритмичного переслаивания грубозернистых зеленовато-серых ресчаников и черных
аргиллитов. В основании ритмов залегают песчаники с косоволнистой слоистостью, сменяю-
щиеся вверх мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность ритмов
7—10 см
4. Пачка ритмичного пераслаивания слоистых аргиллитов черного цвета и мелкозернистых
серых песчаников. В нижней части ритмов наблюдается песчаный материал. Мощность от-
дельных ритмов 0,3-0,5 м
5. Грубозернистые неслоистые песчаники зеленовато-сарого цвета с линзами аргиллитов
(2-100 cm)
в. пачка переслаивания грубозернистых туфолесчаников зеленовато-серого цвета с большим
Количеством угловатых обложков черных аргиллитов (1-15 см в поперечнике) и черных
ариллинова, мощность прослова песчаников 2-3, ариллинов - 0,2-0,3 М
0.3-0.4 м.
8. Неслоистые грубозернистые туфолесчаники зеленоватого цвета с обидием обломков чер-
ных аргиллитов
9. Переспаивание черных аргиллитов и среднезернистых сарых песчаников. Преобладают ар-
гиллиты
10. Грубозернистые туфопесчаники зеленовато-сарого цвета с обомками аргиллитов 15
11. Чередование аргиллитов и грубозернистых туфонесчаников. Мощность проспоев 1 м. 15
12. гитмичное чередование аргиллитов и песчаников. В нижней части ритмов отмечается
прубни песчаным материал с хорошо выраженной косоволнистой слоистостью, верхние части
Гиллигов
14. Ритмичное чередование ресчаников и аргиллитов. Мошность ритмов 0.5 м 5
15. Грубозарнистые туфолесчаники с крупными, до 0.5 м в полеречнике, обломками челных
аргиллитов
16. Ритмично построенная пачка переслаивания аргилпитов и мелкозернистых песчаников.
Преобладают аргиллиты
17. Грубозернистые неспоистые туфопесчаники с обломками черных аргиллитов5
18. Пачка ритмичного переспаивания аргиллитов и песчаников. Мощность ритмов 0,1-0,4 м.
Преобладают аргиллиты
19. песноистые грубозернистые туфолесчаники с обломками (до 0,5 м) черных аргипли-
В нижней части ритмов заперения и судение сменерониесть ритмов 0,3-0,5 М.
21. Неспоистые зелановато-сарые песчаники, собилием обложков аргилинами
Общая мощность

Необходимо отметить, что разрез верхнемеловых отложений п-ова Шмидта, даже в тех местах, где он наилучшим образом обнажен в обрывах берега моря, плохо поддается расшифровке из-за бедности фаунистических остатков, сильной дислоцированности пород, отсутствия маркирующих горизонтов. Это отмечалось практически всеми исследователями, изучавшими данные образования, начиная с Н.Н. Тихоновича [1914]. В породах, относимых к тойской и томинской свитам,
ми исследуемой площади. Приведем краткое описание разреза этой серии (снизу вверх), по данным В.М. Гранника [1973].

Богатинская свита (1600 м) сложена кремнисто-глинисто-пирокластическими породами, кремнистыми туфами и туффитами с прослоями глинистых силицитов и тонкозернистых песчаников. Возраст свиты предположительно коньяк (?) раннесантонский. Ракитинская свита (800—2500 м) согласно залегает на богатинской и сложена туфами с линзами и прослоями эффузивов, разноцветных яшм, известняков, кремнисто-глинисто-пирокластических пород. Возраст свиты считается сантонским. Верхнемеловой разрез заканчивается флишоидными образованиями березовской серии (3000—4000 м; поздний сантон-даний (?)), содержащими прослои и тела вулканогенно-кремнистых пород.

Ультрабазиты и серпентинитовый меланж

Офиолиты, представленные серпентинитовым меланжем и комплексом основных-ультраосновных пород, широко распространены в исследуемом районе и протягиваются в виде двух зон в северо-северо-западном направлении в целом параллельно берегу Охотского моря более чем на 40 км (рис. 22).

В восточной прибрежной зоне серпентинитовый меланж прослеживается в виде отдельных небольших по площади (0,1-2 км²) выходов от широты мыса Шельтинга через район горы Русской, нижнее течение рек Ягодной, Песковской, Березовки, Герани, Мелкой и Богатой. В районе горы Русской (бассейн р. Песковской) благодаря глубокому эрозионному врезу можно видеть строение меланжа. На востоке в нижней части склона в рассланцованных, брекчиевидных серпентинитах зажаты глыбы (5х10 м и меньше) диабазов, спилитов, сильно измененных брекчированных базальтов, тонкополосчатых яшм желтоватого цвета и "окатыши" массивных серпентинитов. Глыбы часто покрыты серпентинитовыми "рубашками", испещренными штриховками скольжения. Верхнюю часть склона горы слагает крупный бескорневой блок крупнокристаллических вебстеритов. Здесь же, на северо-восточном склоне горы, в серпентинитах зажаты глыбы (1х х2 м) сургучных яшм и хромитов, на которых сохранились серпентинитовые примазки. Вскрытая мощность меланжа 50-70 м, контакты с окружающей вулканогенно-кремнистой толщей не видны. Последняя распространена гипсометрически ниже, падает на запад под углом 30-40°. В районе горы Русской, кроме описанного меланжа, имеется еще несколько мелких (1х0,5 км и мельче) тел серпентинитов с глыбами габброидов и хромитов. Вероятно, они представляли собой единый покров серпентинитового меланжа площадью около 20 км², а в настоящее время в результате молодых тектонических движений и эрозии обнажаются в виде разобщенных тел. В пользу этого свидетельствует ряд косвенных признаков, таких, как примерное соответствие контура выхода меланжа горизонталям рельефа, а также то, что они слагают самые вершины гор.

Обособленные выходы серпентинитового меланжа, часто совсем небольшие по размерам, прослеживаются от нижнего течения рек Мелкой и Богатой приблизительно на 20 км. Эта полоса меланжа ("Богатинская дайка серпентинитов", по В.Т. Шейко) маркирует основание крупного надвига, по которому сургучные яшмы ракитинской свиты надвинуты на толщу пород богатинской свиты. Плоскость надвига наклонена на запад. На южном окончании этой полосы, в нижнем течении р. Герани, глыбовые включения меланжа представлены базальтами, роговообманковыми плагиогранитами, гигантокристаллическими энстатититами, сургучными яшмами, меланократовыми диабазами, туфобрекчиями, плагиогранитами. Ширина выхода меланжа 600–800 м. В шлифах видно, что породы интенсивно катаклазированы, в пироксенах отчетливо проявлены деформированная спайность, изогнутость зерен. В отдельных случаях в серпентинитах среди петельчатого серпентина, наследующего структуру оливиновых зерен, удается наблюдать реликты ортопироксена, из чего можно сделать вывод, что первичная порода была гарцбургитом.

Многочисленные мелкие тела серпентинитового меланжа в бассейнах рек Ягодной, Песковской и многие другие являются, скорее всего, протрузиями. Так, в качестве примера мож ю привести небольшой (2x5 м) выход рассланцованных серпентинитов среди осадочных образований лиманской свиты (нижний миоцен) в 1 км южнее устья р. Ягодной.

Кроме того, серпентинитовый меланж распространен в основании отдельных относительно крупных ультрабазитовых массивов, таких, как Шельтингский, Березовский, Комсомольский, и в бассейне р. Зловещей.



Р и с. 21. Схематический геологический разрез Восточного хребта п-ова Шмидта

Условные обозначения см. на рис. 32

предшествующими исследователями была собрана фауна иноцерамов плохой сохранности [Мытарев, 1969; Геология СССР, 1970]. По имеющимся на настоящий момент спискам фауны можно только отметить, что все собранные формы отвечают сеноману (М,А.Пергамент, устное сообщение).

На побережье Северного залива между устьями рек Порш и Умляной в толще алевролитов и аргиллитов, относимых к среднетоминской подсвите, в береговом обрыве прекрасно видно нагромождение мелких лежачих и опрокинутых на юго-запад складок и тонких надвиговых чешуй, наклоненных на восток, в сторону Охотского моря (см. выше). Сходный стиль деформаций отмечается и в толще тойской Свиты, имеющей тот же набор пород. Таким образом, намечается двучленное строение всей толщи в целом: сильно деформированные и нарушенные алевролиты и аргиллиты (тойская свита и среднетоминская подсвита) и грубое переслаивание граувакк, туфобрекчий, туфопесчаников с пачками тонкослоистого переслаивания песчани-

ков и алевролитов (нижнетоминская подсвита) с хорошо выраженными падениями на восток. Принимая во внимание широкое развитие покровной тектоники в районе вообще и в толщах тойской свиты и нижнетоминской и среднетоминской подсвит в частности, можно предположить, что в северной части Восточного хребта автохтон структурно представляет собой серию чешуй, наклоненных на восток, и является, таким образом, паравтохтоном по отношению к офиолитовым аллохтонам (рис. 21).

В пределах Восточного хребта, в северной его части, в районе горной группы Три Брата, локально распространены сеноманские отложения верхнетоминской подсвиты мощностью более 500 м, в общем напоминающие образования нижнетоминской подсвиты. Коньяк-сантонские отложения славянской свиты (мощностью 800 м), также выходящие на поверхность в пределах горной группы Три Брата, сложены толстослоистыми и массивными полимиктовыми и туфогенными песчаниками, гравелитами и алевролитами с редкими линзами органогенно-обломочных известняков [Рождественский, 1972]. Таким образом, общая мощность верхнемеловых отложений в Восточном хребте п-ова Шмидта 3500-4000 м. К этим значениям следует относиться с осторожностью, поскольку не исключена возможность тектонического сдваивания разреза (см. выше).

Верхнемеловые породы с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты неогеновыми образованиями, в которых снизу вверх выделяются мачигарская, тумская, пильская и диановская свиты. Отложения мачигарской свиты (олигоцен) представлены песчаниками с прослоями песчаных алевролитов и аргиллитов с линзами каменного угля с богатым флористическим комплексом. Мощность свиты до 600 м. Выше согласно залегает тумская свита (нижний миоцен, до 500 м), представляющая собой толщу мелко- и среднезернистых песчаников с прослоями опоковидных аргиллитов и алевролитов. Пильская свита (средний миоцен, 700 м) согласно перекрывает тумскую, построена из тонкого переслаивания кремнистых опоковидных алевролитов, аргиллитов и опок. Диановская свита (средний—верхний плиоцен, до 200 м; пески, глины, диатомовые глины) с угловым несогласием перекрывает миоценовые отложения. Третичные породы на западных склонах Восточного хребта слагают моноклиналь, полого наклоненнную на запад.

ОФИОЛИТЫ ВОСТОЧНОЙ. ЧАСТИ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИХ ГОР

Более сложная тектоническая структура характерна для районов юго-восточной и восточной частей Восточно-Сахалинских гор. Верхнемеловые отложения региона, относимые к рымкинской серии, имеют звгеосинклинальный характер и весьма напоминают более древние нижнемезозойские образования, развитые за предела-

ми исследуемой площади. Приведем краткое описание разреза этой серии (снизу вверх), по данным В.М. Гранника [1973].

Богатинская свита (1600 м) сложена кремнисто-глинисто-пирокластическими породами, кремнистыми туфами и туффитами с прослоями глинистых силицитов и тонкозернистых песчаников. Возраст свиты предположительно коньяк (?)раннесантонский. Ракитинская свита (800–2500 м) согласно залегает на богатинской и сложена туфами с линзами и прослоями эффузивов, разноцветных яшм, известняков, кремнисто-глинисто-пирокластических пород. Возраст свиты считается сантонским. Верхнемеловой разрез заканчивается флишоидными образованиями березовской серии (3000–4000 м; поздний сантон-даний (?)), содержащими прослои и тела вулканогенно-кремнистых лород.

Ультрабазиты и серпентинитовый меланж

Офиолиты, представленные серпентинитовым меланжем и комплексом основных-ультраосновных пород, широко распространены в исследуемом районе и протягиваются в виде двух зон в северо-северо-западном направлении в целом параллельно берегу Охотского моря более чем на 40 км (рис. 22).

В восточной прибрежной зоне серпентинитовый меланж прослеживается в виде отдельных небольших по площади (0,1-2 км²) выходов от широты мыса Шельтинга через район горы Русской, нижнее течение рек Ягодной, Песковской, Березовки, Герани, Мелкой и Богатой. В районе горы Русской (бассейн р. Песковской) благодаря глубокому эрозионному врезу можно видеть строение меланжа. На востоке в нижней части склона в рассланцованных, брекчиевидных серпентинитах зажаты глыбы (5х10 м и меньше) диабазов, спилитов, сильно измененных брекчированных базальтов, тонкополосчатых яшм желтоватого цвета и "окатыши" массивных серпентинитов. Глыбы часто покрыты серпентинитовыми "рубашками", испещренными штриховками скольжения. Верхнюю часть склона горы слагает крупный бескорневой блок крупнокристаллических вебстеритов. Здесь же, на северо-восточном склоне горы, в серпентинитах зажаты глыбы (1х х2 м) сургучных яшм и хромитов, на которых сохранились серпентинитовые примазки. Вскрытая мощность меланжа 50-70 м, контакты с окружающей вулканогенно-кремнистой толщей не видны. Последняя распространена гипсометрически ниже, падает на запад под углом 30-40°. В районе горы Русской, кроме описанного меланжа, имеется еще несколько мелких (1x0,5 км и мельче) тел серпентинитов с глыбами габброидов и хромитов. Вероятно, они представляли собой единый покров серпентинитового меланжа площадью около 20 км², а в настоящее время в результате молодых тектонических движений и эрозии обнажаются в виде разобщенных тел. В пользу этого свидетельствует ряд косвенных признаков, таких, как примерное соответствие контура выхода меланжа горизонталям рельефа, а также то, что они слагают самые вершины гор.

Обособленные выходы серпентинитового меланжа, часто совсем небольшие по размерам, прослеживаются от нижнего течения рек Мелкой и Богатой приблизительно на 20 км. Эта полоса меланжа ("Богатинская дайка серпентинитов", по В.Т. Шейко) маркирует основание крупного надвига, по которому сургучные яшмы ракитинской свиты надвинуты на толщу пород богатинской свиты. Плоскость надвига наклонена на запад. На южном окончании этой полосы, в нижнем течении р. Герани, глыбовые включения меланжа представлены базальтами, роговообманковыми плагиогранитами, гигантокристаллическими энстатититами, сургучными яшмами, меланократовыми диабазами, туфобрекчиями, плагиогранитами. Ширина выхода меланжа 600–800 м. В шлифах видно, что породы интенсивно катаклазированы, в пироксенах отчетливо проявлены деформированная спайность, изогнутость зерен. В отдельных случаях в серпентинитах среди петельчатого серпентина, наследующего структуру оливиновых зерен, удается наблюдать реликты ортопироксена, из чего можно сделать вывод, что первичная порода была гарцбургитом.

Многочисленные мелкие тела серпентинитового меланжа в бассейнах рек Ягодной, Песковской и многие другие являются, скорее всего, протрузиями. Так, в качестве примера мох ю привести небольшой (2х5 м) выход рассланцованных серпентинитов среди осадочных образований лиманской свиты (нижний миоцен) в 1 км южнее устья р. Ягодной.

Кроме того, серпентинитовый меланж распространен в основании отдельных относительно крупных ультрабазитовых массивов, таких, как Шельтингский, Березовский, Комсомольский, и в бассейне р. Зловещей.



Р и с. 22. Тектоническая схема юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор, по материалам В.Т. Шейко и Ю.Н. Разницина

1 — неогеновые образования, нерасчлененные; 2 — плагиограниты, гранодиориты, габбро; 3 — березовская свита (олистострома; поздний сантон-даний (?)); 4 — богатинская и ракитинская свиты (коньяк (?) —сантон); 5 — серпентинитовый меланж; 6 — комплекс основных – ультраосновных пород; 7 — разломы: а — надвиги, б — крутопадающие; 8 — район работ. Массивы: 1 — Шельтингский, 2 — Березовский

Особый интерес представляло изучение Шельтингского и Березовского массивов, которые, по мнению В.В. Слодкевича [1975 а, б; Слодкевич, Леснов, 1976] представляют собой расслоенные перидотит-пироксенит-норитовые плутоны.

В южной части прибрежной зоны, в районе мыса Шельтинга, расположено небольшое по размерам (2,5–3 км²) изометричной формы тело ультрабазитов – Шельтингский массив (см. рис. 22). Первые систематические сведения об этом массиве были получены в процессе геолого-съемочных работ В.Т. Шейко в начале 60-х годов [Геология СССР, 1970]. В последние годы этот массив привлекает внимание исследователей, по-разному трактующих его положение в современной структуре и генезис [Слодкевич, 1975 а, б; Разницин, 1978; Бехтольд, Семенов, 1978].

По нашим данным, массив представляет собой субгоризонтальную пластину мощностью до 250 м, залегающую на породах учирской свиты. В бортах ручья, стекающего с водораздела между горами Томаринка и Сланникова, обнажается слоистая толща алевролитов и аргиллитов учирской свиты (поздний кампан), залегающая с наклоном на запад под углом 30-50°. В 500 м выше устья ручья в гпыбах и редких коренных обнажениях появляются рассланцованные, интенсивно тектонизированные серпентиниты. Непосредственный контакт серпентинитов с осадочными породами не обнажен, но, по данным картирования, выше по ручью, в поле развития серпентинитов, встречаются глыбы (2x3 м и более) милонитизированных цоизит-актинолитовых сланцев и актинолитизированных полосчатых габбро-норитов. В верховьях ручья в коренных обнажениях наблюдаются крупнокристаллические энстатититы, которые прослеживаются до горы Сланникова. В герхней части массива широко представлены полосчатые гарцбургиты. Полосчатость лучше видна на выветрелых поверхностях и создается за счет ритмичного чередования полос (5-30 см), обедненных и обогащенных энстатитом с небольшим количеством диопсида. В отдельных обнажениях в рассланцованных и отполированных до блеска серпентинитах встречаются тела свежих, слабо деформированных энстатититов (с небольшим количеством оливина и хромшпинелида). В обособленных выходах встречаются серпентинизированные верлиты с единичными зернами зеленой шпинели. В 800 м к востоку от вершины горы Сланникова, в верхней же части массива, в серпентинитах зажата крупная глыба (10х10 м) катаклазированного токалита. Контакт глыбы с серпентинитами явно тектонический. В понижениях рельефа в верхней части массиза обнажаются апогарцбургитовые серпентиниты. Иногда в них наблюдаются глыбы (1x2 м) спессартитов, роговообманковых микродиабазов с многочисленными кальцитовыми прожилками, пироксеновых порфиритов с тонкими прожилками (0,5-2 мм) пектолита. В высыпках среди ультраосновных пород встречаются троктолиты, габбро-нориты, катаклазированные оливиновые ортопироксениты. Часто можно видеть, что полосчатые, слабо серпентинизированные гарцбургиты разбиты трещинами шириной в несколько сактиметров. Трещины заполнены рассланцованными серпентинитами, в которых зажаты мелкие округлые обломки ("окатыши") массивных серпентинитов. На восточном ограничении массива, среди ультраосновных пород, обнажается крупный тектонический блок (20х30 м) окварцованных базальтов.

Итак, Шельтингский массив представляет собой относительно тонкую пластину, залегающую на алевролитах учирской свиты субгоризонтально. Основание пластины сложено рассланцованными серпентинитами (меланжем?) мощностью до 50 м. Сама пластина состоит из массивных часто полосчатых гарцбургитов, энстатититов, габбро-норитов, троктолитов. Отдельные участки пластины сложены серпентинитовым меланжем. В целом для пород пластины деформации не характерны, однако под микроскопом иногда удается наблюдать сильный катаклаз, который особенно типичен для пород из глыбовых включений меланжа. Замеры элементов залегания полосчатости в гарцбургитах не выявляют никакой закономерности, полосчатость не прослеживается по простиранию. Пластина разбита многочисленными крутыми разломами на отдельные блоки. Границы между блоками являлись ослабленными зонами, по которым в процессе тектонического становления пластины и последующих вертикальных и горизонтальных подвижек внедрялись мелкие протрузии серпентинитов и серпентинитового меланжа.

В верховьях рек Герани, Березовки, по рекам Зловещей, Таежной, Лысой широко распространены породы офиолитового комплекса, слагающие ряд ультрабазитовых массивов. Один из них, самый крупный, вытянут в субмеридиональном направлении на 5 км при ширине 1,5–2 км – это так называемый Березовский массив.

Первые систематические сведения об этом массиве были собраны Ю.М. Ковтуновичем во время геолого-съемочных работ в начале 60-х годов. Далее в процессе геологической съэмки В.Т. Шейко дал достаточно детальное описание массива, частично нашедшее отражение в опубликованной работе [Речкин и др., 1975]. Сравнительно недавно в данном районе были проведены тематические петрографические исследования [Слодкевич, 1975 а; Слодкевич, Леснов, 1976].



Р и с. 23. Геологическая карта Березовского массива

1 — комплекс основных—ультраосновных пород; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — полосчатое габбро; 4 — яшмы и кремнистые породы; 5 — базальты; 6 — габбро-плагиограниты; 7 — кремнисто-вулканогенные породы богатинской и ракитинской свит; 8 — разломы: а — надвиги, б — сбросы и сдвиги

По нашим данным, массив представляет собой субгоризонтальную пластину мощностью до 350—400 м, залегающую на сенонских кремнистс вулканогенных образованиях богатинской и ракитинской свит (коньяк—сантон) (рис. 23). Пластина подстилается серпентинитовым меланжем мощностью до 100 м, На востоке она надвинута на комплекс пород, варьирующих по составу от габбро-диабазов до плагиогранитов и монцонитов. Контакт полого погружается в западном направ-

лении. Серпентинитовый меланж состоит из бескорневых глыб и блоков различных пород (от 1 - 2 до 40 м и более в поперечнике), "плавающих" в рассланцованных серпентинитах. В глыбах представлены офикальциты, интенсивно деформированные клинопироксениты, пренитизированные габбро, пироксеновые порфириты, полосчатые габбро, плагиограниты, милонитизированные амфиболиты. Абсолютный возраст амфиболита из глыбы меланжа 136 ± 4 млн. лет. Глыбы с поверхности покрыты серпентинитовыми "рубашками", отполированными до блеска, испещренными штриховками и бороздами скольжения. В редких случаях удается установить, что цементом для глыб служат аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. Помимо рассланцевания, в серпентинитах отмечается сильное брекчирование, обилие "окатышей" массивных серпентинитов. На севере и северо-востоке площади, в верховьях р. Лысой, глыбовые включения меланжа представлены пренитовыми сланцами, родингитами, пренитизированными габбро, катаклазированными актинолитизированными габбро-норитами, амфиболитами. Цементом для этих глыб служат хризотил-антигоритовые серпентиниты. На северо-западе для меланжа типичны глыбы брекчированных, раздробленных до состояния милонита клинопироксенитов и габброидов. На юго-западе, к востоку от горы Немой, в серпентинитах отмечаются блоки (30х50 м) и глыбы сильно брекчированных зеленых яшм, вариолитовых базальтов, тектонизированных, пренитизированных габбро-диабазов, лампрофиров, хромитов. Серпентинитовый меланж прослеживается и вдоль западного края пластины, где в серпентинитах встречаются глыбы пренитизированных габбро-диабазов, клинопироксенитовых брекчий, габбро-норитов, сильно брекчированных яшм.

Пластина, залегающая на серпентинитовом меланже, сложена серпентинизированными лерцолитами, верлитами, вебстеритами, габбро-норитами, троктолитами. В отдельных случаях наблюдается постепенный переход существенно оливиновых пород (энстатитовых оливинитов или дунитов) в полосчатые габбро-нориты на расстоянии 1 м (по вертикали). В шлифах видно, что оливиниты постепенно насыщаются энстатититом и хромшпинелидом, появляются диопсид, роговая обманка и ксеноморфный плагиоклаз, как правило, целиком замещенный изотропным агрегатом хлорита, цоизита, пумпеллита и гидрогроссуляра. Часто в габброидах отмечаются "пятна" дунитов, которые наряду с установленными в отдельных случаях секущими контактами габброидов с ультрабазитами, по мнению В.В. Слодкевича и Ф.П. Леснова [1976], свидетельствуют о более позднем времени формирования последних по отношению к ультрабазитам.

Полосчатость в габбро-норитах обусловлена чередованием прослоев, обогащенных и обедненных плагиоклазом. Ширина последних 1–2 см. Вообще следует отметить, что полосчатые породы имеют здесь широкое распространение. В южной части пластины развиты серпентинизированные верлиты, лерцолиты и троктолиты. В верлитах и лерцолитах полосы, обогащенные плагиоклазом, имеют состав троктолита. Мощность полос различного состава колеблется в пределах нескольких миллиметров или сантиметров, и вся порода в целом имеет четкую тонкополосчатую текстуру. Кроме того, имеется еще одна разновидность ультрабазитов, которая представляет собой породу, состоящую из чередования полосок (несколько миллиметров) только верлитов и лерцолитов. Иной тип полосчатости наблюдается в породах, которые формально можно назвать вебстеритами: в них чередуются почти мономинеральные полосы орто- и клинопироксенов (1–20 см). Данные породы слагают изолированные тела в серпентинизированных лерцолитах.

Отдельные небольшие по площади участки пластины сложены серпентинитовым меланжем. В серпентинитах, отполированных до блеска, зажаты глыбы хромитов, родингитизированных катаклазированных габбро, миндалекаменных щелочных базальтов, пренитовых сланцев, вебстеритовых милонитов. В целом пластина имеет сложное блоковое мозаичное строение. Полосчатость в породах прослеживается по простиранию на расстоянии в несколько метров, редко-больше. При дешифрировании аэрофотоснимков отчетливо видно, что комплекс основных-ультраосновных пород залегает на подстилающих образованиях субгоризонтально. Об этом же свидетельствуют данные геологического картирования и наблюдения в горных выработках. Все породы меланжа, залегающего в основании пластины, были подвергнуты сильнейшим деформациям. Часто это можно видеть прямо в образцах, под микроскопам наблюдается сильное дробление пород, истирание их до состояния милонита (рис. 24). В породах самой пластины деформации проявлены значительно слабее, но и здесь нередко наблюдаются катаклаз и милонитизация.

Итак, Шельтинский и Березовский массивы представляют собой тонкие тектонические пластины, надвинутые на терригенные породы учирской свиты и на вулканогенно-кремнистые образования богатинской и ракитинской свит. Признаки горячих контактов отсутствуют, в основании массивов всюду картируется серпентинитовый меланж.

В 1-2 км южнее Березовского массива расположен Комсомольский ультрабазитовый массив, который также представляет собой тонкую субгоризонтальную пластину, вытянутую в северо-западном направлении на 2 км при ширине до 500 м. Мощность пластины не превышает 200-250 м, залегает она на флишоидных образованиях березовской свиты и на кремнисто-вулканогенных породах богатинской свиты. Контакт ультрабазитов с подстилающими образованиями наблюдался в верховьях руч. Узкого, где толща флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов березовской свиты, наклоненная на восток под углом 70°, срезается субгоризонтальной плоскостью надвига. Следы термального воздействия в песчаниках и алевролитах отсутствуют. В основании плоскости надвига прослеживаются тектонизированные, брекчированные серпентиниты с закатанными в них округлыми и угловатыми глыбами массивных серпентинитов. Выше по склону в серпентинитах зажаты глыбы (5х5 м) миндалекаменных плагиобазальтов и катаклазированных клинопироксенитов. Серпентинитовый меланж прослеживается и вдоль восточного и южного краев пластины. Глыбовые включения эдесь представлены черными кремнистыми породами, сургучными радиоляритами, метасоматическими эпидот-кварц-альбитовыми породами, амфиболитами (гиперстен и оливин-амфиболовыми бластомилонитами) и амфиболизированными габбро. Мощность меланжа 50-70 м. Пластина, залегающая на меланже, сложена катаклазированными верлитами, среди которых имеются разности, переходные к лерцолитам, и полосчатыми ультрабазитами, состоящими из чередования тонких (1-2 см) полосок серпентинизированных дунитов и верлитов. Замеры элементов залегания полосчатости не выявляют какой-либо закономерности. В районе горы Комсомольской (самая высокая точка массива) расположен блок (70х50 м) амфиболизированных габбро-норитов.

С вершины горы Комсомольской хорошо видно, что ультрабазиты расположены гипсометрически выше подстилающих образований, а контур их выхода примерно повторяет рельеф. Пластина имеет блоковое строение, в целом слегка наклонена на восток. Отдельные участки пластины сложены серпентинитовым меланжем. Так, в 200 м севернее вершины горы Комсомольской, в верхней части массива, на гребне водораздельного хребта в серпентинитах зажат блок (20х10 м) катаклазированных зеленых яшм. В 600–700 м севернее, на западном склоне того же хребта, в его верхней части, в серпентинитах присутствуют глыбы (3х5 м и более) сургучных яшм, милонитизированных алевролитов и меланократовых габбро. Глыбы разбиты трещинами до 30 см шириной, заполненными серпентинитами; поверхности серпентинитов и глыб испещрены штри ховками и бороздами скольжения.

На северо-запад от Березовского массива серпентинитовый меланж в виде полосы шириной до 3 км прослеживается на расстоянии до 9 км по рекам



Рис. 24. Клинопироксенитовый милонит. Шлиф 739/4218. Ув. 40, один николь

Зловещей, Таежной, Лысой до пересечения с р. Мелкой. В глыбовых включениях меланжа присутствуют сургучные и зеленые яшмы, клинопироксенитовые милониты, пироксениты, милонитизированные амфиболизированные габбро, габбронориты, аповебстеритовые амфиболиты, плагиограниты, листвениты, брекчированные тальк-карбонат-серпентиновые породы, офикальциты, серпентинитовые сланцы, милонитизированные базальты. Размер глыб варьирует от нескольких метров в поперечнике до 200-300 м. Крупные тела серпентинизированных ультрабазитов, такие, как Тигровый массив (район горы Тигровой; 800х300 м), и многочисленные более мелкие являются составными частями меланжа. Наиболее массивные и в меньшей степени серпентинизированные ультрабазиты и здесь тяготеют к верхним частям тел. Так, нижняя часть Тигрового массива, вскрытая в нижнем течении р. Лысой и по р. Зловещей, представлена типичным серпентинитовым меланжем. Крупные глыбы (до нескольких десятков метров в поперечнике) разноцветных яшм, лиственитов, офикальцитов, базальтов, амфиболитов "плавают" в рассланцованных, интенсивно тектонически переработанных серпентинитах. Поверхности глыб нередко представляют собой гигантские зеркала скольжения. В верхней же части массива распространены массивные серпентинизированные дуниты и полосчатые лерцолиты.

Существование в районе юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор покровов основных—ультраосновных пород подтверждается и данными магнитометрии. Так, в районе горы Русской, где нашими исследованиями установлены небольшие покровные пластины серпентинитового меланжа (см. выше), форма наблюдавшихся аномалий соответствует покровам горизонтально залегающих магнитовозмущающих тел (данные Э.Н. Марковца). В нижнем и среднем течении рек Мелкой, Богатой, Березовки и Герани вершины гор сложены сильно магнитными породами, не распространяющимися на глубину и лежащими горизонтально на немагнитных образованиях верхнего мела. Любопытно, что Березовский и Комсомольский массивы не находят четкого отражения в магнитном поле, что, вероятно, связано с их незначительной мощностью и с нахождением их в зоне развития сильно магнитных образований серпентинитового меланжа.

Комплекс основных—ультраосновных пород района большинством исследователей рассматривается как составная часть офиолитовой ассоциации [Вергунов, 1964; Речкин и др., 1975; Разницин, 1978].

В геологической литературе по другим регионам встречаются указания на то, что некоторые альпинотипные образования нелегко отличить от расслоенных плутонов и что между стратиформными и альпинотипными ассоциациями существует непрерывный ряд промежуточных перидотит-габбровых ассоциаций [Wyllie, 1969]. Тем не менее критерии для их различия имеются. Стратиформные комплексы отличаются от альпинотипных (офиолитовых) по форме массивов, струк-

Рис. 25. Диаграмма АFM для основных и ультраосновных пород Березовского и Шельтинского массивов

 а — основные и ультраосновные кумуляты офиолитов; б — метаморфические перидотиты

туре, текстуре и составу. Стратиформные интрузии имеют активные горячие контакты с вмещающими породами, лополитообразную форму, закономерную смену (снизу вверх) перидотитов габброидами или гранитоидами; в них наблюдается постоянство состава латеральных слоев, протягивающихся на значительные расстояния; распространены они в платформенных областях [Thayer, 1960; Jackson, Thayer, 1972]. Ни один из перечисленных признаков стратиформных



интрузий (расслоенных плутонов) не присущ массивам, развитым в районе исследований. Основные--ультраосновные породы здесь распространены в пределах эвгеосинклинальной зоны Восточного Сахалина, где континентальная кора еще не полностью сформировалась [Меланхолина, 1975]. Контакты их с окружающими верхнемеловыми образованиями повсеместно тектонические, массивы не имеют лополитовой формы, "слои" в полосчатых разновидностях пород протягиваются только в пределах первых десятков метров. Для пород исключительно характерны катаклаз, брекчированность и милонитизация, особенно для серпентинитового меланжа, слагающего нижнюю часть пластин.

На диаграмме AFM, куда нанесены данные химических анализов пород Шельтингского и Березовского массивов, фигуративные точки составов попадают в поля, очерченные по фигуративным точкам составов пород полосчатого и дунитгарцбургитового комплексов типичной офиолитовой ассоциации Восточного Папуа [Марков и др., 1979], или в поля основных и ультраосновных кумулятов офиолитов и метаморфических перидотитов [Колман, 1979] (рис. 25). Для ультраосновных пород отмечается повышенная железистость, в мономинеральных породах железистость сильно варьирует, с увеличением содержания кальция увеличивается и железистость (табл. 3). Относительно высокие содержания Сг₂O₃ (0,16–0,77%) и Ni₂O₃ (0,1–0,24%), а также незначительные содержания ТiO₂ (0,01–0,02% и меньше) в ультрабазитах Березовского и Шельтингского массивов типичны для офиолитовых ассоциаций [Савельев, Савельева, 1977] (табл. 4).

На основании вышеизложеннных данных о составе, строении и тектоническом положении основных-ультраосновных пород, развитых в районе, нам представляется ошибочным отнесение части из них к перидотит-пироксенит-норитовой формации расслоенных плутонов, как это сделано в публикациях, посвященных мафит-ультрамафитовым комплексам Сахалина [Слодкевич, 19756; Слодкевич, Леснов, 1976]. К тому же выводу пришли А.Ф. Бехтольд и Д.Ф. Семенов [1978], отмечая, что нет принципиальной разницы между так называемым Шельтингским плутоном и известными на Сахалине альпинотипными телами ультрабазитов. Признаки магматических структур и наличие постепенных переходов от ультраосновных пород к габброидам, существование в перидотитах прослоев, представленных обогащенными плагиоклазом габбро, троктолитами и анортозитами, широкие вариации железистости пород и другие особенности химического состава наряду с рассмотренными выше структурными характеристиками позволяют думать, что в данном случае мы имеем дело с полосчатой серией кумулятивного комплекса офиолитов, переходной между ультрабазитами и перекрывающими их основными породами.

В последние годы было установлено, что многие офиолитовые комплексы имеют хорошо развитую кумулятивную часть в дополнение к сильно деформированным породам. Они описаны в комплексах Вуринос (Греция), в массиве Троодос на Кипре, в Калифорнии, в Папуа Новой Гвинее [Мурс, Вайн, 1973; Baily, Blake, 1974; Davies, 1971; Колман, 1979]. По данным Р. Фишера и С. Энгел [Engel, Fisher, 1975], из зон разломов Центрально-Индоокеанского хребта были драгированы породы, напоминающие образования стратиформных интрузий. Это в основном лерцолиты, незначительное количество гарцбургитов, ортопироксениты, габбро-нориты, нориты, анортозиты, титан-железистые габбро, трондъемиты, кварцевые монцониты. Те же авторы отмечают, что подобные обТаблица З

Состав основных—ультраосновных пород Шельтингского и Бервзовского массив

Konnous	600	1				
Компоненты	663	661	655a	651	666	668
Компоненты SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO MnO MgO JaO JaO J ₂ O J ₂ O O ₂	663 43,75 0,07 1,48 5,80 4,47 0,14 34,66 1,36 0,04 0,03 0,96 6,70 0,10	661 39,97 0,07 0,75 8,59 3,76 0,17 34,79 1,11 0,08 0,03 0,80 9,40 0,05	655a 40,95 0,06 0,41 6,04 3,62 0,17 36,64 0,62 0,04 0,03 1,08 9,96	651 39,69 0,07 2,54 5,63 3,80 0,18 34,96 2,53 0,08 0,03 0,90 9,28 0,15	666 55,83 0,06 0,41 2,12 5,07 0,16 34,45 0,99 0,04 0,01 0,38 0,16 -	668 53,16 0,21 2,07 2,16 9,80 0,23 31,05 1,61 0,04 0,01 0,16 -
₂ О ₅ умма *	0,02 99,58 13,14	0,01 99,58 15,6	0,01 99,61 12,1	0,01 99,85 12,4	0,01 99,69 10,0	- 0,01 100,51 17,2

$$F = \frac{2Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_2 + FeO + MaO}$$

$$e_2O_3 + FeO + MgO$$
 · 100.

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики: Карасева Г.И., Бирюкова И.Л., Галковская Г.Ф., Степанец М.И. Шельтингский массив: 663, 661, 655а — серпентинизированные гарцбургиты; 651 — верлит;

компоненты	700	717	716	703	711	713	698
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O CaO Va ₂ O C ₂ O C ₂ O C ₂ O ₅ Cymma	52,54 0,17 2,38 1,37 4,39 0,14 21,56 16,84 0,17 0,06 0,21 0,10 99,93	37,12 Не обн. 3,76 4,92 3,71 0,14 36,51 2,46 0,04 0,08 0,62 10,09 0,45 - 0,02 99,92	52,50 0,13 1,40 2,80 4,71 0,31 16,10 21,68 0,42 0,07 0,16 0,11 - - 0,01 100,40	45,83 0,32 11,90 1,53 5,89 0,11 19,93 10,35 0,76 0,22 0,10 2,68 - - 0,02 99,64	42,26 0,05 23,56 2,59 2,49 0,09 8,98 15,38 1,18 0,17 0,35 2,99 - - Her 100,09	38,00 0,05 5,58 7,83 4,78 3,54 31,16 0,25 0,10 0,07 0,92 8,03 - 0,01 100,32	47,05 0,08 11,12 1,88 3,76 0,11 16,55 16,07 0,47 0,18 0,50 1,82 - - 0,02 99 61

Таблица З (окончание)

разования широко распространены в океанической коре и что, возможно, часть из них сформировалась в окраинных морях. В районе Срединно-Атлантического хребта (скв. 334) вскрыты лерцолиты и габбро-нориты с магматическими (кумулятивными) структурами, сходными с кумулятами офиолитовых комплексов [Hodges, Papike, 1976].

В 100 км к северу от рассмотренного района, в восточной части Восточно-Сахалинских гор, в бассейне р. Нампи, руч. Кындкымеха и в районе мыса Делиль-де-ля Кройер также распространен серпентинитовый меланж, закартированный в 1974 г. геологами СахТГУ (Н.В. Галушка и др.) под названием "Нам-

	664	657	650	655	667	702	709
1	54,62	54,92	53,48	40,05	49,25	38,39	47,21
	0,09	0,07	0,09	0,14	0,07	Не обн.	0,12
	0,90	0,41	1,58	8,26	15,63	2,24	2,00
	2,47	1,81	2,52	4,17	1,56	4,39	3,98
	8,57	6,94	10,29	6,09	5,73	1,43	6,67
	0,20	0,18	0,27	0,17	0,14	0,11	0,18
	30,46	34,07	29,56	23,57	13,89	37,64	27,98
	2,23	1,05	2,17	8,92	11,14	0,62	8,49
	0,08	0,08	0,08	0,51	0,85	0,04	0,08
	0,03	0,05	0,03	0,07	0,33	0,06	0,09
	0,12	0,18	0,14	0,58	0,34	1,36	0,18
		_	_	7,08	0,65	12,92	3,05
	_		_	_	_	0,70	_
	-	-	-	-	-	-	-
	0,01	0.01	0,01	-	0,01	0,01	0,01
	99.78	99.77	100,22	99,61	99,59	100,01	100,04
	16.4	10.9	21.9	21.5	22,3	7,5	16,9
						-	

666, 664 — энстатитит; 668 — оливиновый энстатит; 657 — энстатитит с небольшим количеством оливина и хромшлинелида; 650 — энстатит с небольшим количеством диопсида; 655 — троктолит; 667 — габбро-норит. Березовский массив: 702 — апогарцбургитовый серпентинит; 709 верлит с примесью ортопироксена; 700 — оливиновый вебстерит; 717 — серпентинизированный лерцолит; 716 — клинопироксенит; 703 — габбро; 711 — габбро-анортозит; 713 — алливалит; 698 — габбро.

пинская тектоническая зона меланжа". Зона в целом имеет субширотное простирание (до 7 км в ширину), надвинута на верхнемеловые образования березовской свиты (рис. 26). Меланж представляет собой глыбы и крупные блоки сургучных и зеленых яшм, известняков, спилитов, диабазов, туфов — пород, относимых к остринской сьите (верхняя юра—нижний мел), а также габброидов, плагиогранитов, амфиболитов и ультрабазитов, заключенных в серпентинитовом материале. Внутри зоны количество серпентинитового цемента иногда исчезающе мало, тогда меланж представляет собой плотно притертые друг к другу глыбы и блоки вышеперечисленных пород. Следует отметить очень плохую обнаженность в полосе развития меланжа, несмотря на то что большая ее часть расположена

Таблица 4 Количественные рентгеноструктурные анализы некоторых пород Березовского и Шельтингского массивов

Компо- ненты	651	663	664	665	703	716	717
Co. O.	0.010	0.010	0.0093	0.0095	0.008	0.0048	0,014
Y.O.	<0.0006	< 0,0006	_	_		0,00088	< 0,0006
v.o.	0,0039	0,004	0,007	0,013	0,016	0,013	0,0075
Cr. 0,	0,16	0,39	0,32	0,24	0,19	0,15	0,77
Ni, O,	0,17	0,24	0,09	0,098	0,10	0,044	0,24
Ga, O,	< 0,0016	0,0016	-	_	-	-	-
MnO	0,09	0,085	0,12	0,095	0,083	0,14	0,083
TiO,	< 0,016	0,016	0,026	0,070	0,19	0,095	< 0,016
PbO,	<0,0025	_	_	-	-	-	-
ZrO,	<0,0016	-	-	-	-	-	-

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ВИМС. 651—верлит; 663—серпентинизированный гарцбургит; 664—энстатитит; 665—троктолит; 703—габбро; 716—клинопироксент; 717—серпентинизированный лерцолит.



Рис. 26. Схематическая геологическая карта района мыса Делиль-де-ля Кройер, по материалам

Условные обозначения см. на рис. 22

на абсолютных отметках выше 500 м. В маршрутах по руч. Кындкымеха с его многочисленными мелкими притоками и по ручьям Солдатскому и Порожистому, образующих при слиянии р. Нампи, можно наблюдать обилие глыб пород, относимых к остринской свите, а именно: разноцветных яшм, спилитов, светлосерых и белых известняков, базальтовых туфов, кремнистых пород, а также серпентинитов. Глыбы испещрены штриховками и бороздами скольжения, поверхности их часто покрыты зеркалами скольжения; породы подверглись интенсивному катаклазу и дроблению. Внутри крупных блоков вулканогенно-осадочных пород переработка значительно менее сильная.

В районе мыса Делиль-де-ля Кройер в обнажениях вдоль берега моря можно видеть строение меланжа и соотношение его с терригенными образованиями березовской свиты (олистостромой — см. ниже). Глыбы и блоки базальтов с шаровой отдельностью, миндалекаменных спилитов, зеленых и сургучных яшм, кремнистых пород погружены в рассланцованные, интенсивно тектонизированные апогарцбургитовые серпентиниты. Весь комплекс пород относился ранее к остринской свите позднеюрско-раннемелового возраста. В сургучных радиоляритах из нашей коллекции определены многочисленные формы Amphipyndax enesseffi Foreman, которые являются зональным видом кампана океанов, Conosphaera? Haeckeli Aliev, известные из отложений юры-мела Дальнего Востока, а также Prunobrachium sp., Theocampe sp., Stichocapsa sp., Eusyringium sp., Eucirtydium sp., Dictyomitra sp. По заключению В.С. Вишневской, возраст вмещающих ншм отвечает позднему мелу (кампану?).

В глыбовых включениях меланжа в обнажениях к северу от мыса Делиль-деля Кройер присутствуют также брекчии, состоящие из обломков угловатой и окатанной формы (от 1-2 до 20-30 см) сургучных радиоляритов, кремнистых пород, спилитов, хлоритизированных габбро-диабазов, щелочных (с титан-авгитом) габброидов. Брекчия практически бесцементная, обломки плотно притерты друг к другу; иногда цемент брекчий представлен тонкораздробленным материалом обломков с гидроокислами железа. Здесь же отмечены своеобразные брекчии, состоящие из угловатых, плотно притертых друг к другу обломков (10-15 см) щелочных габбро-диабазов и миндалекаменных спилитов. Цементом брекчии служит хлорит-эпидот-цоизит-карбонатный материал.

Широкое распространение в меланже исследуемого района различных типов кластических брекчий, состоящих из обломков пород офиолитовой ассоциации, обращает на себя внимание в связи с находками подобных образований в пределах срединно-океанических хребтов внутри преимущественно базальтового разреза слоя 2 [Barret, Spooner, 1977]. По мнению этих исследователей, офиолитовые брекчии представляют собой отложения подводных эскарпов и являются

Р и с. 27. Фотографии образцов офикальцитов из глыбовых включений серпентинитового меланжа на мысу Делиль-де-ля Кройер (а, б) и штуфов офикальцитов, драгированных в Срединно-Атлантическом хребте (в, г) [Bonatti et al., 1974]



результатом подводной эрозии, генетически они связаны со спредингом в зонах срединных хребтов.

Среди глыбовых включений меланжа в районе мыса Делиль-де-ля Кройер нами обнаружены офикальциты — брекчии, состоящие из обломков серпентинитов в карбонатном цементе (рис. 27). По внешнему виду они не отличимы от аналогичных образований, обнаруженных в Срединно-Атлантическом хребте [Бонатти и др., 1973; Bonnatti et al., 1974]. Изотопный анализ карбонатного материала офикальцитов показал, что соотношения изотопов C¹³/C¹² и O¹⁸/O¹⁶ в них типично для осадочных пород морского происхождения, причем бассейн, по мнению Б.Г. Покровского, проводившего анализ, был в некоторой степени опреснен.

На южной оконечности мыса хорошо видно, что образования меланжа надвинуты на подстилающие их терригенные породы. Плоскость надвига наклонена на восток, погружается под воды моря под углом 30—40°. В зоне контакта мощностью до 50 м подстилающие меланж алевролиты и аргиллиты сильно тектонизированы, раздроблены, включают в себя "окатыши" сургучных яшм до 1 м), покрытые алевролитовыми "рубашками" " со штриховками и зеркалами скольжения, и сильно раздробленных кремнистых пород светло-серого цвета.

В юго-западном углу зоны меланжа расположено относительно крупное (6 км) изометричной формы тело ультрабазитов, представляющее собой субгоризонтальную покровную пластину на подстилающих образованиях меланжа (см. рис. 26). Это так называемый Нивхский массив. Контур выхода ультрабаэитов на поверхность повторяет рельеф, а сама пластина находится гипсометрически выше подстилающих образований. Мощность пластины приблизительно 250 м. Контакты массива с подстилающими образованиями наблюдались по двум притокам руч. Порожистого, в среднем его течении. В восточной и северо-восточной частях массива основание пластины сложено интенсивно рассланцованными серпентинитами, в которых зажаты обломки (угловатые и эллипсоидальные) массивных серпентинитов, покрытых тонкой корочкой серпофита и испещренных штриховками скольжения. Выше по склону по направлению к горе Нивхской (высшая отметка массива 650 м) прослеживаются блестящие тектонизированные серпентиниты черного и зеленоватого цветов. Мощность этой нижней части пластины не превышает 50 м. В верхней части пластины, залегающей на подобной серпентинитовой "подложке", наибольшим распространением пользуются катаклазированные гарцбургиты, слагающие и вершину горы Нивхской. На выветрелых поверхностях хорошо заметна полосчатость, создаваемая за счет обогащения отдельных полос энстатитом. Замеры элементов залегания полосчатости не выявляют какой-либо закономерности, чаще всего угол достаточно крутой. На западе, севере и востоке пластина надвинута на образования меланжа — породы остринской свиты, пронизанные серпентинитами. На юге пластина контактирует с терригенной толщей березовской свиты, распространенной на южных склонах горы Нивхской.

Олистострома

Здесь мы не останавливаемся на разборе этого термина. Это достаточно подробно было сделано С.В. Руженцевым и И.В. Хворовой [1973], С.Д. Соколовым [1977], М.Г. Леоновым [1979]; среди зарубежных работ отметим исследования Э. Аббате с соавторами [Abbate et al., 1970] и П. Эльтера и Л. Тривизана [1976].

Анализ материалов геологической съемки, выполненный В.Т. Шейко в юговосточной части Восточно-Сахалинских гор, привел нас к предположению о том, что кремнисто-вулканогенно-терригенные образования березовской свиты представляют собой олистострому. Нашими полевыми исследованиями олистострома установлена в бассейнах рек Богатой, Мелкой, Озерной, Зловещей, а также в районе мыса Делиль-де-ля Кройер. Обращает на себя внимание резкая фациальная изменчивость олистостромы даже в пределах небольшой площади. На необходимость учета данного явления указывал А.Л. Книппер с соавторами [Григорьев и др., 1975]. Так, в нижнем течение рек Богатой и Мелкой олистострома представляет собой хаотичную толщу, состоящую из обломков (олистолитов) диабазов, сургучных и зеленых яшм, спилитов, известняков, песчаников, лиственитов, катаклазированных амфиболитов, офикальцитов, зажатых в рассланцованных алевролитах и аргиллитах (матрикс, или цемент, олистостромы). Размер олистолитов варьирует от нескольких метров в поперечнике до 0,52 м, форма их чаще всего округлая, эллипсоидальная. Алевролиты и аргиллиты цемента облекают олистолиты, подчеркивая их форму (рис. 28,*в*, г). Вся толща в целом разбита серией мелких трещин и разрывов, на плоскостях разрывов отмечаются многочисленные зеркала скольжения. Иногда в цементе видны подводно-оползневые дислокации (нижнее течение р. Мелкой).

В береговых обрывах вдоль побережья Охотского моря, между устьями рек Мелкой и Богатой, олистострома представлена кремнистыми алевролитами светло-серого цвета с прослоями черных кремнистых алевролитов и плотных мелкозернистых песчаников серого цвета, иногда наблюдается флишоидное переслаивание. Прослои имеют мощность 10–20 см, не выдержаны по простиранию, часто выклиниваются на расстоянии 1–2 м. В рассланцованных алевролитах наблюдается большое количество олистолитов бурых яшмовидных пород (от 5–10 см до 5 м), имеющих линзовидную форму, длинные оси олистолитов вытянуты по простиранию толщи в субмеридиональном направлении (см. рис. 28, а).

Породы интенсивно брекчированы, разбиты большим количеством мелких чешуйчатых надвигов, плоскости которых имеют восточное падение при углах 20-30°. В северной части района в береговых обнажениях между мысами Бурный и Рымник матрикс олистостромы состоит из черных рассланцованных аргиллитов с большим количеством мергелистых конкреций округлой формы (0.2-0.5 м). Среди олистолитов встречены белые мраморизованные известняки (см. рис. 28, б), вишнево-бурые миндалекаменные спилиты, зеленые и сургучные яшмы, мелкозернистые серые песчаники. Размер олистолитов 0,5-50 м в поперечнике. Крупный олистолит спилитов с шаровой отдельностью слагает мыс Три Камня. На контакте с вмещающими породами в зоне шириной до 0,5 м спилиты интенсивно развальцованы и перетерты, обломки спилитов уплощенной формы (1-20 см) погружены в тектоническую глинку и расположены параллельно контакту. Олистострома аналогичного характера наблюдается в разрезе по р. Озерной. Здесь в толще рассланцованных алевролитов и аргиллитов можно видеть олистолиты миндалекаменных спилитов, базальтов, мраморов светло-серого цвета, тонкополосчатых сургучных яшм, спилитовых лавобрекчий, катаклазированных мраморизованных известняков розового цвета. По внешнему виду и составу олистолиты аналогичны породам ракитинской свиты (см. выше). По данным В.Т. Шейко, в северной части района, на левобережье р. Пиленга, в поле развития березовской свиты имеются небольшие тела ультраосновных пород – олистолиты (?). В отдельных обнажениях видно, что олистолиты как бы плавают в рассланцованных аргиллитах, часто можно наблюдать тонкие аргиллитовые "рубашки", которыми покрыты отдельные глыбы. Размер олистолитов сильно варьирует - от глыб 0,2-0,5 м в поперечнике, видимых непосредственно в обнажениях, до нескольких сотен метров в длину при мощности 50-100 м. Длинные оси олистолитов вытянуты в северо-западном направлении в соответствии с общим простиранием толщи. Мощность олистостромы в данном районе приблизительно 2000 м.

Олистостромовые образования распространены также в юго-западной части района, в нижнем течении р. Зловещей. Черные рассланцованные алевролиты, дающие оскольчатую щебенку, переполнены олистолитами разноцветных яшм, алевролитов, песчаников, часто эллипсоидальной формы (до 0,5 м по длинной оси). Русло реки загромождено крупными глыбами (5 × 5 м и больше) сургучных яшм и белых мраморизованных известняков, покрытых аргиллитовыми "рубашками". В 1,5 км на северо-восток от горы Средней отмечается большое количество олистолитов светло-серых известняков и зеленых и сургучных яшм. Слоистая толща алевролитов (цемент олистостромы) наклонена на северо-восток под крутым (более 50°) углом, а при приближении к устью р. Зловещей падения постепенно меняются на северные. Мощность олистостромы по р. Зловещей не менее 1,5 км. Однако имеются основания думать, что эта мощность завышена из-за тектонического "сдваивания" резреза. Так, в обнажениях по руч. Узкому, в 1,5-2 км ниже устья впадающего в него руч. Корейка, в толще флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов отмечен надвиг. Плоскость надвига наклонена на северо-восток под углом 40°; амплитуда его не ясна из-за плохой обнаженности, однако, принимая во внимание широкое развитие покровной тектоники в районе, можно предполагать, что она значительна.

Олистострома распространена также в 100 км севернее, в районе нампинской зоны серпентинитового меланжа (см. выше). Работами геологов СахТГУ (Н.В. Галушка) на основании находок верхнемеловой фауны доказано отсутствие отложений хойской свиты (поздняя юра—нижний мел) к югу от широты



руч. Туманного. Нами к северу от устья этого ручья в толще рассланцованных алевролитов и аргиллитов обнаружены остатки призматических слоев иноцерамов. К олистостромовым образованиям, так же как и в районе, рассмотренном выше, отнесена толща березовской свиты. Суммарная мощность березовской свиты, по данным геологов СахТГУ, не менее 3500 м.

В терригенной толще, часто имеющей флишоидный характер, присутствуют олистолиты песчаников, миндалекаменных спилитов, сургучных и зеленых яшм, мраморизованных известняков, оолитовых известняков, кремнистых пород. Олистолиты пород габбро-гипербазитового комплекса нами нигде не обнаружены. Именно для этого района И.Б. Плешаков (см. выше) отмечал часто встречающиеся глыбы и блоки яшм и других пород, зажатые в осадочных породах рымникской серии. Размер олистолитов варьирует от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров. Цемент олистостромы — толща сильно тектонизированных, рассланцованных алевролитов (алевропеллитов) черного цвета, иногда флишоидного переслаивания таких алевродитов и полимиктовых песчаников – пород, состоящих из обломков кварца, плагиоклаза, небольших количеств микроклина, мусковита и пироксенов; в песчаниках присутствуют также обломки диабазов, кварцитов, кремнистых пород, алевролитов. Связующая масса практически отсутствует, обломки плотно притерты друг к другу. В толще установлены падения на юго-запад (запад), угол падения меняется от пологого до крутого, в стдельных случаях наблюдаются меличе подводно-оползневые дислокации. Лучше всего олистострома обнажена вдоль берега Охотского моря, южнее мыса Делиль-де-ля Кройер. Как уже отмечалось выше, в целом для толщи свойственны падения на юго-запад. Однако вблизи контакта с олистолитами, особенно крупными, падения резко меняются, слои вмещающих пород как бы облекают эти олистолиты (рис. 29).

Поскольку линия берега практически совпадает с простиранием толщи, то часто в береговом обрыве олистолиты массивных песчаников прослеживаются по простиранию на 150 м и более. Азимут падения в них сразу меняется — восток-северо-восток, угол 60—70°. Вкрест простирания такие песчаники прослеживаются редко на расстоянии болес 20—50 м, что можно наблюдать благодаря

Олистолиты часто испещрены штриховками и бороздами скольжения; поверхности даже крупных (20 × 30 м) олистолитов представляют собой зеркала скольжения. Мелкие олистолиты (1–2 м) часто имеют эллипсоидальную форму, их длинные оси вытянуты по простиранию толщи в субмеридиональном направлении, они как бы плавают во вмещающих алевролитах и аргиллитах. Среди олистолитов преобладают полимиктовые песчаники. Иногда вокруг относительно крупных (2–5 м) олистолитов наблюдается шлейф мелких (1–5 см) округлых обломков. На берегу моря, на пляже, часто можно видеть олистолиты белых обломков. На берегу моря, на пляже, часто можно видеть олистолиты белых обломков, известняков, светло-серых карбонатизированных спилитов, спилитовых брекчий, песчаников (1–10 м в поперечнике), с поверхности покрытых алевролитовыми "рубашками"; они оказались здесь в результате эрозии и раз-

В целом олистрострома сильно тектонизирована, нарушена большим количеством мелких разрывов, среди которых отмечаются надвиги с субгоризонтальнытями или полого наклоненными на восток, в сторону Охотского моря, плоскостями и сбросы. Интенсивная перемятость всей толщи в целом, кливаж, рассланцевание, обилие зон милонитизации затрудняют выяснение стратиграфического разреза и мошности олистостромы. Довольно часто в рассланцованных алевролитах (цемент олистостромы) отмечаются мелкая изоклинальная складчатость и плойчатость, что свидетельствует об интенсивном сжатии, которому подверглась конседиментационного оползания. Расположение трещин скалывания, залеченных кальцитовым материалом, в отдельных случаях указывает на существовавшие ранее условия латерального сжатия, ориентированного в субширотном направлении. Принимая во внимание сильную нарушенность толщи, можно предположить, чама Н.В. Галушка, сильно завышена.

Вопрос о возрасте олистостромы принципиально важен, поскольку на примере

Рис. 28. Фрагменты олистостромовой толщи

а — побережье Охотского моря севернее устья р. Мелкой; δ — севернее устья р. Богатой между мысами Бурный и Рымник; ε — в нижнем течении р. Мелкой; г — в нижнем течении р. Богатой



Р и с. 29. Детали контакта крупного олистолита песчаников во вмещающих алевролитах. Поверхность олистолита представляет собой зеркало скольжения. Слои вмещающих алевролитов вблизи контакта с олистолитом изгибаются и как бы облекают его

многих районов мира установлено, что эти специфические толщи отражают этапы крупных горизонтальных движений [Эльтер, Тривизан, 1976; Соколов, 1977; Леонов, 1979; и др.].

Как уже отмечалось, олистострома рассматривается нами в объеме березовской свиты. В юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор, на побережье Охотского моря, между мысами Бурный и Рымник, в мергелистых конкрециях, заключенных в алевролитах, автором обнаружены остатки Апараchydiscus sp. indet. и Inoceramus sp. ex gr. naumanni Yok (поздний сантон—ранний кампан; определения М.А. Пергамента). В этом же разрезе ранее В.М. Гранником и А.С. Шуваевым были найдены Eupachydiscus sp., Anapachydiscus sp., Anomya sp., Patella (Helcion) gigantea Schm., а И.А. Лопатиным, К.Ф. Рахмановым и В.П. Клюевым — раковины Inoceramus schidti Mich. [Гранник, 1978]. Обнаруженная фауна позволила В.М. Граннику определить возраст березовской свиты (серии) как позднесантонский—датский (?).

В восточной части Восточно-Сахалинских гор (район мыса Делиль-де-ля Кройер) возраст березовской свиты на основании находок остатков кораллов, гидроидных полипов, брюхоногих моллюсков кампанского возраста и радиолярий, характерных для верхней части верхнего мела (от кампана и выше), принимается как поздний кампан-маастрихт (данные Н.В. Галушки).

Как уже отмечалось выше олистолиты, олистостромы представлены преимущественно кремнисто-вулканогенными породами богатинской и ракитинской свит — различного цвета яшмами, кремнистыми породами, известня ками, песчаниками, спилитами. Олистолиты офиолитов встречаются крайне редко и в несравнимо меньших количествах — это серпентиниты, офикальциты, листвениты и амфиболиты. Абсолютный возраст амфиболита из олистолита (нижнее течение р. Мелкой) соответствует 120 ± 3 млн. лет (ранний мел).

Можно думать, что олистострома примерно того же возраста развита и в районах п-ова Терпения. Так, В.М. Гранник [1973] отмечал в составе учирской свиты (поздний кампан) глыбовые брекчии, состоящие из глыб и крупных блоков эффузивных и пирокластических пород подстилающих образований.

На юге Сусунайского хребта, в тектоническом блоке, залегающем среди метаморфических образований сусунайской серии, залегают флишоидные отложения быковской свиты (верхний мел) с глыбами метаморфических пород. По мнению А.В. Рихтера [1981], толща имеет олистостромовый характер. Во вмещающих глыбы терригенных породах найдена фауна раннего кампана [Геология СССР, 1970].

СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ НАБИЛЬСКОГО ХРЕБТА

Еще одним районом развития серпентинитового меланжа в Восточно-Сахалинских горах, в их северной части, является Набильский хребет. Полоса меланжа протягивается вдоль осевой части северного окончания Набильского хребта на 50 км при ширине 2-5 км (рис. 30). Меланж состоит из глыб и блоков (от нескольких до сотен метров в поперечнике) ультрабазитов, габброидов, амфиболитов, зеленых сланцев, родингитов, офикальцитов, лиственитов, плагиогранитов. В меланже также широко представлены породы относительного автохтона (см. ниже) — красные и сургучные яшмы, спилиты, диабазы, туфы основного состава, известняки, граувакки. В составе меланжа, кроме того, присутствуют щелочные интрузивные и эффузивные образования. Среди глыбовых включений меланжа преобладают сургучные яшмы и спилиты. Серпентиниты, в которых заключены глыбы и блоки вышеперечисленных пород, составляют около 60% меланжа, однако это значение не является постоянным. Иногда количество серпентинитового цемента становится исчезающе малым, тогда меланж состоит из плотно притертых друг к другу глыб и блоков различных пород. Отдельные относительно крупные тела серпентинизированных ультрабазитов в зоне меланжа, как, напри-мер, массив Хребтовый (около 3 км²), представляют собой субгоризонтальные пластины. Внутреннее строение таких тел характеризуется чередованием участков сильно рассланцованных серпентинитов и массивных ультрабазитов. В нижней части пластин всегда отмечаются интенсивное рассланцевание, брекчирование серпентинитов, в них закатаны глыбы и "окатыши" ультраосновных пород и подстилающих образований. Среди глыбовых включений меланжа в районе севернее горы Восьи встречены сильно деформированные и катаклазированные полосчатые гарцбургиты. Полосчатость создается за счет ритмичного чередования темных полос гарцбургита и светло-желтых — энстатитита (ширина полос 3-4 см). Аналогичные породы были описаны в пределах Шельтингского массива (см. выше). Серпентинитовый цемент меланжа в тех случаях, когда это удается установить, представлен чаще всего апогарцбургитовыми серпентинитами.

Ультрабазиты Набильского хребта по петрографии, петрохимии, условиям залегания аналогичны ультраосновым породам п-ва Шмидта и так же, как и последние, относятся к альпинотипным образованиям [Речкин и др., 1976]. Однако при сравнении меланжей Восточного хребта п-ва Шмидта и Набильского хребта бросается в глаза значительно большее разнообразие глыбовых включений пос- 20 леднего. Это связано с пестрым составом остринской свиты (относительно автохтона) развитой в районе Набильского хребта. В глыбах известняков в меланже обнаружены юрско-раннемеловые кораллы. Аналогичная фауна встречена в известняках остринской свиты [Рождественский, Речкин, 1975]. Данные исследователи предполагают, что находки окаменелостей характеризуют верхнюю кремнисто-вулканогенную часть офиолитового разреза, а ультрабазиты, габброиды, амфиболиты и зеленые сланцы глыбовых включений меланжа являются фрагментами древнего меланократового фундамента, на котором отлагались палеозойские (?) и юрские-нижнемеловые кремнисто-вулканогенные образования. В интерпретации этих исследователей меланж выходит на поверхность в виде протрузии, прорывая кремнисто-вулканогенно-граувакковую толщу остринской и хойской свит (верхняя юра-нижний мел). Внедрение протрузии обусловило формирование своеобразной антиклинали, свод которой сложен меланжем, а крылья — неогеновыми отложениями пиленгской и дагинской свит. Складка имеет северо-западное простирание и опрокинута на северо-восток. В северовосточном крыле меланж надвинут на кремнисто-вулканогенную толщу острин-



Р и с. 30. Схематическая геологическая карта северной части Набильского хребта, по материалам В.С. Рождественского, А.Н. Речкина и Ю.Н. Разницина

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые осадочные породы; 3 — терригенные образования хойской свиты (J₃-K₁ hs); 4 — вулканогенно-осадочные образования остринской свиты (J₃-K₁ os); 5 — амфиболиты; 6 — серпентинитовый меланж; 7 — массивные серпентинизированные ультрабазиты; 8 — надвиги; 9 — сбросы и сдвиги

ской свиты и на неогеновые терригенные образования, в юго-западном — меланж тектонически подстилает терригенные отложения хойской свиты.

Однако имеется ряд фактов, позволяющих нам несколько иначе интерпретировать структуру данного района. Полосе серпентинитового меланжа Набильского хребта соответствует зона положительных магнитных аномалий. С этой зоной совпадает крупный гравитационный максимум, однако ось его смещена на несколько километров к востоку относительно зоны магнитных аномалий. Данное явление, на наш взгляд, связано с наклоном пластины меланжа на восток, куда смещен гравитационный максимум. Подобное явление хорошо известно, и в качестве примера можно привести данные по офиолитовому поясу Папуа и некоторым другим районам мира [Milsom, 1973]. Кроме того, по данным Г.М. Иванова, магнитное поле в районах непосредственно к востоку от полосы мелажа Набильского хребта обнаруживает с ним единую природу. Эта территория характеризуется повышенным магнитным полем, на фоне которого вырисовываются интенсивные положительные линейные аномалии, что интерпретируется как результат влияния пород основного-ультраосновного состава, погребенных под терригенными отложениями значительной мощности. Наблюдаемые ныне в отдельных местах вдоль западного ограничения зоны меланжа крутые контакты с образованиями хойской свиты обусловлены молодыми движениями, так же как

и в районе Восточного хребта п-ва Шмидта. Нами на отрезке Набильского хребта между горами Восьи и Соболь отмечено пологое налегание образований серпентинитового меланжа на терригенные породы хойской свиты (рис. 31). Таким образом, можно предполагать, что в данном случае мы имеет дело с шарьированием пластин меланжа с востока, со стороны Охотского моря, в интервале времени, соответствующем концу мелового периода. Продукты размыва серпентинитов впервые появляются в конгломератах дагинской свиты (верхний миоцен).

Автохтоном для пластины меланжа служат кремнисто-вулканогенные образования остринской свиты и терригенные отложения хойской, которые объединены в набильскую серию юрско-нижнемелового возраста [Геология СССР, 1970]. В строении остринской свиты принимают участие спилиты, диабазы, диабазовые порфириты, туфы основного, среднего и кислого состава, яшмы, граувакки, алевролиты, кремнистые и глинистые сланцы, тела известняков; реже встречаются средние кислые и щелочные эффузивы (до 10% от объема свиты). Для свиты на основании присутствия в разрезе граувакк с градационной слоистостью, шаровых спилитовых лав и радиоляритов принимается глубоководный генезис. Мощность свиты, по данным геологов СахТГУ, достигает почти 3000 м. В известняках верхней части остринской свиты В.О. Савицкий собрал остатки шестилучевых кораллов, гидроидные полипы и строматопороидеи. По мнению Е.В. Краснова и В.О. Савицкого [1973], возраст вмещающих известняков огвечает поздней юре-низам раннего мела. В кремнистых породах предшествующими исследователями собран комплекс радиолярий, по мнению А.И. Жамойды, безусловно, мезоэойский, а скорее всего, юрский. При этом надо иметь в виду, что известняки в составе остринской свиты встречаются в виде отдельных глыб и блоков (остатки рифовых построек [Краснов, Савицкий, 1973]). Таким образом, вмещающие образования должны быть заведомо моложе. В шлифах радиоляритов нашей коллекции, из разрезов свиты по рекам Набиль и Правый Набиль определены радиолярии: Pseudoaulophacus florens is Pessagno, Amphipyndax enessefi Foreman, Amphipyndax tylotys Foreman, Amphipyndax stocki (Campbell and Clark), Dictiomitra striata Lipman, Stichomitra asymbatos Foreman group, Hemicryptocapsa cf. tuberosa Dumitrica, а также многочисленные формы родов Amphipyndax sp., Theocapsomma sp., Dictiocephalus sp., свидетельствующие о позднемеловом (кампанском ?) возрасте яшм (определения В.С. Вишневской). Отмеченные виды описаны Л.И. Казинцовой в верхнемеловых отложениях Западно-Сахалинских гор (красноярковская свита).

Хойская свита согласно залегает на остринской. В разрезе преобладают граувакки и породы смешанного песчано-алевритового и алеврито-глинистого состава. Мощность свиты в районе исследований не превышает 1000 м. Возраст свиты долгое время оставался и сейчас остается неясным из-за отсутствия фауны. Породы хойской свиты по литологическим особенностям имеют большое сходство с верхнемеловыми отложениями восточной части Восточно-Сахалинских гор, на что указывали почти все исследователи, начиная с Н.Н. Тихоновича и П.И. Полевого [Геология СССР, 1970]. Кроме того, в алевролитах хойской свиты предшествующими исследователями были собраны обломки призматических слоев иноцерамов. В связи с этим, как отмечал Ю.М. Ковтунович, для верхней части хойской свиты не исключается позднемеловой возраст.

Таким образом, можно сделать предварительный вывод о позднемеловом возрасте толщи пород, относимых в районе исследований к набильской серии. Это тем более вероятно, так как верхнемеловые толщи Восточно-Сахалинских гор, относимые к рымникской серии (богатинская и ракитинская свиты, см. выше), также имеют эвгеосинклинальный характер и очень схожи с образованиями, относимыми в северной части Восточно-Сахалинских гор к набильской серии. В ряде районов они и описывались ранее как породы набильской серии [Гальцев-Безюк и др., 1974].

Образования остринской и хойской свит смяты в сложные складки северозападного простирания, опрокинутые на северо-восток, нарушены большим количеством мелких чешуйчатых надвигов, плоскости которых наклонены на юго-запад, в результате чего вся толща в целом имеет складчато-чешуйчатые строение. В отдельных случаях (среднее течение руч. Крутая Падь) в терригенной толще хойской свиты фиксируются лежачие и опрокинутые на запад и юго-запад складки, нарушенные субгоризонтальными надвигами. В.С. Рождественский в Набильском хребте закартировал несколько надвиговых чешуй, сложенных кремнисто-вулканогенными образованиями остринской свиты и надвинутых на северо-восток, на граувакковые отложения хойской свиты.



Р и с. 31. Серпентинитовый меланж северной части Набильского хребта. Зарисовка с фотографии. Вид с горы Соболь на юг

Хаотичный рельеф в поле развития меланжа создается за счет глыб и блоков яшм, известняков, базальтов, образующих характерные выступы среди серпентинитов, дающих сглаженные формы рельефа. В правой части видно пологое налегание серпентинитового меланжа на терригенные образования хойской свиты

В последнее время остринская свиты считается аналогом орлинской свиты Восточного хребта пова Шмидта, и обе они объединены в единую позднепалеозойскую-раннемеловую офиолитовую ассоциацию [Речкин и др., 1975]. На наш взгляд, это неверно, и мы постараемся показать почему. Остринская свита сложена нормально стратифицированными образованиями, где вулканические породы переслаиваются с яшмами, кремнистыми сланцами, известняками и туфами. Мощные (до 600 м) вулканогенно-кремнистые горизонты прослеживаются на значительные расстояния. Последовательный стратиграфический разрез орлинской же свиты отсутствует, она представляет собой сильно нарушенную базальтоидную толщу, залегающую в виде маломощной тектонической пластины на ультрабазитах (см. выше). Яшмы и известняки слагают здесь глыбы и обрывки смятых прослоев, погруженные в базальты [Мытарев, 1969; Разницин, 1975], и являются, таким образом, более древними образованиями по сравнению с вмещающими базальтами. В глыбах радиоляритов определен "смешанный" комплекс радиолярй, содержащий формы, близкие к характерным видам набильского (верхняя юра-нижний мел) и ракитинского (верхний мел) комплексов [Жамойда, 1972]. Следовательно, вмещающие базальты должны быть заведомо верхнемеловыми. В составах спилитов и диабазов рассматриваемых свит имеются различия. Так, базальтоиды п-ова Шмидта отличаются от пород остринской свиты пониженными содержаниями SiO₂, повышенными TiO₂, пониженными Al2 03.

Результаты исследований автора свидетельствуют, что тела офиолитов в восточной части Восточно-Сахалинских гор залегают в виде тонких субгоризонтальных пластин на позднемеловых образованиях¹. Установлена такая последовательность пластин: нижняя пластина сложена олистостромовой толщей, на олистостроме залегает покров сенонских глубоководных образований (богатинская и ракитинская свиты), а поверх всего залегают пластины офиолитов (рис. 32). Аналогичный пакет тектонических пластин, как это недавно было отмечено H.A. Богдановым [1979], имеет место в Омане, на Ньюфаундленде и в некото-

¹ Верхняя, эффузивно-радиоляритовая часть офилитового разреза в районе исследований или уничтожена последующей зрозией, или вообще не была выведена на поверхность. Последнее более вероятно, так как в предепах Восточного Сахалина мы всюду имеем дело с сипьно нарушенными меланжированными частями офиолитового разреза, где на поверхность шарыи-рованы только отдельные тонкие тектонические пластины. В меланже имеются блоки спилитов, радиоляритов, кремнистых пород, однако мы не в состоянии определить, попали ли они сюда из подстипающих меланж образований богатинской и ракитинской свит или их следует отнести к офиолитам.



Рис. 32. Схематический геологический разрез юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор 1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — туффиты основного, среднего и кислого состава; 5 — кремнистые алевролиты; 6 — глинистые силициты; 7 — яшмы, радиоляриты; 8 — трахибазальты; 9 — спилиты с шаровой отдельностью, диабазы; 10 — известняки; 11 туфобрекчии; 12—17 — офиолитовый комплекс; 12 — габбро-плагиограниты, 13 — амфиболизированные габбро и габбро-диабазы; 14 — базальтовые пиллоу-лавы, 15 — дунит-гарцбургиты, 16 —серпентинитовый меланж, 17 — образования полосчатой серии

Рис. 33. Реконструкция разреза офиолитов Восточного Сахалина

рых других районах. Возраст горизонтальных движений в районе исследований, приведших к появлению офиолитов в тех местах, где они сейчас находятся, определяется временем формирования олистостромы, которая является комплексом-показателем этих движений. Возраст олистостромы отвечает позднему сантону-данию. Именно этот интервал соответствует времени тектонического становления офиолитов в восточной части Восточно-Сахалинских гор. По данным В.В. Слодкевича [1975 а], абсолютный возраст габбро-норитов и габбро-пегматитов березовского массива 140 ± 12, 94 ± 10, 125 ± 6, 142 ± 7 млн. лет (поздняя юра-середина мела). Столь древний возраст габброидов входит в противоречие с представлениями об интрузивном внедрении офиолитов в миоцене или в позднем мелу и хорошо согласуется с выводом о более раннем формировании и тектоническом становлении их в конце мела.

Верхнемеловые отложения района, объединенные в рымникскую серию (коньяк-сантон, 4 км) [Гранник, 1973], рассматриваются нами, вслед за Ю.М. Ковтуновичем, В.Н. Шиловым [1969] и Е.Н. Меланхолиной [1975], как формационный комплекс переходной стадии развития земной коры, который можно отнести к туфогенно-кремнисто-граувакковой формации, содержащей прослои базальтов, спилитов, палеотипных трахибазальтов, андезито-базальтов, андезитов, трахиандезитов, альбитофиров. Этой стадии в данном случае, вероятно, отвечает структура типа краевого моря, а "геодинамическая обстановка характеризовалась преобладанием неравномерного и неповсеместного тектонического скучивания, на фоне которого возникали вторичные зоны растяжения" [Пейве и др., 1976, с. 9]. Ранее нами было высказано предположение о взаимосвязи надвигания офиолитов в восточной части п-ва Шмидта и формирования впадины Дерюгина, вызванного растяжением соответствующего ей участка земной коры в конце мела [Разницин, 1975]. Данные геолого-геофизических исследований в районе впадины Дерюгина не противоречат этому предположению (см. главу вторую). Взаимосвязь надвигообразования и растяжения земной коры во впадине Дерюгина можно распространить и на остальные районы Восточного Сахалина, до широты п-ова Терпения, включая рассмотренные выше районы [Разницин, 1978]¹.

Таким образом, рассмотренные офиолитовые аллохтоны не представляют собой того меланократового фундамента, на котором формировались палеозойские и мезозойские вулканогенно-кремнистые образования Сахалина. Фрагменты этого меланократового фундамента — серпентиниты, амфиболиты, в том числе гранатовые, эклогиты, по мнению автора, присутствуют среди метаморфических образований вальзинской серии в Восточно-Сахалинских горах и в Сусунайском хребте, возраст которой условно принимается как средний—верхний палеозой [Сергеев и др., 1973] или пермско-триасовый [Егоров, 1969]. Некоторые исследователи полагают, что метаморфические породы представляют собой метаморфизованные аналоги верхнепалеозойских и мезозойских отложений набильской серии [Гальцев-Безюк и др., 1974].

Итак, в пределах Восточного Сахалина породы офиолитовой ассоциации слагают или моноклинальный пакет пластин (Восточный хребет п-ова Шмидта), или разрозненные тектонические пластины (восточная и юго-восточная части Восточно-Сахалинских гор) поверх верхнемеловых образований. Полные ненарушенные разрезы офиолитов здесь отсутствуют. Однако, имея в виду большой материал, накопленный по офиолитам различных районов мира [Пейве и др., 1977], по отдельным фрагментам офиолитового комплекса, выведенным на поверхность в различных районах Восточного Сахалина либо в качестве тектонических пластин, либо представленных в глыбовых включениях меланжа, можно попытаться реконструировать разрез офиолитовой ассоциации (рис. 33). В основании такого разреза располагался интенсивно тектонизированный дунит-гарцбургитовый комплекс, сложенный преимущественно гарцбургитами с подчиненным количеством дунитов, верлитов и лерцолитов (Южно-Шмидтовский массив) и полосчатыми энстатитовыми перидотитами (Шельтингский и Нивхский массивы). Средняя часть разреза представлена своеобразным кумулятивным комплексом. Нижняя часть этого комплекса (полосчатая серия) состоит в целом из переслаивающихся между собой ультрабазитов, оливиновых и оливин-пироксенитовых габбро, троктолитов и анортозитов (Березовский и Комсомольский массивы). Фрагменты верхней части кумулятивного комплекса – сильно амфиболизированные габбро и габбро-диабазы, прорванные серией диабазовых и плагиогранитных даек дайкового комплекса, и тела брекчированных габбро-плагиогранитов — присутствуют в Восточном хребте п-ова Шмидта (Прибрежный массив и др.). Габброиды, широко распространенные в восточной части Восточно-Сахалинских гор в поле развития сенонских терригенно-кремнисто-вулканогенных образований, вполне могли входить в состав кумулятивного комплекса разреза офиолитов Восточного Сахалина. Но для решения этого вопроса необходимы специальные исследования.

В основании кумулятивного комплекса вдоль контакта с дунит-гарцбургитами, по-видимому, присутствовала кайма клинопироксенитов, возникшая в результате контактового метаморфизма. Существование такой каймы до разобщения офиолитового разреза можно предполагать из-за обилия глыб клинопироксенитовых брекчий и милонитов в меланже в основании пластин, сложенных породами полосчатой серии (например, Березовский массив). Фрагменты эффузивно-радиоляритовой части разреза предположительно позднемелового возраста выведены на поверхность в Восточном хребте п-ова Шмидта,

Таким образом, в реконструированном разрезе офиолитов Восточного Сахалина присутствуют все основные разновидности пород офиолитовой ассоциации. Исходя из мощностей отдельных пластин, без учета последовавшей после их тектонического становления эрозии в результате поднятия, мощность офиолитового разреза составляла во всяком случае не менее 2000 м.

По петрохимическим особенностям породы офиолитовой ассоциации Восточного Сахалина можно рассматиривать в качестве неполно дифференцированных офиолитовых ассоциаций со щелочной в начальной и толеитовой в конечной

¹Более подробно эта связь рассмотрана в главе второй.



Рис. 34. Диаграммы АFM для офиолитов Восточного хребта п-ова Шмидта (а) и сводная диаграмма для офиолитовой ассоциации Восточного Сахалина (б)

1 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 2-5 — кумулятивный комплекс: 2 — полосчатая серия (пироксениты, лерцолиты, верлиты, габбро-нориты, меланократовое габбро, троктолиты, габбро-анортозиты), 3 — габбро и габбро-диабазы, 4 — плагиограниты, 5 — дайковая серия (комплекс); 6 — базальтовый комплекс; 7 — линия дифферециации гавайских толеитов; 8 — линия раздела толеитовых и щелочных серий

стадии эволюцией составов по М.С. Маркову и др. [1977]. Диаграммы AFM офиолитов Восгочного хребта п-ова Шмидта и юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор взаимно дополняют друг друга (рис. 34). Смещение части фигуративных точек составов лород базальтового и габбро-диабазового комплексов в сторону увеличения относительной щелочности связано с вторичными изменениями и зеленокаменным перерождением.

МЕХАНИЗМ СТАНОВЛЕНИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА И ОБРАЗОВАНИЕ ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА

Как и во многих других районах периферии Тихого океана, офиолиты Восточного Сахалина представляют собой фрагменты океанической литосферы, перемещенные из расположенной восточнее глубоководной впадины. Тектоническое становление офиолитовых аллохтонов связано с формировнием впадины Дерюгина в Охотском море, вызванным растяжением соответствующего ей участка земной коры в конце мелового периода.

Модель доорогенного становления офиолитового комплекса (термин А.Л. Книппера [1978]) Восточного Сахалина должна учитывать следующие факты, установленные нами в процессе исследований.

Среди глыбовых включений серпентинитовго меланжа обнаружены различные офиолитовые брекчии, в том числе и офикальциты. Происхождение офикальцитов явно тектоническое, а возникновение их большинство исследователей связывают с горизонтальной плоскостью скалывания вблизи поверхности М [Книппер, 1978].

Габброиды офиолитового комплекса Восточного Сахалина претерпели ряд деформаций, которые отсутствуют в секущих их дайках диабазов и плагиогранитов. Более того, габброиды (Прибрежный массив п-ова Шмидта) сильно амфиболизированы, а рвущие их дайки претерпели лишь незначительное зеленокаменное изменение. Это позволяет предполагать перерыв между образованием габброидов и серией диабазовых и плагиогранитных даек.

Фрагменты верхней части разреза офиолитовой ассоциации (диабазовые и плагиогранитные дайки и тела плагиогранитов) подверглись интенсивному брекчированию. Этот тип деформаций полностью отсутствует в базальтах и ассоциирущих с ними осадочных породах, что заставляет предполагать наличие перерыва между образованием комплекса параллельных даек и плагиогранитов, с одной стороны, и вулканогенно-осадочной частью разреза офиолитового комплекса, с



Рис. 35. Схема становления офиолитового комплекса, по А.Л. Книпперу [1978]

1 — верхняя часть питосферы; 2—5 — меланократовый фундамент: 2 — нижняя часть литосферы (верхняя мантия), 3 — габбро и полосчатая серия, 4 — очаг, давший начало диабазовым дайкам, 5 — дайковый комплекс; 6 — вулканогенно-осадочная серия; 7 — брекчии в кровле меланократового фундамента, в том числе и офикальциты; 8 — зона пластического течения пород; 9 — направление перемещения верхней части литосферы; 10 — уровень моря; 11 — условные точки, показывающие относительный масштаб перемещения

другой. Более того, диабазовые дайки и базальты оторваны руг от друга по химизму.

Перечисленные факты свидетельствуют о том, что формирование офиолитового разреза происходило длительно. «При этом, очевидно, происходило "сдирание" отдельных тонких пластин коры в одних местах и скучивание ее в других. На месте раздвинувшихся пластин вновь образуются породы офиолитовой ассоциации, что и обусловливает разрыв во времени между отдельными частями офиолитовго разреза» [Пейве и др., 1977, с. 14].

Формирование разреза офиолитового комплекса Восточного Сахалина могло быть связано с четырьмя этапами, каждый из которых характеризовался определенными тектоническими и магматическими условиями (рис. 35).

Наиболее древний этап — формирование дунит-гарцбургитовго комплекса здесь не рассматривается, поскольку разбор этого сложного процесса не входит в задачи данной работы [Пейве и др., 1977; Книппер, 1978].

Второй этап становления офиолитового комплекса происходил при раздвижении базальтовой оболочки в районе современной впадины Дерюгина. В поздней юре (абсолютный возраст габброидов Березовского массива 142 ± 7 млн. лет, см. выше) в утоняющуюся за счет раздвижения зону внедрялась основная магма, кристаллизация которой привела к формировнию полосчатой серии и габброидов кумулятивного комплекса, фрагменты которых в виде разрозненных тектонических пластин присутствуют в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор и на п-ове Шмидта. В процессе растяжения и "сдирания" верхней части литосферы вблизи поверхности М возникла зона брекчий, развивавшаяся по ультроосновным породам верхней мантии.

Третий этап формирования разреза офиолитов начался с внедрения комплекса диабазовых даек и закончился внедрением даек плагиогранитов в начале коньякского века (абсолютный возраст плагиогранитов из дайкового комплекса 87 млн. лет, см. выше). Брекчирование даек и тел плагиогранитов и образование своеобразного комплекса габбро-диабаз-плагиогранитных брекчированных пород (Восточный хребет п-ова Шмидта) происходило в процессе продолжающегося растяжения и "удаления" верхней части земной коры. Вероятно, источником базальтовой магмы, давшей начало дайковому комплексу и телам плагиогранитов, явился новый магматический очаг, не связанный с камерой, где происходило образование кумулятивного комплекса. Плагиограниты представляют собой дифференциаты той же базальтовой магмы. К концу этого, третьего, этапа кровля меланократового фундамента, сложенная тектонической брекчией серпентинизированных ультрабазитов, в результате удаления верхней части литосферы была выведена на дно морского бассейна в сферу седиментации, где карбонатные илы проникали в промежутки между обломками и цементировали их, образуя офикальциты. Образование офикальцитов происходило не в открытом океане, а в пределах структуры, аналогичной краевому морю, о чем в числе прочих фактов свидетельствует некоторая опресненность бассейна, установленная при изотопном анализе карбонатного материала офикальцитов (см. выше).

Последний, четвертый этап образования офиолитового комплекса связан с формированием эффузивно-радиоляритовой части. Одновременно с излиянием базальтов, которое было очень кратковременным и охватывало лишь незначительную часть коньякского века, происходили обрушение пород, слагавших склоны поднятий сильно расчлененного рельефа дна бассейна, и внедрение протрузий серпентинитов и субвулканических базальтовых тел. В результате этих процессов обломки пород меланократового фундамента, базальтов, радиоляритов, известняков образовали прослои внутри вулканогенно-осадочной части разреза. Фрагменты этих брекчий сохранились в виде глыб в серпентинитовом меланже восточной части Восточно-Сахалинских гор. Процесс растяжения коры, раздвиг и сдирание верхней ее части, на фоне которого происходило излияние базальтов, как уже отмечалось, был очень кратковременным и, кроме того, носил импульсивный характер. В результате частых и сильных землетрясений происходили обрушение глыб и блоков пород с отодвигающихся краев впадины и захоронение их в изливающихся базальтах. Все это привело к образованию исключительно своеобразной эффузивно-радиоляритовой части офиолитового разреза. представленной на п-ове Шмидта, где осадочные породы не образуют протяженных прослоев и линз в базальтах, а присутствуют в них в виде глыб и обрывков деформированных прослоев.

На этом формирование офиолитового разреза и образование новой океанической коры в районе впадины Дерюгина завершилось. К концу коньякского века новообразованная впадина вступает в новую стадию своего развития — стадию краевого моря. К концу сантона на фоне незначительного растяжения с одновременным прогибанием здесь накапливается комплекс отложений собственно краевого моря (богатинская и ракитинская свиты; 3000—4000 м), представленный сочетанием кремнисто-глинистой (богатинская свита) и кремнисто-вулканогенной (ракитинская свита) формаций [Гранник, 1973, 1978]. Нижняя часть этого разреза состоит из чередования мощных (200—300 м) пачек силицитов и кремнистых аргиллитов с пачками кремнисто-глинистых туффитов и пепловых зуфов. Вверх по разрезу увеличивается роль вулканомиктовых и вулканических пород, вероятно, по мере роста и развития расположенного по соседству поднятия островной дуги позднемелового возраста, предположительно установленного нами в центральной части акватории Охотского моря [Геодекян и др., 1976].

Таким образом, гипотетический разрез впадины Дерюгина к концу сантонского века характеризовался наличием полного разреза океанической коры и вышезалегающего комплекса отложений собственно краевого моря и сходен с разрезами древних краевых морей геосинклинальных областей, описанных С.В. Руженцевым с соавторами [1977].

К началу кампана процесс растяжения во впадине Дерюгина вновь активизировался. Одновременно с этим происходило растяжение земной коры в районе Западно-Сахалинского прогиба. Для Центрально-Сахалинского разлома, служащего восточным ограничением прогиба, бурением установлено выполаживание на глубине и превращение его в надвиг [Новиков, 1969]. Пологий наклон сместителя на запад может указывать на движение масс при надвигании с запада. Имеющиеся данные свидетельствуют о большой протяженности разлома, длительности его развития и важной роли в формировании структур вплоть до настоящего времени [Меланхолина, 1973]. Предполагается, что разлом был заложен в позднемеловое время по границе Западной и Восточной областей Сахалина [Занюков, 1971], хотя достоверные данные о его существовании имеются только для позднего олигоцена и неогена.

Как следствие взаимодействия разнонаправленных векторов тангенциального напряжения в западной части впадины Дерюгина создаются условия сильнейшего горизонтального сжатия, образуются пологие тектонические срывы, наклоненные на восток, часть из которых достигает дунит-гарцбургитов. По этим срывам в интервале времени поздний сантон-даний тонкие пластины ульрабазитов, габброидов, пород дайкового комплекса, плагиогранитов, базальтов, а также мощные пластины перекрывающих офиолиты кремнисто-глинисто-вулканогенных образований надвигались на структуры Восточного Сахалина. Перед фронтом пластин при их поступательном движении формировалась олистострома. Первыми начали движение пластины кремнисто-глинисто-вулканогенных пород верхней части разреза, давая основную массу олистолитов в олистострому, а уже потом — пластины офиолитового комплекса, выстилающего основание впадины Дерюгина, отчленившиеся по срывам в верхней части дунит-гарцбургитового комплекса, в основании кумулятивного комплекса, в верхней части слоя габбро и вдоль контакта дайковой серии с вулканическими породами. В основании каждой из пластин формировался серпентинитовый меланж как результат высокого давления, возникавшего между трущимися поверхностями пластин, что создавало благоприятные условия для их движения.

Корневой зоной офиолитовых аллохтонов Восточного Сахалина, таким образом, является зона, к которой приурочена полоса положительных магнитных аномалий, протягивающаяся на шельфе Восточного Сахалина. Амплитуда горизонтальных перемещений офиолитов составляла в среднем несколько десятков километров.

Процесс тектонического скучивания, надвигания офиолитовых пластин, протекал довольно быстро и начался практически сразу вслед за формированием эффузивно-радиоляритовой части офиолитов. Внедрение серии параллельных даек отвечало самому началу коньякского века и предшествовало заключительному этапу магматического становления офиолитов — излиянию базальтовых лав. Время же горизонтальных движений, приведших к надвиганию офиолитов, соответствует возрасту олистостромы и отвечает интервалу поздний сантон—даний (10-15 млн. лет). Следовательно, в промежуток времени, по крайней мере отвечающий сенону, произошли следующие события: формирование эффузивно-радиоляритовой части офиолитового комплекса (конец океанической стадии), накопление кремнисто-глинисто-вулканогенной толщи (переходнаяя стадия, или стадия собственно краевого моря), формирование олистостромы и серпентинитового меланжа.

В результате тектонического становления офиолитов в конце мела произошла частичная релаксация напряжений, и в палеогене, и в неоген-четвертичное время на фоне незначительных растяжений коры происходило заполнение впадины Дерюгина осадками, которое продолжается и в настоящее время.

Процесс скучивания, помимо основного этапа становления покровной структуры Восточного Сахалина, не закончился вплоть до настоящего времени. Это связано с продолжающимся растяжением в тылу офиолитовых аллохтонов, во впадине Дерюгина (см. выше), и с начавшимся в палеогене (?) растяжением перед их фронтом в районе Татарского пролива. Вывод о рифтовой природе Татарского пролива подтверждается всем комплексом имеющихся геофизических данных [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Глубинное ..., 1971; Ковылин, Строев, 1973; Геофизика ..., 1974; Меланхолина, 1975]. В результате в палеогене произошло общее поднятие Восточного Сахалина (палеогеновые отложения здесь отсутствуют, кроме небольших выходов олигоценовых осадочных образований мачигарской свиты в районе Восточного хребта п-ова Шмидта), а в отдельных случаях — и надвигание серпентинитового меланжа на миоцен-плиоценовые образования. Поднятие Восточного Сахалина имеет место и в настоящее время. П.М. Сычев [1966] подметил связь гравитационных аномалий с неотектоникой. Площади, где происходят интенсивные поднятия, по местоположению соответствуют зонам максимумов аномалий силы тяжести. Последние, как известно, приурочены к зонам распространения офиолитов (Восточный хребет п-ова Шмидта, Набильский хребет и другие районы). Современное поднятие в районах Восточного хребта п-ова Шмидта и восточной части Восточно-Сахалинских гор подтверждается также наличием морских террас, висячих речных долин и множества мелких рек и ручьев, обрывающихся в море водопадами, и т.п.

В некоторых случаях края офиолитовых пластин рассекаются молодыми (плиоцен-плейстоценовыми) правыми сдвигами, которые нередко маскируют надвиговую природу офиолитовых тел. Такие сдвиги установлены на п-ове Шмидта и в Восточно-Сахалинских горах [Рождественский, 1972, 1975]. На основании имеющихся данных по акватории Охотского моря, в частности по району северного борта Южно-Охотской впадины, где нами установлена та же система субмеридиональных сдвигов, можно предположить, что эти нарушения обусловлены раскрытием Южно-Охотской впадины в неоген-четвертичное время, а следовательно, горизонтальным сжатием в субмеридиональном направлении.

В результате сложения векторов тангенциального напряжения, направленных под прямым углом друг к другу, результирующая оказалась направлена на

северо-запад. Следствием этого явился поворот структур п-овя Шмидта относительно простирающихся южнее зон в том же направлении (на северо-запад).

После того как мы рассмотрели вероятный механизм образования впадины Дерюгина и тектонического становления офиолитового комплекса. возникает вопрос, куда же перемистилась "содранная" в процессе растяжения земной коры под впадиной верхняя часть литосферы и какими образованиями она представлена. Если верна наша схема, то эти образования должны быть по крайней мере древнее пород полосчатой серии, входящих в систему офиолитовых аллохтонов Восточного Сахалина. Самое древнее значение абсолютного возраста габброидов полосчатой серии Березовского массива отвечает поздней юре - 142 ± ± 7 млн. лет. Следовательно, "содранная" литосфера должна иметь по меньшей мере раннеюрский, а скорее всего, более древний возраст. В Восточно-Сахалинских горах наиболее древней толщей является вальзинская серия. Эта серия сложена метаморфическими породами пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и глаукофановой фаций, образованными при метаморфизме терригенных и глинистых пород с прослоями яшм и основных эффузивов (нижняя часть вальзинской серии), а также лав и туфов основного состава, тел габброидов и ультрабазитов (верхняя часть) [Гальцев-Безюк и др., 1974]. Метаморфические породы представляют собой, скорее всего, метаморфизованные аналоги верхнепалеозойских и мезозойских отложений набильской серии, относимых к океанической стадии [Меланхолина, 1975]. Можно предположить, что эти образования и являются фрагментами "содранной" литосферы, в результате растяжения и удаления которой сформировалась новообразованная кора впадины Дерюгина.

С процессами "сдирания" и "удаления" верхней части литосферы, которые должны были происходить в условиях интенсивных тангенциальных напряжений, можно связать широко развитые в составе вальзинской серии образования глаукофановой фации метаморфизма. В этой трактовке находит свое объяснение и чешуйчатое строение метаморфической толщи с Движением масс с востока на запад [Гальцев-Безюк и др., 1974]. Среди глыбовых включений серпентинитового меланжа Набильского хребта присутствуют глыбы и блоки эпидот-альбит-амфиболовых сланцев со щелочным амфиболом. По устному сообщению Н.Л. Добрецова, частично просматривавшего наши шлифы, аналогичные породы были описаны им в составе вальзинской серии в Сусунайском хребте, в разрезе по р. Комиссаровке [Добрецов, 1974]. В маланже и олистостроме восточной части Восточно-Сахалинских гор имеются аналогичные амфиболиты с радиогенными датировками 120—140 млн. лет (см. выше).

Таким образом, предположенная гипотеза происхождения офиолитового разреза, формирования впадины Дерюгина и тектонического становления офиолитовых аллохтонов Восточного Сахалина в целом соответствует представлениям о развитии и преобразовании океанической коры, развиваемым в последнее время в Геологическом институте АН СССР [Пейве и др., 1976, 1977]. Модель доорогенного (магматического) становления офиолитового комплекса, предложенная А.Л. Книппером [1978], на наш взгляд, удачно объясняет целый ряд фактов, установленных автором при изучении офиолитов Восточного Сахалина. С некоторыми дополнениями и изменениями она, как это видно из приведенного выше текста, вполне может быть применена для исследуемого нами региона. Рассматривая вопросы возможного механизма образования впадины Дерюгина и становления офиолитовых аллохтонов с более общих позиций, можно говорить о существенной роли деструктивных явлений на переходной стадии развития земной коры.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ВПАДИНЫ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В этой главе будут рассмотрены офиолитовые аллохтоны Папуа Новой Гвинеи, Новой Каледонии и Северного Калимантана. Выбор сравнительных объектов обусловлен одной главной причиной: возможностью понять механизм образования офиолитовых аллохтонов на западе Тихого океана, которые связаны с формированием в соседних зонах глубоководных котловин. В выбранных районах Тихого океана это можно проследить наиболее наглядно.

ОФИОЛИТЫ ПАПУА НОВОЙ ГВИНЕИ

В настоящее время геолого-геофизическими методами Папуаский офиолитовый пояс изучен лучше, чем любая другая часть на западной периферии Тихого океана. Здесь присутствуют полные, ненарушенные офиолитовые разрезы. Пояс будет охарактеризован в основном по работам Х. Дэвиса, в том числе с использованием его исчерпывающей монографии по данному региону [Davies, 1971]. Офиолитовый комплекс Папуа ранее неоднократно рассматривался в нашей литературе. Так, А.В. Пейве [1969] приводил его в качестве примера надвига океанической геосинклинали на континентальную окраину. М.С. Марков [1973, 1975] рассматривал пояс с точки зрения сложения и расшифровки общих особенностей строения и формирования океанической коры. Автор данной работы дал его краткое описание под углом зрения сравнительной тектоники с офиолитовыми поясами Восточного Сахалина и Калимантана [Разницин, 1975].

История исследования Папуаского офиолитового пояса приведена в одной из публикаций Х. Дэвиса [Davies, 1977], здесь мы отметим только, что существование пояса ультраосновных пород на северо-восточном склоне хребта Оуэн Стэнли (восточное окончание о-ва Новая Гвинея) впервые было установлено австралийским геологом Э. Стэнли в 1921 г. Интерес к геологии этого региона резко увеличился в связи с развитием идей "новой глобальной тектоники", а в последнее время этот пояс рассматривается как классический пример офиолитов в западной части Тихого океана [Колман, 1979].

Папуаский офиолитовый пояс протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние 400 км при ширине около 40 км (рис. 36). На западе и юго-западе пояс граничит по крупной системе разломов Оуэн Стэнли с метаморфическими породами сиалического ядра Восточного Папуа. Эти породы прерывисто обнажены в сравнительно узкой, но огромной по протяженности полосе (900 × 60 км) и представлены сланцами различных ступеней метаморфизма, гнейсами и метабазальтами. Вдоль системы разломов Оуэн Стэнли в зонах шириной до нескольких километров присутствуют лавсонитовые и глаукофановые сланцы, часто зеленые сланцы с примесью глаукофана [Davies, 1971, 1977]. В хребте Оуэн Стэнли обнажаются графит-кварц-полевошпат-слюдистые сланцы с небольшим количеством мраморов, сланцев из основных пород и рассланцованных конгломератов [Davies, Smith, 1971]. Первичный состав пород отвечал туфогенным песчаникам, аргиллитам, алевролитам с обломками кварца, плагиоклаза, кислых вулканических пород и карбонатного материала. В метаморфических породах обнаружена микрофауна апта-сеномана (в северной части), а в прослоях мраморов в метабазальтах на юго-востоке полосы выходов метаморфид установлены маастрихтские планктонные фораминиферы. Возраст главной эпохи метаморфизма – ранний-средний эоцен, поскольку абсолютный возраст амфиболов из образцов роговообманковых гранулитов вблизи одного из разломов в системе Оуэн Стэнли составляет 52 ± 1 и 42 ± 4 млн. лет.

Папуаский офиолитовый пояс состоит из трех зон: ультрабазитов, габбро и базальтов. Они грубо наслоены друг на друга и наклонены в сторону Соломонова моря. Ультрабазиты залегают в основании офиолитового комплекса, они сменяются габброидами, выше следуют базальты. Падение пород восточное, северо-восточное, средний угол падения, по данным геологического картирования, порядка 30°.

Ультраосновные породы обнажаются вдоль внутренней стороны пояса на большей части его длины. В горах Бовуту (северный сектор пояса) ультрабазиты образуют тела до 20 км в ширину и до 50 км в длину. В центральной части пояса (хребты Аура-Куира и Отавиа) они образуют вытянутую в плане ленту с размера-



Р и с. 36. Схематическая геологическая карта Папуаского офиолитового пояса [Davies, 1976] 1 — аллювий; 2 — вулканические породы плиоцен-четвертичного возраста; 3 — плиоценплейстоценовые вулканические образования дислоцированные; 4 — среднемиоценовые гранодиориты; 5 — среднемиоценовые туфы и известняки; 6-8 — зоценовые породы; 6 — базальты, 7 — андезиты, 8 — тоналиты; 9—10 — меловые образования: 9 — сиалические метаморфиды, содержания иногда метабазальты, 10 — метабазальты; 11—14 — офиолиты: 11 — базальты, пиллоу-лавы базальтов, 12 — габброиды, 13 — ультрабазиты с кумулятивными (магматическими) структурами, 14 — ультрабазиты с тектоническими структурами; 15 — вулканы; а — активные, 6 — потухшие

ми 50 × 10 км. На крайнем юго-востоке пояса ультрабазиты слагают отдельные тектонические пластины мощностью 2 км. Если угол падения действительно равен 30°, то общая мощность ультраосновных пород составляет 4—В км. В основании разреза ультрабазитов залегают так называемые ультраосновные тектониты. По составу они очень однообразны, отличительной их чертой является высокая магнезиальность и обедненность литофильными элементами. Типичной породой являются гарцбургиты с жилами и неправильными телами дунитов и энстатититов. Большинство гарцбургитов представляет собой гомогенную породу, но иногда наблюдается слоистость благодаря чередованию горизонтов богатых и бедных энстатитом. Энстатитовые пироксениты образуют дайки и неправильной формы тела до 5 м в поперечнике. Следует отметить наличие также небольших даек и тел крупнокристаллических энстатитов, в которых отдельные кристаллы достигают 10 см в длину. Ультраосновные тектониты характеризуются интенсивными

5. 3ak. 905

деформациями, катаклазом, широким развитием зон дробления и милонитизации. Последние наиболее широко развиты в юго-восточной части пояса. Подобное явление связывается с развитием в этом районе надвиговых чешуй. Ультрабазиты с тектоническими текстурами и структурами составляют более 90% всех закартированных ультраосновных пород.

Верхняя часть разреза (2-5% от общего объема ультрабазитов) ультраосновных пород (кумулятивные перидотиты) характеризуется кумулятивными магматическими структурами и отличается от ультраосновных тектонитов по химизму и минералогии, причем наиболее отличительной их чертой является присутствие в породах клинопироксена. Оливин, ортопироксен, хромшпинелиды и клинопироксен представлены в кумулятивной фазе, и только в некоторых случаях тот или другой пироксен явно посткумулятивный. В посткумулятивной фазе имеется небольшое количество плагиоклаза. Мощность этих пород достигает 500 м, распространены они далеко не повсеместно и образуют изолированные выходы вдоль всего офиолитового пояса. Эти породы деформированы значительно слабее нижележащих ультрабазитов.

Большинство пород ультраосновной зоны серпентинизировано, при этом в них проявлена очень ранняя серпентинизация, предшествующая образованию габброидов [Марков, 1975]. Серпентинизация ультрабазитов усиливается с приближением к контактам с габброидами. По Х. Дэвису, кумуляты слагают переходную зону к вышележащим кумулятивным габбро.¹ М.С. Марков [1975] в северной части пояса к югу от пос. Саламауа наблюдал переходные зоны, в которых переслаиваются ультрабазиты, разнообразные габбро и анортозиты (мощность отдельных слоев несколько сантиметров). Кроме того, там же описаны постепенные переходы от мелкозернистых дунитов через троктолиты к оливиновым габбро².

Выход зоны габброидов расположен между ультрабазитами на западе и базальтами на востоке на всем протяжении Папуаского пояса. Нижнюю часть зоны габброидов слагают кумулятивные габбро мощностью до 3 км [Марков, 1975; Davies, 1977]. Часто это полосчатые крупнозернистые породы, состоящие из оливина, клино- и ортопироксена, основного плагиоклаза, редко - хромита. Подобные породы слагают до 30% от общего объема габброидов. В габброидах с кумулятивными структурами иногда наблюдается слоистость. Каждый слой состоит из темноцветных минералов внизу и плагиоклаза вверху; подобное явление описывается иногда как ритмичная или "градационная" слоистость.

Выше находятся так называемые "зернистые" габбро, слагающие большую часть габброидов пояса. "Зернистые" габброиды характеризуются большим разнообразием типов пород, среди которых преобладают гомогенные интрузивные габбро с подчиненным количеством кумулятивных габбро, габбро с ориентированными структурами (Streaky gabbro); реже встречаются крупнозернистые породы и габбро-пегматиты. Структуры пород аллотриоморфные, гипидиоморфные и гранобластовые. Сложены они основным плагиоклазом (анортит-битовнитом), орто- и клинопироксеном, иногда присутствует оливин. Магматическая роговая обманка редка. Непрозрачные окислы железа и сульфиды отсутствуют в большинстве типов пород, но в крупнозернистых разностях они слагают до 10% от объема породы. Акцессорные хромит и рутил иногда отмечаются в кумулятивных габбро. В "зернистых" габброидах широко развиты деформации.

Венчают разрез габброидного комплекса офитовые "верхние" габбро. Они характеризуются субофитовыми и офитовыми структурами, размер зерен обычно 1-2 мм, сложены породы авгитом (гиперстеном), битовнитом (лабрадором), в редких случаях присутствует роговая обманка, кварц, кислый плагиоклаз. Акцессории — титано-магнетит. Как отмечал М.С. Марков, эти породы сильно напоминают те образования, которые выделяются в других районах как габбро-диабазы³. "Верхние" габбро, как полагает Х. Дэвис, слагают переходную зону от габброидов к вышележащим эффузивам. Мощность их достигает 1 км.

Общая мощность габброидного комплекса составляет приблизительно 7 км. Определения абсолютного возраста по двум образцам габбро (по валу и плагио-

В целом контакт ультрабазитов с габброидами в Папуа Новой Гвинее может быть трех типов, интрузивным (габбро прорывают ультрабазиты), тектоническим и переходным от ультрабазитов-кумулятов к габброидным кумулятам. ² Фрагменты подобных переходов имеют место и в Восточно-Сахалинских горах, например

в Березовском массиве (см. выше).

³ Таковы, в частности, габбро-диабазы Прибрежного массива в Восточном хребте п-ова Шмидта на Сахалине (см. выше).

клазу) дают значения 147—150 млн. лет. В целом породы габброидной зоны деформированы незначительно (за исключением "зернистых" габбро), но сильная трещиноватость указывает на то, что они подверглись стрессу. Полосчатые габбро обычно обнаруживают признаки скольжения вдоль прослоев, богатых оливином.

Вторичные изменения габброидов незначительны. Только небольшая их часть уралитизирована и соссюритизирована. В оливиновом габбро оливин, как правило, серпентинизирован, по плагиоклазу развивается гидрогроссуляр и пренит.

Граница между зоной габбро и базальтовой зоной проводится по смене офитовых габбро базальтами и долеритами. В отдельных случаях граница между габбро и базальтами хорошо дешифрируется по аэрофотоснимкам и топографическим картам — для базальтовой зоны характерен резко расчлененный рельеф с характерными утесами и острыми гребнями хребтов с вогнутыми склонами. Контакт обычно падает на восток под углом 30°. В северной части пояса, в горах Бовуту, базальтовые пиллоу-лавы вблизи контакта залегают почти горизонтально. В одной из статей, посвященных тектонике Папуасского офиолитового пояса, X. Дэвис [Davies, 1977] в переходной зоне от габброидов к базальтам выделяет комплекс параллельных даек (Sheeted dyke complex) мощностью около 1 км.

Базальтовая зона протягивается на всю длину Папуаского пояса, частично она перекрыта среднемиоценовыми и более молодыми вулканическими и осадочными породами. Радиометрические данные по пироксенам из базальтовой лавы определяют ее возраст в 117 млн. лет (нижний мел). В северной части пояса в мергелях, ассоциирующих с пиллоу-лавами, обнаружены деформированные планктонные фораминиферы (Globotruncana) позднемелового возраста (маастрихт). Средняя мощность базальтовой зоны, если принять восточные падения под углом 30° составляет 4 км [Davies, 1977]. Нижняя часть разреза сложена массивными долеритами и базальтами. В разрезе зоны в целом доминируют пиллоу-лавы, по составу отвечающие базальтам и спилитам. Мощность отдельных потоков 5-6 м. Встречаются прослои автомагматических брекчий, гиалокластитов и известковистых песчаников. Выше по разрезу изредка наблюдаются кератофиры, а в северной части пояса, в горах Бовуту, кверху увеличивается содержание дацитовых лав и туфов. Еще севернее дациты составляют 50% разреза; в других районах пояса дациты отсутствуют. Вторичные изменения базальтов выражены в уралитизации, хлоритизации, соссюритизации, альбитизации. Большую часть этих изменений Х. Дэвис связывает с подводным выветриванием пород. Базальты не подвергались региональному метаморфизму в фациях выше цеолитовой, за исключением тех базальтов, которые находятся в надвиговых чешуях в основании офиолитового комплекса. Метаморфизм в подобных случаях представлен пренит-пумпеллитовой фацией, а вдоль разломов системы Тимено (средняя часть пояса) – фациями до зеленых сланцев, амфиболитов и гранулитов. По составу базальты отвечают кварцевым толеитам с аномально низкими содержаниями K₂O [Davies, 1977].

Тоналиты (роговообманково-кварцевые диориты) прорывают породы зон габброидов и базальтов в виде штоков до 5 км в поперечнике. Они обычно локализованы на контакте габбро и базальтов. Тоналиты датируются эоценом (50– 55 млн. лет) и, как полагает Х. Дэвис, не связаны генетически с другими породами офиолитового комплекса. Однако для некоторых мелких тоналитовых штоков принимается меловой возраст и предполагается, что тоналитовая магма представляла собой межкумулятивную жидкость от габброидных кумулятов.

Согласно Х. Дэвису, габбро, базальты и самая верхняя часть ультрабазитов с кумулятивными структурами образовались в единой магматической камере. Ультрабазиты, не имеющие кумулятивных структур (ультраосновные тектониты), являются обычными альпинотипными перидотитами (реститом – твердым остатком после выплавки из пиролита базальтов). Они и представляют домеловую верхнюю мантию. М.С. Марков [1975] отмечал имеющиеся трудности в объяснении существенных различий в химизме ультрабазитов, габброидов и базальтов простой дифференциацией единого очага; для габброидов он принимал метасоматическое происхождение. Х. Дэвис [Davies, 1971] показал, что комплекс пород Папуаского пояса сходен со средиземноморскими офиолитами, альпинотипными перидотит-габбровыми комплексами и породами океанического дна, обнаруженными при драгировках.

Анализ диаграмм AFM для офиолитовой ассоциации Папуа Новой Гвинеи показывает, что по химизму отдельных типов пород данная ассоциация относится к неполно дифференцированным офиолитовым ассоциациям со щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадии эволюцией составов по М.С. Маркову и др. [1977] (рис. 37).



Во время 17-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" автору удалось побывать в геологических экскурсиях в северном секторе офиолитового пояса, у подножия гор Бовуту, по рекам Буяси и Сайя и на побережье к югу от пос. Саламауа. В валунах и гальке аллювия рек Буяси и Сайя широко представлены породы ультраосновной зоны, среди которых выделяются полосчатые деформированные слабосерпентинизированные гарцбургиты, относимые Х. Дэвисом к ультраосновным тектонитам (некумулятивные члены разреза первичной верхней мантии). Полосчатость в них создается за счет обогащения отдельных полос энстатитом, ширина полос несколько сантиметров). Распространены также полосчатые лерцолиты (по Х. Дэвису, авгит-оливин-гиперстеновые кумуляты), верлиты, серпентинизированные дуниты и энстатиты, аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. Средне- и мелкозернистые вебстериты, очень свежие по облику, представляют в основном жильные образования. Для верлитов характерны пятнистые ("оспенные") текстуры — крупные таблицы клинопироксена содержат мелкие пойкилитовые включения оливина.

Породы габбровой зоны наблюдались не только в аллювиальных валунах, но и в коренных обнажениях морского берега южнее Саламауа. На контакте верлитов и оливиновых габбро развиты плагиоклазсодержащие перидотиты, переходящие в троктолиты. Морфология этой переходной зоны меняется от прожилковоинъекционной (плагиоклаз-оливин-бронзитовые жилки в оливин-пироксеновом субстрате) до полосчатой с возрастанием количества плагиоклаза от ультрабазитов к габбро. На отдельных участках переходной зоны наблюдались складки течения. Габбро-нориты, как правило, очень свежие, представляют собой мелко- и среднезернистые массивные породы, часто с линейной ориентировкой минералов. В редких образцах из речных валунов отмечались актинолитизированные габбро. Офитовые роговообманковые габбро с такситовой текстурой встречены в валунах р. Сайя.

Большинство исследователей принимают, что офиолитовый комплекс Папуа представляет собой юрско-меловую океаническую кору и верхнюю мантию, надвинутые на меловые осадки северной части Австралийского континента в раннем или среднем эоцене [Davies, 1971, 1977; и др.]. Рассмотрим вкратце основные доводы в пользу аллохтонного положения Папуаского офиолитового пояса.

По данным геологического картирования и дешифрирования аэрофотоснимков, весь комплекс в целом наклонен в восточном, северо-восточном направлыни в сторону Соломонова моря под углом 30° (разрезы в горах Бовуту и в хребте Аура-Куира, северная и центральная части пояса соответственно). Данные магнитометрии также говорят о существовании пластины ультраосновных пород, падаю-щей на северо-восток под углом 20–30° [Davies, 1977]. На погружение Папуаского пояса по направлению к Соломонову морю указывают и аномалии Буге. Низкие значения совпадают с выходами сиалических метаморфических пород, а высокие связаны с выходами ультрабазитов. Наблюдается последовательное смещение все более высоких аномалий в сторону моря (гравитационные максимумы расположены восточнее выходов ультрабазитов), а это определяется падением ультраосновных тел в ту же сторону. Вычисленные углы падения составляют 20-30° [Milsom, 1973; Davies, 1971]. Угол в 13-25° был подсчитан при составлении сейсмической модели, учитывающей данные магнитометрии и гравиметрии [Finlayson et al., 1977]. При решении прямой задачи магнитометрии по наблюденным профилям в районе вулкана Маунт Ламингтон был получен еще меньший угол — всего 9° [Finlayson, Drummond et al., 1976].

На геологической карте Папуа в масштабе 1 : 1 000 000 почти на всем протяжении системы разломов Оуэн Стэнли показаны пологие падения на восток [Geology..., 1972]. Крутые падения (70° до вертикальных), отмечаемые во многих местах, обусловлены молодыми сдвигами и сбросами, наложенными на систему пологих надвигов [Davies, 1971, 1977]. В основании плоскости надвига на отдельных участках в системе разломов Оуэн Стэнли закартированы глаукофанпавсонитовые сланцы (см. выше), являющиеся индикаторами высоких давлений, возникающих при надвигании. Время надвигания устанавливается по возрасту главной эпохи метаморфизма в хребте Оуэн Стэнли (ранний—средний эоцен), связанной с тектоническим становлением офиолитов. Данные ГСЗ, полученные в последнее время, указывают на существование ниэкоплотностного материала под более плотными мантийными образованиями аллохтона в пределах восточной части пояса и в смежных районах Соломонова моря [Finlayson et al., 1977] (рис. 38).

По геологическим данным, мощность базальтов и габбро (коровых слоев офиолитового комплекса) на востоке Папуа 8–10 км.

Данные же сейсмических исследований [Finlayson et al., 1977] дают мощность

коры в районах, прилегающих к побережью Соломонова моря и мористее выходов офиолитов, около 20 км. Отсюда Х. Дэвис [Davies, 1977] делает вывод, что либо мощность коры неверно определена, либо кора значительно толще под водами Соломонова моря, в районах непосредственно прилегающих к офиолитовому поясу. Увеличение мощности коры на 10 км этот исследователь объясняет существованием гипотетической палеоцен-эоценовой островной дуги в этом районе с последующими эпизодами вулканической активности в олигоцене и миоцене или тем, что юрско-меловая океаническая кора была толще. Возможность увеличения мощности коры за счет тектонического сдваивания (чешуйчатого строения) разреза офиолитов при сжатии, сопровождающем шарьирование, высказанная Д. Финлайсоном [Finlayson et al., 1977], Х. Дэвисом отвергается. Тем не менее при тектоническом становлении (шарьировании) такого крупного офиолитового пояса неминуемо должны происходить тектоническое скучивание масс, формирование чешуйчатой структуры офиолитового аллохтона, в чем можно убедиться на многочисленных примерах (Новая Каледония, Ньюфаундленд, Оман, Восточный Сахалин и т.д.). В работах самого Х. Дэвиса [Davies, Smith, 1971; Davies, 1971] имеются указания на чешуйчатое строение зоны разломов Оуэн Стэнли. В южной и юго-восточной частях пояса отмечаются отдельные субгоризонтальные пластины ультрабазитов (см. выше); на восточном ограничении офиолитового пояса также закартированы пластины ультрабазитов [Milsom, 1973]. Широкое развитие зон дробления и милонитизации в ультраосновных тектонитах указывает на чешуйчатое строение толщи ультрабазитов [Davies, 1971]. В пределах пояса никем не были описаны образования серпентинитового меланжа, являющиеся в какой-то степени индикаторами чешуйчатого строения. Тем не менее в публикациях Х. Дэвиса можно найти указания на то, что зоны меланжа здесь имеются.

От разломной системы Оуэн Стэнли в ее средней части отходит, а затем вновь присоединяется крупная разломная зона Тимено. Между ними зажата чешуя, сложенная в основном базальтами. Обе разломные системы маркируются участками тектонических брекчий шириной 100-500 м. Брекчии зоны Тимено в северной части состоят из рассланцованных серпентинитов; в других районах они включают в себя блоки амфиболитов и гранулитов. Кроме того, между ультрабазитами, габбро и базальтами часто отмечаются тектонические контакты. С разломной зоной Тимено сопряжен левосторонний сдвиг Гира, смещение по которому достигает 90 км. К нему приурочена полоса зеленосланцевых милонитов до 1,5 км шириной. Имеются указания на существование серпентинитовых оторочек в основании офиолитового комплекса Папуа [Coleman, 1971; Богданов, 1978]. Левосторонние сдвиги имели место в плиоцене и, по мнению некоторых исследователей, связаны со спредингом во впадине Вудларк в Соломоновом море [Milsom, 1970; Luyendyk et al., 1973; Curtis, 1973]. Крупные сдвиги вообще характерны для тектоники региона. Это иллюстрирует составленная Х. Дэвисом и Д. Ивесом [Davies, Ives, 1965] схема строения архипелага Д'Антрекасто, расположенного севернее Восточного Папуа. Эти авторы полагают, что метаморфические породы и ультрабазиты островов Д'Антрекасто переместились по поперечному сдвигу на 105 км в северо-восточном направлении от Восточного Папуа. Перемещение имело место непосредственно к северо-западу от гор Горупу, где система разломов Оуэн Стэнли смещена на 45 км к северо-востоку. Таким образом, разломы, ограничивающие куполовидные структуры островов Гуденоф и Фергуссон, являются частями системы разломов Оуэн Стэнли. Архипелаг Луизиада также является перемещенным продолжением метаморфического пояса Оуэн Стэнли.

Итак, согласно Х. Дэвису, офиолитовый комплекс Папуа представляет собой океаническую кору и верхнюю мантию именно в смысле принадлежности к крупной океанической структуре. Но, как отмечал Дж. Милсом [1977], наиболее сильный аргумент в пользу данной гипотезы — это слабость альтернативных представлений. В литературе уже давно высказывалось мнение, что офиолитовый комплекс Папуа представляет собой кору и верхнюю мантию окраинного моря [Karig, 1972; Milsom, 1973; Finlayson et al., 1977; Колман, 1979]. К такому же выводу пришел и Ж. Обуэн [Davies, 1976]. Автор также полагает, что формирование и тектоническое становление Папуаского офиолитового пояса взаимосвязано с образованием впадины Соломонова моря [Разницин, 1975].

Данные геофизических исследований указывают на то, что офиолиты Папуа являются прямым продолжением коры и мантии Соломонова моря [Finlayson et al., 1977; Davies, 1977]. В центральной части Соломонова моря глубины около 4,5 км, мощность коры 5–7 км, а с приближением к обрамляющим его островам увеличивается до 10 км; увеличение мощности происходит за счет утолще-


Р и с. 39. Схема расположения основных структурных элементов региона Восточного Папуа и прилегающих акваторий [Finlayson, 1977]

ния "базальтового" слоя [Сузюмов, 1977]. Кора в центральной части Соломонова моря по структуре и мощности близка к нормальной океанической и покрыта слоем осадков мощностью до 1 км; мантия характеризуется аномально низкими значениями скоростей продольных сейсмических волн — 7,7—8,0 км/с [Karig, 1972; Finlayson, Muirhead et al., 1976; Милсом, 1977]. Скорость распространения объемных продольных волн, вызванных землетрясениями по периферии Соломонова моря, в пределах акватории в интервале глубин 35—65 км имеет пониженное значение. Это означает, что литосфера этого региона очень тонкая и сходна с литосферой срединно-океанических хребтов [Sundaralingam, 1978].

Высокие значения теплового потока (2-3 е.т.п.) в сочетании с сильно расчлененным рельефом дна, наличием глубоких грабенов согласуются с представлением о недавнем образовании земной коры во впадине [Милсом, 1977]. Профили НСП, пересекающие глубоководную часть Соломонова моря, показывают необычно сильную расчлененность рельефа дна и поверхности акустического фундамента [Finlayson, Muirhead et al., 1976]. Учитывая приведенные геофизические данные, вполне можно предположить, что впадина Соломонова моря сформировалась в результате растяжения земной коры. Возможность подобного процесса не отрицается Х. Дэвисом [Davies, 1977] и была высказана Д. Каригом [Karig, 1972]. Соответственно возраст формирования впадины согласно этим исследователям поздний эоцен—олигоцен и среднетретичный. Д. Финлайсон [Finlayson et al., 1977] подметил совпадение зон положительных гравитационных (Тробриандский гравитационный максимум) и отрицательных магнитных аномалий над северным окончанием так называемой платформы Тробрианд (мелководный район в западной части акватории Соломонова моря, непосредственно севернее архипелага Д'Антрекасто) (рис. 39). Совершенно аналогичная картина распределения и характера гравитационного и магнитного полей имеет место над Папуаским офиолитовым поясом. Отсюда был сделан вывод о существовании здесь погребенного офиолитового пояса, сходного по размерам и времени тектонического становления с Папуаским офиолитовым поясом и отделенного от него в процессе растяжения земной коры в районе "платформы Тробрианд". С равным основанием, учитывая, что движение масс при формировании офиолитовых аллохтонов Папуа происходило в направлении с востока на запад, можно думать, что зона Тробриандского гравитационного максимума является корневой для Папуаского пояса.

Остров Новая Гвинея расположен в пределах широкого мелководного шельфа Арафурского моря, который соединяет его с Австралийским континентом [Богданов, 1975]. Глубина моря и Торресова пролива, разделяющих Австралию и Новую Гвинею, нигде не превышает 200 м, а строение земной коры здесь такое же, как на континенте. Геологическими исследованиями установлено, что самая близкая к Австралии юго-западная часть о-ва Новая Гвинея имеет с ней много общего и относится к эпипалеозойской платформе Австралии [Марков, 1975]. Сейчас, наверное, общепринято мнение, что п-ов Папуа занял свое современное положение в результате дрейфа на север относительно Австралийского материка при раскрытии Кораллового моря. Существование линейных магнитных аномалий в глубоководной части моря в совокупности с присутствием океанической коры и сравнительно малой мощностью осадочного чехла указывает на то, что впадина Кораллового моря представляет собой рифтовое новообразование [Милсом, 1977]. Дж. Гарднер сделал вывод об ее позднезоценовом-раннеолигоценовом возрасте [Gardner, 1970]. Х. Дэвис [Davies, Smith, 1971] полагает, что формирование данной структуры началось значительно раньше, по крайней мере в позднем мелу. Скв. 287, пробуренная в глубоководной котловине Кораллового моря, на глубине 236,7 м вошла в базальты, перекрытые нижнезоценовыми карбонатными осадками [Andrews et al., 1975]. Линейные магнитные аномалии в настоящее время датированы палеоценом (60—56 млн. лет) [Weissel, Watts, 1979].

В северо-западной части Кораллового моря (район окраинного плато Истерн Филдэ) земная кора имеет субконтинентальный характер, мощность ее 22 км. Этот район отделяется от п-ова Папуа зоной с мощностью коры 18 км. Утонение коры в районе трогов Ауре и Морсби интерпретируется как зона растяжения. Растяжение коры предполагается в раннем зоцене, т.е. по времени совпадает с шарьированием офиолитового комплекса Папуа [Finlayson et al., 1977].

Ранее различными исследователями предлагались разные механизмы тектонического становления Папуаского офиолитового пояса, но в основе всех построений лежала гипотеза новой глобальной тектоники. Формирование офиолитовых аллохтонов в этих схемах рассматривается в связи с движением крупных литосферных плит — Австралийской и Тихоокеанской [Davies, 1971, 1977; Колман, 1974; Dewey, Bird, 1971; Karig, 1972, Brookfield, 1977; и др.]. Пожалуй, только в одной работе [Rod, 1974] ставится под сомнение существование надвинутой плиты океанической коры и верхней мантии, имеющей восточные падения, а надвиговая эона Оуэн Стэнли трактуется как система крутых сбросов. Но и в данном случае исходной посылкой является тектоника плит.

Приведенное выше описание структурных особенностей Восточного Папуа позволяет прежде всего сделать вывод, что во второй половине кайнозоя этот регион претерпел сильное тектоническое сжатие. В результате этого сжатия здесь образовались крупные надвиговые и сдвиговые структуры. Сжатие, в процессе которого только и могло происходить шарьирование крупных масс офиолитов, коррелятивно связано с растяжением земной коры в пределах Соломонова моря. Эпоха доорогенного становления офиолитового комплекса Восточного Папуа, по крайней мере его габбровой части, началась в средней-поздней юре (радиогенные датировки габброидов – 147–150 млн. лет). Можно предположить, что в дальнейшем формирование комплекса параллельных даек и верхней эффузивной части офиолитового разреза происходило при прогрессирующем растяжении земной коры в районе впадины Соломонова моря по схеме, предложенной А.Л. Книппером [1978] (см. выше). Начавшийся в позднем мелу (?) - палеоцене рифтогенеэ в Коралловом море привел к отрыву сиалического блока юго-западной части Новой Гвинеи от континентального массива Австралии и движению его в северо-восточном направлении. Вследствие столкновения сиалического и океанического блоков создались условия сильного горизонтального сжатия. В юго-западной части Соломонова моря, в районе Тробриандского гравитационного максимума (см. выше), образовались пологие тектонические срывы, наклоненные на восток-северо-восток. По этим срывам офиолитовые пластины в раннем эоцене были шарьированы в юго-западном направлении на континентальные структуры юго-западного Папуа. Тем самым находит свое объяснение не только аллохтонное залегание офиолитов Восточного Папуа, но и изолированное положение пояса сиалических метаморфид. (сиалического блока), весьма протяженного и окруженного с трех сторон океанической или близкой к ней по типу корой.

٤

ОФИОЛИТЫ НОВОЙ КАЛЕДОНИИ

Остров Новая Каледония, так же как п-ов Папуа, принадлежит сложной по морфологии и тектонике переходной зоне между ложем Тихого океана и Австралийским материком. Он лежит на продолжении крупного подводного хребта Норфолк.

Присутствие здесь больших площадей, занятых ультраосновными породами, установлено еще в 70-е годы прошлого века, а в 1903 г. Е. Глассер предположил, что массивы этих пород находятся в аллохтонном залегании [Avias, 1967]. Этот вывод впоследствии был подтвержден П. Рутье и Ж. Авиасом. В настоящее время офиолитовый комплекс Новой Каледонии изучен достаточно детально и широко известен в литературе [Avias, 1967, 1977; Lillie, Brothers, 1970; Brothers, Blake, 1973; Dubois et al., 1973; Гийон, 1977]. В нашей литературе он был частично описан Ю.М. Пущаровским [Пущаровский, Афремова, 1965], H.A. Богдановым [1967, 1975] и А.Е. Сузюмовым [1977].

Черты геологического строения Новой Каледонии, в сжатом виде изложенные в работах французских геологов, [Lillie, Brothers, 1970; Brothers, Blake, 1973], таковы. Фундамент острова сложен верхнепалеозойскими—мезозойскими породами, содержащими фауну перми, триаса и юры. Вдоль западного побережья распространены пермские дацитовые и риолитовые лавы и туфы с прослоями граувакковых песчаников. Выше по разрезу они сменяются триасовыми граувакковыми песчаниками с обилием обломков андезитов, переслаивающимися с темными глинистыми сланцами и реже — с известняками. Среди залегающих выше юрских отложений преобладают граувакки с небольшим количеством песчанистых известняков.

В центральной и восточной частях Новой Каледонии верхнепалеозойские-мезозойские граувакки и темные глинистые сланцы бедны фауной и объединяются в так называемую граувакковую формацию ("Formation des grauwackes"). В центральной части острова пермско-юрские образования регионально метаморфизованы, при этом степень метаморфизма различна: от пренит-пумпеллиитовых метаграувакк до зеленых и лавсонит-глаукофановых сланцев. В противоположность этому породы западной части острова характеризуются только цеолитизацией.

Мощность пермско-юрских образований в западной части острова 2–3 км, в центральной — до 15 км [Brothers, Blake, 1973]. Выше юрских пород с региональным несогласием залегают меловые образования. Наиболее обычным типом пород являются черные глинистые сланцы с небольшим количеством прослоев кварцевых песчаников и линз конгломератов. Эта толща часто не содержит фаунистических остатков, из-за чего ее трудно отличить от пермско-юрских аргиллитов, вдобавок меловые породы содержат лавсонит, как и нижележащие образования. В целом они имеют глубоководный генезис, но на западном побережье острова глинистые сланцы переслаиваются с грубозернистыми андезитовыми (иногда аркозовыми) песчаниками и конгломератами.

Эоценовые образования рассматриваются в составе двух фациальных зон. Так называемые внешние фации, или эоцен II, распространены на западном побережье Новой Каледонии, в полосе от Бюрая до Нумеи, и представлены флишем, состоящим из чередования известковистых песчаников и глинистых сланцев с редкими прослоями известняков и микробрекчий [Lillie, Brothers, 1970]. Максимальная мощность флиша более 2000 м. По микрофауне толща имеет средне-позднезоценовый возраст. Средне-верхнезоценовый флиш обычно с угловым несогласием перекрывает породы триаса или юры. Во многих случаях сенонские глинистые сланцы перекрыты этим флишем без видимого несогласия.

Внутренние фации, или эоцен I, распространены по всей длине острова восточнее выходов флиша. Эта толща включает в себя три основных литологических подразделения (сверху вниз) : вулканический флиш, содержащий прослои туфов и лав, глобигериновые известняки с нуммулитами и тонкослоистые фтаниты черного цвета. Эти образования залегают согласно на меловых отложениях и по определениям микрофауны имеют в верхней части позднезоценовый возраст. Для низов разреза принимается раннезоценовый возраст. Мощность толщи в южной части острова, в районе Нумеа, 1000 м, в северной, к востоку от Коумак — несколько километров.

Эоценовые отложения повсеместно смяты в складки и разбиты разломами, при этом наиболее сильно нарушена толща эоцен I, в которой отмечаются опрокинутые изоклинальные складки, обилие надвигов и сбросов, интенсивный кливаж. Вдоль западного побережья острова установлены так называемые покровы скольжения ("gliding nappes") [Гийон, 1977] средне-позднезоценового возраста. Вероятно, из-за сложной покровной тектоники в трактовке стратиграфии эоценовых отложений нет единства мнений [Lillie, Brothers, 1970; Brothers, Blake, 1973; Avias, 1977; Гийон, 1977].

На отдельных участках на западе и востоке острова отмечаются горизонтально лежащие миоценовые осадочные породы. В нижней части миоценовых слоев описаны подводно-оползневые складки.

Новокаледонский офиолитовый пояс протягивается в северо-западном направлении в соответствии с простиранием самого острова, от его южной до северной оконечности на расстояние около 350 км при ширине 20–30 км. Породы офиолитового комплекса обнажаются на площади 8000 км² и занимают более 40% всей территории острова (рис. 40). Они слагают серию крупных покровных пластин, залегающих на пермско-юрских и мел-эоценовых породах, и, кроме того, являются составными частями серпентинитового меланжа. На Новой Каледонии отсутствуют полные ненарушенные разрезы офиолитов. Офиолитовый комплекс представлен в основном ультрабазитами и базальтами, в небольших количествах с ультрабазитами ассоциируют алливалиты, нориты, пироксеновые габбро, габбро, диориты и плагиограниты.

Ультрабазиты условно разделяются на три группы [Brothers, Blake, 1973]. Крупный (более 4000 км²) Южный ультрабазитовый массив протягивается в юговосточной части острова на расстояние 200 км при ширине 30 км на юге и около 10 км на севере. Этот массив представляет собой субгоризонтальную пластину мощностью не более 1 км, слегка наклоненную в северо-восточном направлении [Гийон, 1977] (рис. 41)⁴. По гравиметрическим данным пластина имеет мощность около 1000 м в западной части, полого падает на северо-восток, увеличиваясь в мощности по падению, и затем круто погружается сразу за восточной береговой линией на глубину 8–10 км, где аномалии Буге достигают значений +170 мгл [Lillie, Brothers, 1970].

Автохтоном для пластины ультрабазитов служат пермские риолитовые и дацитовые вулканиты, мел-эоценовые осадочные породы и базальты. Основание пластины сложено серпентинитовым меланжем или рассланцованными серпентинитами, по описаниям Ж. Авиаса и Р. Колмана [Avias, 1967, 1977; Coleman, 1971]. Породы автохтона интенсивно тектонизированы и брекчированы, при этом отмечается вергенция складок в западном направлении. Базальная зона на контакте с автохтоном представляет собой толщу сильно рассланцованных и тектонизированных зеленых серпентинитов с округлыми и угловатыми включениями массивных серпентинитов и подстилающих пород. Рассланцевание во вмещающих серпентинитах параллельно контакту. Мощность этой зоны колеблется от нескольких десятков метров до нескольких десятков сантиметров. Выше базальной зоны залегают серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, в которые закатаны блоки и глыбы габброидов, амфиболитов и хромитов. Верхняя часть пластины сложена массивными породами, среди которых выделяются два петрографических комплекса [Гийон, 1977; Avias, 1977]. Первый — так называемая главная ультраосновная масса ("main ultramafic mass"), представленная преимущественно гарцбургитами, часто полосчатыми за счет неравномерного содержания энстатита по отдельным направлениям. Гарцбургиты состоят из оливина, энстатита и хром-Шпинели, вариации минерального состава незначительны, плагиоклаз и клинопироксен отсутствуют. Хромшпинель присутствует в виде акцессорного минерала в серпентинизированных гарцбургитах и слагает линзовидные залежи, часто имеющие экономическое значение [Rodgers, 1973а]. Повсеместная интенсивная тектонизация пород, вплоть до образования чашуйчатой структуры толщи гарцбургитов, весьма характерна для этой части пластины. Второй комплекс – секущие тела ("dunite gabbroic bodies") - расположен под прямым углом к полосчатости в гарцбургитах. В верхних частях этих тел дуниты постепенно переходят в габбронориты и анортозиты за счет появления и увеличения роли плагиоклаза и клинопироксена. Обогащение этими минералами происходит по отдельным направлениям, из-за чего породы отчетливо полосчаты. Комплекс основных-ультраосновных пород массива прорван дайками и штоками тоналит-гранодиоритов, комагматичных с ультрабазитами [Rodgers, 19736] и являющихся, таким образом, принадлежностью офиолитового комплекса. Определение абсолютного возраста (Rb-Sr метод) гарцбургитов (?) Южного массива дает древнее значение – 730 млн. лет [Гийон, 1977].

⁴ С аллохтонными пластинами ультрабазитов связаны крупные латеритные месторождения силикатно-никелевых руд [Колман, 1979; и др.].



Массивы ультрабазитов в западной части острова расположены в виде цепи, параллельной западному побережью. Они также представляют собой тонкие, около 500 м по мощности, тектонические пластины, обычно находящиеся на толеитовых базальтах с шаровой отдельностью палеогенового возраста, и значительно реже — на мел-эоценовых осадочных породах [Lillie, Brothers, 1970; Brookfield, 1977; Гийон, 1977]. Подошва пластин субгоризонтальна или слегка наклонена на юго-запад. Пластины сложены гарцбургитами, дунитами и пироксенитами, обычны полосчатые разновидности пород. В основании пластин, так же как и в районе Южного массива, картируется серпентинитовый меланж, или, во всяком случае, нижняя часть их всегда сложена рассланцованными серпентинитами, образующими сплошной покров мощностью до нескольких сотен метров [Avias, 1967, 1977; Гийон, 1977; Coleman, 1971]. На основании детального изучения нижних контактов ультрабазитовых пластин, включая сюда и Южный массив, Ж. Авиас [Avias, 1977] составил блок-диаграмму, на которой отразил все основные особенности внутреннего строения пластин и зон контактов с подстилающими образованиями (рис. 42). Считается, что ультрабазиты западного побережья являются перемещенными фрагментами Южного массива. Перемещение по типу правого сдвига предполагается на расстояние в 150 км [Brothers, Blake, 1973; и др.].

Всюду на Новой Каледонии ультрабазиты слагают самые верхние части гор (высоты здесь не превышают 1640 м) [Удинцев, 1972]. Мощности ультрабазитовых пластин не превышают 500–600 м, насколько об этом можно судить по профилю, приведенному в статье Ж. Гийона - [1977].

Как уже отмечалось ранее, ультрабазиты почти всюду подстилаются толеитовыми базальтами, которые рассматриваются в составе так называемой вулканогенно-осадочной формации [Avias, 1967, 1977], или картируются как толща палеогеновых базальтов [Lillie, Brothers, 1970]. В состав этой толщи, кроме толеитовых базальтов с шаровой отдельностью, входят радиоляриты, красные аргиллитовые глины, кремнистые сланцы, туфы, фораминиферовые известняки, т.е. типично океанические образования. Возраст толщи до сих пор точно не установлен. Полагали, что она относится к монтскому ярусу (основание палеоцена) [Гийон, 1977]. Абсолютный возраст базальтов (К-Аг метод) 38 ± 1,5 млн. лет [Avies, 1977; Brothers, 1974]. В одной из публикаций возраст толщи устанавливается



Рис. 41. Геологический разрез через Новую Каледонию [Гийон, 1977]

1 — базальты; 2 — эоценовые осадочные породы; 3 — верхнемеловые формации; 4 — формация граувакк, триас-юра; 5 — пермские пестрые туфы; 6 — массивы ультраосновных пород и тела серпентинитов; 7—8 — аргиллиты, песчаники, конгломераты, верхний мел; 9 — диориты; 10 — метаморфические сланцы и граувакки; 11 — кварцевые диориты

как поздний мел по находкам фауны, определения же абсолютного возраста базальтов дают значения 59—42 млн. лет (K-Ar метод) [Brookfield, 1977]. Находки раковин иноцерамов в осадочных прослоях среди базальтов могут указывать на более широкий стратиграфический интервал [Brothers, Blake, 1973]. Здесь следует отметить, что определения абсолютного возраста подводных базальтов K-Ar методом часто дают сильно омоложенный возраст, более чем в 2 раза по сравнению с возрастом, установленным палеонтологическими методами [Йено и др., 1976]. Таким образом, возраст "вулканогенно-осадочной формации", скорее всего, отвечает позднему мелу-началу палеоцена.

Многие исследователи, отмечая постоянное сонахождение базальтов с ультрабазитами, полагают, а в настоящее время это можно считать доказанным, что "вулканогенно-осадочная формация", так же как и ультрабазиты, находится в аллохтонном залегании, слагая серию надвиговых пластин под ультрабазитами [Гийон, 1977; Avias, 1977; Brookfield, 1977].

И, наконец, третья группа ультраосновных пород приурочена к полосе серпентинитового меланжа (10—30 × 180 км), протягивающейся от северного окончания Новой Каледонии в юго-восточном направлении (рис. 43). Зона меланжа маркирует северный край надвиговой системы, тесно связанной с зоной метаморфид высоких давлений (см. ниже) [Brothers, 1974]. Меланж состоит из сильно рассланцованных серпентинитов, в которые погружено большое количество блоков и пластин долеритов, базальтов с шаровой отдельностью, кремнистых сланцев, аргиллитов, метаграувакк, лавсонит-глаукофановых сланцев, объединенных под общим названием офиолитового меланжа [Brothers, Blake, 1973; Brothers, 1974]. Структурно полоса меланжа состоит из серий круто падающих на юг чешуй и рассматривается как часть океанической коры и верхней мантии, подстилающей пермско-юрские и мел-палеоценовые толщи. Детально изученный северный край полосы меланжа представляет собой пакет тонких чешуй, вытянутых в северозападном направлении, варьирующих по ширине выходов от десятков до сотен метров.

Севернее полосы серпентинитового меланжа, с северо-запада на юго-восток, параллельно ей и основным структурам острова протягивается пояс метаморфических сланцев высоких давлений (170 × 25 км). Образование этих сланцев связывается с метаморфизмом мел-эоценовых осадков и вулканитов, обусловленным надвиганием ультрабазитовых пластин западного побережья Новой Каледонии [Brothers, 1970]. По мере удаления от контакта с ультрабазитами на восток закартированы три метаморфические зоны: арагонит-лавсонитовая, кальцит-лавсонитовая и кальцит-лавсонит-глаукофановая. Арагонит-лавсонитовая зона (минеральная ассоциация наиболее высокого отношения *P*/*T*) расположена непосредственно под ультрабазитами и занимает наиболее высокое стратиграфическое положение из этих трех зон. Другими словами, под ультрабазитовыми пластинами в результате их становления сформировался своеобразный "ореол давления". Абсолютный возраст голубых сланцев отвечает олигоцену-нижнему миоцену (38–21 млн. лет).

Ж. Авиас [Avias, 1977] полагает, что крупные массивы ультраосновных пород в юго-восточной и западной частях острова являются эрозионными останцами существовавшего ранее обширного ультрабазитового покрова. Того же мнения придерживается Ж. Гийон [1977], отмечая многочисленные тектонические останцы — клиппы, разбросанные по всему острову. Корневая зона этого покрова предполагается вдоль крупной гравитационной аномалии, находящейся непосредственно у северо-восточного побережья, восточнее Южного массива (см. выше).



В более поздних работах ультраосновной пояс в западной части острова рассматривается как перемещенная по крупному правому сдвигу часть Южного массива [Brothers, Blake, 1973; и др.]. Основными аргументами в пользу данного предположения являются петрографическое сходство пород, слагающих отдельные тектонические пластины, аналогичный "перевернутый" разрез офиолитов (базальты под ультрабазитами). Последнее устанавливается по таким косвенным признакам, как обратная полярность отдельностей в шаровых лавах, и по наличию дунитовых ядер и хромититовых зон в верхних частях ультрабазитовых пластин.

Имея в виду сложную чешуйчатую структуру пластин офиолитов и отсутствие достаточно развитой габбровой части разреза, на наш взгляд, правильнее было бы базальтовую и ультрабазитовую части нарушенного офиолитового разреза рассматривать в качестве отдельных пластин.

Вопрос о времени тектонического становления офиолитов на Новой Каледонии в настоящее время разрешается не однозначно. Р. Бразерс и М. Блэйк [Brothers, Blake, 1973] полагают, что ультрабазиты трех описанных выше групп имеют различный возраст становления: Южный массив был надвинут на южную часть Новой Каледонии с северо-востока в позднем эоцене; формирование зоны серпентинитового меланжа в северной части острова происходило в олигоцене; офиолитовые пластины западного побережья являются фрагментами крупного южного покрова, перемещенными по региональному правому сдвигу в послеолигоценовое время. В более поздней работе один из этих исследователей принимает позднеолигоценовый возраст становления офиолитов в южной части острова на том основании, что офиолиты перекрывают по надвигу шток гранодиоритов, возраст которых 32 ± 3 млн. лет [Brothers, 1974]. Олигоцен-раннемиоценовый возраст (38–21 млн. лет; см. выше) высокометаморфизованных голубых сланцев, по мнению Р. Колмана [Coleman, 1971], можно указывать на время обдукции офиолитов на обращенный к Тихому океану край Новой Каледонии.

Обломки ультрабазитов в больших количествах присутствуют в миоценовых отложениях, а впервые появляются, по-видимому, в эоценовых породах [Lillie, Brothers, 1970]. Обломки ультрабазитов и базальтов обнаружены в верхнеэоценовом флише в западной части острова [Brookfield, 1977]. Ультрабазит-базальтовые пластины здесь надвинуты на средне-верхнеэоценовые осадки. Вдоль западного побережья развиты так называемые покровы скольжения ("gliding nappes") позднеэоценового (?) возраста [Гийон, 1977], а М. Брукфилд [Brookfield, 1977] отмечает, что флишевый разрез среднего зоцена здесь перекрыт другим флишем, содержащим обломки базальтов, метаморфических пород и фрагменты нижнеоэоценовых кремнистых сланцев. Более подробные описания подобной толщи отсутствуют, но можно думать, что это ни что иное, как олистострома. Таким образом, наиболее вероятное время становления офиолитовых аллохтонов – поздний зоцен—олигоцен.

Офиолиты Новой Каледонии практически всеми исследователями рассматриваются как фрагменты океанической литосферы. Механизм тектонического становления офиолитов, как правило, сводится к различным модификациям гипотезы тектоники плит [Coleman, 1971; Brothers, Blake, 1973; Brothers, 1974; Brookfild, 1977].

Новая Каледония входит в систему подводных хребтов субмеридионального простирания и сопряженных с ними глубоководных впадин между Австралийским материком и системой современных островных дуг и желобов. По геофизическим данным Новая Каледония и вся система подводных хребтов региона подстилаются континентальной и субконтинентальной корой, тогда как под впадинами кора океаническая. Материалы геофизических исследований находятся в соответствии с представлениями о том, что земная кора Меланезийского региона, куда входит и Новая Каледония, подверглась расколу, при этом фрагменты континентальной коры были отделены, от Австралийского материка [Shor et al., 1971].





Рис. 42. Схематическая блок-диаграмма офиолитов Новой Каледонии [Avias, 1977]

1 – автохтон; 2 – зона брекчированных пород; 3 – зоны окварцевания и окремнения пород; 4 – включения серпентинитов в породах автохтона или в образованиях "вулканогенно-оседочной формации"; 5 – породы "вулканогенно-осадочной формации"; 6 – метаморфизованные породы "вулканогенно-осадочной формации"; 7 – линзы амфиболитов (актинолит-тремолитовых пород); 8 – секущие тела амфиболитов в толще "вулканогенно-оседочной формации"; 9 – зоны расспанцованных фиолетовых серпентинитов; 10 – тектонизированные, сильно рассланцованные зеленые серпентиниты; 11 – то же, но с глыбами серпентинизированных ультрабазитов; 12 – серпентинизированные гарцбургиты ("main ultrabasic mass"); 13 – диориты или роговообманковые габбро в гарцбургитах; 14 – верхняя часть ультраосновных пород с ритмичной попосчатостью (дунит-пироксенит-хромитит); 15 – дискордантные тела дунитов; 16 – тела габброидов; 17 – тела хромититов; 18 – платиограниты и известково-щелочные граниты; 19 – базальная плоскость надвига; 20 – другие плоскости надвигов



Рис. 43. Структурная схема Новой Каледонии [Brothers, 1974]

1 — покров ультраосновных пород; 2 — перемещенные по сдвигу массивы ультрабазитов: а — южная часть сиалического форланда, а₁ — зона меланжа, b — пояс сланцев высоких давлений; 3 — сдвиг

Рассмотрим основные черты строения окружающих Новую Каледонию акваторий (рис. 44). Узкий и длинный (100 × 1800 км), с крутыми склонами подводный хребет Норфолк протягивается в субмеридиональном направлении от Новой Зеландии⁵ до разломной зоны Д'Антрекасто. Хребет имеет северо-западное простирание в северной части, меридиональное — в центральной и северо-западное в южной. По сейсмическим данным мощность земной коры под западным побережьем Новой Каледонии 20 ± 2, под центральной ее частью 35 ± 4, под хребтом Норфолк – 20–22 км. Более половины общей мощности коры составляют слои с v_p = 2.0-6,2 км/с. "Базальтовый" слой характеризуется v_p = 6,7 км/с, на поверхности М v = 7,7÷8 км/с [Shor et al., 1971]. Хребет является продолжением структур Новой Каледонии, и ему, вероятно, присущи все особенности геологического строения этого района. Существование на хребте Норфолк интенсивных пинейных положительных магнитных аномалий (500-1500 гамм и более говорит в пользу распространения здесь пород офиолитового комплекса [Linden, 1967; Hochstein, 1973]. Некоторые авторы [Hochstein, 1973] полагают, что магнитовозмущающими телами хребта являются океанические базальты, которые перекрывают немагнитный фундамент и протягиваются в Новокаледонскую впадину. С равным основанием можно предположить, что этими телами являются не только базальты, но и ультрабазиты. Это тем более вероятно, что наиболее интенсивные аномалии соответствуют именно гребневым частям хребта, с которыми, как известно, связано распространение ультрабазитовых пластин на Новой Каледонии.

К западу от Новой Каледонии, между подводными хребтами Норфолк и Лорд-Хау, расположена узкая и длинная Новокаледонская впадина протяженностью около 2000 км при ширине 90–200 км по изобате 3000 м и с глубиной до 4000 м. Своими контурами, она повторяет ломаную линию хребта Норфолк. Дно впадины подстилается корой океанического (субокеанического) типа [Shor et al., 1941]. Под слоем неуплотненных осадков залегает слой с $v_p = 3,7$ км/с. Ниже прослеживается слой со скоростью 6,4, подстилаемый слоем со скоростью 6,9 км/с. Согласно данным сейсмического профилирования МПВ граница М установлена на глубине 10–16 км. По гравиметрическим данным поверхность верхней мантии расположена на глубине 9–18 км [Дюбуа и др., 1978]. Г. Шор высказал менение, что происхождение впадины обязано растяжению земной коры. Сходный четырехслойный разрез земной коры установлен также в Западно-Филиппинской впадине, и, как полагают некоторые исследователи [Henry et al., 1975], он свойствен структурам растяжения.

Скв. 206, пробуренная в 21-м рейсе "Гломара Челенджера", расположена в южной глубоководной части Новокаледонской впадины [Burns, Andrews, 1973]. Пробурено 734 м осадков. Скважина вошла в отложения среднего палеоцена (наннофосиловые илы и глины с небольшим количеством кремнистых пород). В позднем палеоцене—раннем эоцене отмечается небольшой перерыв в осадконакоплении, после чего опять отлагались такие же отложения. С середины среднего эоцена отмечается увеличение кремнистой составляющей с накоплением радиоляриевых известковистых илов. В начале позднего эоцена на глубине 614 м фиксируется региональное несогласие, перерыв в осадконакоплении до среднего олигоцена. В среднем олигоцене возобновилось отложение известковистых илов с прослоями аргиллитов и пеплов, продолжавшееся до позднего плейстоцена. В позднеолигоценовых образованиях отмечаются структуры подводного оползания. Участниками глубоководного бурения подчеркивается временная связь регионального перерыва (поздний эоцен—средний олигоцен) со становлением ультрабазитов на Новой Каледонии.

На профилях НСП осадочная толща четко разделяется на две пачки [Непрочнов и др., 1975]. Верхняя горизонтально-слоистая пачка несогласно залегает на однородном акустически прозрачном слое. Акустический фундамент в центральной части впадины на сейсмических записях определяется неуверенно. Общая мощность осадочной толщи до акустического фундамента достигает 1000 м. Данные наблюдений МОВ указывают на значительно большие мощности кайнозойских отложений во впадине — более 3000 м [Коган и др., 1975; Бенц, 1978]. Малая мощность толщи, пробуренной во впадине (скв. 206), обусловлена расположением забоя скважины на склоне вулканического сооружения [Бенц, 1978]. В центральной части Новокаледонской впадины установлено валообразное поднятие дна высотой 0,5 км и шириной более 70 км с довольно сложным рельефом. Этому поднятию отвечает подъем поверхности акустического фундамента

⁵ На юге хребет не связан морфологически с Новой Зеландией и отделен от нее глубинами порядка 1700 м [Удинцев, 1972].

[Коган и др., 1975]. На сейсмических профилях, пересекающих впадину, видна сложная картина, обусловленная широким развитием оползневых процессов, в том числе и в центральной части впадины. Каким образом могли возникнуть такие крупные оползни и как могли они переместиться по ровному горизонтальному дну Новокаледонской впадины на расстояние до 100 км? По мнению Ф. Бенца [1978], причина этого явления заключается в высоком содержании жидкой компоненты в осадках во время их отложения в процессе погружения впадины в сочетании с извержениями вулканов и сопровождающими их землетрясениями. Формирование впадины согласно этому исследованию происходило путем утонения земной коры при растяжении в палеогене и последующего погружения с одновременным накоплением осадков, сопровождавшимся продолжительным оползанием сильно насыщенных водой осадков со склонов хребтов Лорд-Хау и Норфолк, что привело к формированию аномально мощной осадочной глубоководной толщи в Новокаледонской впадине. Ниже приведена краткая характеристика геофизических полей в районе впадины.

Гравитационное поле в редукции Буге постепенно повышается к центру впадины до 200 мгл, что связано с небольшой мощностью земной коры под впадиной. Новокаледонская впадина характеризуется спокойным магнитным полем, в южной части пониженным, интенсивностью до 250 гамм. Низкие значения магнитных аномалий над впадиной обусловлены слабой магнитной восприимчивостью ее осадочного заполнения; расчеты показали, что магнитная восприимчивость пород фундамента впадины во много фаз больше магнитной восприимчивости осадков [Linden, 1967]. Скорее всего, породы фундамента впадины представлены базальтами, косвенным подтверждением чего являются данные магнитных и гравиметрических исследований над подводной горой Аотэа, расположенной в южной части впадины. Эти данные свидетельствуют о том, что гора сложена очень плотными и высокомагнитными породами [Davey, 1973]. Значения магнитных аномалий постепенно уменьшаются от основания восточного склона на хребте Лорд-Хау (от значений более 1000 гамм) до отрицательных у основания склона хребта Норфолк. Тепловой поток во впадине имеет несколько повышенные значения (1,32 е.т.п.) [Сузюмов, 1977].

Таким образом, приведенные геолого-геофизические данные не противоречат выводу об образовании Новокаледонской впадины при растяжении земной коры. Время начала растяжения установить точно не представляется возможным. Можно только предположить, что начался этот процесс, вероятно, в конце мела-начале палеогена. Становление офиолитовых аллохтонов западного побережья Новой Каледонии, по мнению автора, причинно связано с этим растяжением. Аналогичную точку зрения высказал М. Брукфилд [Brookfield, 1977], указав, что базальты в надвиговых пластинах на западе острова являются фрагментами литосферы Новокаледонской впадины; при этом раскрытие впадины согласно цитируемому исследователю началось в позднем мелу.

Развитие этого процесса, вероятно, происходило по следующей схеме. В период времени от конца мела до начала палеоцена растяжение земной коры во впадине сопровождалось излиянием толеитовых шаровых базальтов и образованием ассоциирующих с ними глубоководных отложений ("вулканогенно-осадочная формация", см. выше). По данным бурения к среднему палеоцену впадина уже достигла океанских глубин и здесь накапливались пелагические осадки. В период позднего эоцена-среднего олигоцена, соответствующий по времени крупному перерыву в осадконакоплении, здесь можно предполагать значительные тектонические перемещения. По-видимому, когда растягивающие напряжения превысили предел прочности литосферы, в верхах мантии произошел срыв, в результате которого фрагменты литосферы впадины — пластины "вулканогенно-осадочной формации" и ультрабазитов — были шарьированы на континентальную окраину Новой Каледонии. Подводно-оползневые структуры, установленные в толще осадков впадины, по мнению автора, есть не что иное, как олистостромовые образования, формирование которых связано с движением офиолитовых пластин. В литературе известны примеры, когда подобные структуры, по данным сейсмического профилирования, интерпретировались таким образом [Moore et al., 1976]. Во время надвигания пластин на субконтинентальные структуры Новой Каледонии автохтонные сиалические массы были вовлечены в движение по надвигам с юго-запада на северо-восток с образованием мощной зоны серпентинитового меланжа. Голубосланцевый метаморфизм в северной части острова также можно связать со становлением офиолитов в западной части Новой Каледонии [Brothers, 1970].

К востоку и юго-востоку от Новой Каледонии, ограничивая хребет Норфолк



Рис. 44. Карта-схема юго-западной части Тихого океана

с востока, расположена крупная изометричной формы Южно-Фиджийская впадина. По данным ГСЗ и гравиметрии, впадина характеризуется океаническим типом строения земной коры [Shor et al., 1971; Solomon, Biehler, 1969]. Граница М находится на глубинах 13,3 км ниже уровня моря и 9,3 км ниже поверхности дна. По мнению Г. Шора и Д. Карига, формирование впадины связано с растяжением земной коры под ней [Shor et al., 1971; Кариг, 1974]. По данным глубоководного бурения (скв. 205) [Burns, Andrews, 1973], потоки пиллоу-лав базальтов подстилают верхнеолигоценовые осадки на глубине 350 м от поверхности дна Участниками бурения при интерпретации сейсмических профилей с учетом глубин, на которых были встречены базальты, сделан вывод о позднеолигоценовом возрасте впадины; формирование ее связывается с растяжением эемной коры в тылу двигавшейся на восток дуги Тонга-Кермадек. Этими же исследователями подмечено совпадение времени образования впадины и становления офиолитов на Новой Каледонии. Обнаруженные во впадине линейные магнитные аномалии, ориентированные в меридиональном направлении, датированы олигоценом [Weissel, Watts, 1975; Watts et al., 1977].

Итак, можно предположить, что становление ультрабазитовых покровов в восточной и южной частях Новой Каледонии причинно связано с растяжением земной коры в Южно-Фиджийской впадине в позднем олигоцене. Движение офиолитовой пластины с востока на запад можно связать с образованием подводнооползневых дислокаций в верхнеолигоценовых слоях в Новокаледонской впадине, обусловленных обрушением перед фронтом пластины.

Таким образом, так же как и в районе юго-восточного Папуа, на Новой Каледонии необычайно широко развиты крупные надвиги и сдвиги, свидетельствующие об интенсивном горизонтальном сжатиии в палеогене. Это сжатие, с одной стороны, вызвано растяжением Новокаледонской впадины к западу от острова, приведшим к надвиганию пластин офиолитов на западную часть Новой Каледонии в позднем эоцене—среднем олигоцене. С другой — тектоническое скучивание масс получило дополнительный импульс за счет растяжения Южно-Фиджийской впадины к востоку от острова, приведшего к шарьированию крупной пластины ультрабазитов на восточную и южную часть острова в позднем олигоцене. Взаимодействие разнонаправленных векторов тангенциального напряжения привело к интенсивному тектоническому скучиванию сиалических и симатических масс. Релаксация напряжений также частично выразилась в образовании регионального правого сдвига северо-западного простирания и к развороту северной части хребта Норфолк на северо-запад. Процесс растяжения коры в Новокаледонской впадине, вероятно, начался несколько раньше, чем в Южно-Фиджийской, и соответственно зашел значительно дальше, приведя к образованию мощной зоны серпентинитового меланжа и связанной с ней полосы метаморфических сланцев высоких давлений на севере Новой Каледонии.

ОФИОЛИТЫ САБАХА (СЕВЕРНЫЙ КАЛИМАНТАН)

Остров Калимантан — второй по величине после Новой Гвинеи на западной периферии Тихого океана. Южная и юго-западная части острова расположены на протяжении Бирмано-Малайской складчатой системы и входят в так называемую зону шельфа Сунда [Kirk, 1968; Марков, 1975]. Палеозойские и раннемезозойские толщи этой зоны обнажаются в основном в западной и центральной частях Калимантана и частично в западном Сараваке, где они представлены пермскокарбоновыми и триасовыми образованиями. Вдоль побережья северо-западного Калимантана протягивается крупный геосинклинальный прогиб, примыкающий к мезозоидам Индокитая и Малайи. Прогиб выполнен позднемеловыми-кайнозойскими терригенными и глинистыми образованиями. Мощность только олигоцен-четвертичных отложений на шельфе северо-западного Сабаха достигает 9 км [Map of sedimentary..., 1974]⁶. Восточнее расположена Северо-Западная геосинклиналь о-ва Калимантан, в пределах которой и вскрыты породы офиолитового комплекса. Наиболее значительные их выходы известны в Сабахе. Приводимые ниже данные о строении и составе офиолитов заимствованы в основном из монографии Х. Кирка [Kirk, 1968] и работ Ч. Хатчисона [1973; Hutchison, 1975]. В нашей литературе краткие сведения о данном регионе имеются в книге Ю.М. Пущаровского [1972] и в работе И.В. Архипова [1964]. М.С. Марков [1973, 1975] рассматривал офиолиты Сабаха в составе меланократового основания, при этом его интересовали прежде всего состав и внутренняя структура метаморфического комплекса. Офиолиты Сабаха изучены сейчас лучше, чем в любом другом районе Юго Восточной Азии [Hutchison, 1975]: этим отчасти обусловлен выбор данного объекта для наших исследований.

Офиолитовый пояс Сабах находится в северной части о-ва Калимантан, протягивается с северо-запада на юго-восток от Северных островов до залива Дарвел, образуя в плане четкую дугу с очевидным продолжением на о-ве Палаван и архипелаге Сулу (рис. 45). Протяженность пояса в пределах Сабаха достигает 400 км при средней ширине 50 км. Пояс сложен ультрабазитами, габброидами, метаморфическими породами и образованиями кремнисто-спилитовой формации. По Ч. Хатчисону [Hutchison, 1975], ультрабазиты залегают в основании офиолитового комплекса, выше следуют метабазиты амфиболитовой фации и габброиды, верхнюю часть слагают базальтоиды, сочетающиеся с кремнистыми и другими породами.

Ультраосновные породы прерывисто обнажены на всем протяжении пояса. Среди них преобладают гарцбургиты, в том числе полосчатые, с небольшим количеством лерцолитов. Дуниты встречаются редко, они образуют небольшие линзовидные тела в гарцбургитах. Пироксениты распространены широко, но слагают, как правило, мелкие тела. Контактовый метаморфизм вмещающих пород отсутствует, что указывает на тектоническое становление ультрабазитов в твердом состоянии.

Почти повсеместная серпентинизация ультрабазитов является отличительной чертой пояса. Как и в ранее рассмотренных регионах, ультрабазиты слагают обычно наиболее возвышенные участки рельефа, при этом массивные, наименее измененные породы расположены в центральных (верхних) частях тел, а их основание сложено рассланцованными серпентинитами. Очень часто вдоль контактов с окружающими породами прослеживаются протяженные и широкие зоны тектонических брекчий, состоящие из рассланцованных, тектонизированных серпентинитов с бескорневыми глыбами массивных ультрабазитов, пироксенитов и габброидов. Интересен факт присутствия в этих зонах глыб офикальцитов [Wilson, 1961].

В юго-восточной части пояса, в районе горы Силам, ультрабазиты слагают вытянутое в широтном направлении тело длиной 35–40 км при ширине 6–7 км. На юге они граничат с породами кремнисто-спилитовой формации, на севере – с габброидами и амфиболитами (см. ниже). На контакте ультрабазитов с тол-

⁶ Как известно, этот район представляет собой крупный нефтяной бассейн: залежи нефти обнаружены в породах верхнего миоцена и плиоцена.



Р и с. 45. Схематическая геологическая карта офиолитового пояса Сабах, по Х. Кирку [Kirk, 1968] 1 — нерасчлененные палеогеновые, неогеновые и четвертичные осадочные и вулканогенные породы; 2 — кремнисто-спилитовая формация (спилиты, базальты, кремнистые сланцы); 3 габброиды; 4 — "гнейсы Силумпат"; 5 — ультрабазиты

щей кремнисто-спилитовой формации последняя интенсивно раздроблена и тектонизирована. В краевых частях массива ультрабазитов прослеживаются сильно брекчированные серпентиниты. Контакт с габброидами также тектонический, причем в зоне контакта в рассланцованных серпентинитах отмечаются мелкие тела ортопироксенитов. Описания зон контактов ультрабазитов массива в монографии Х. Кирка [Kirk, 1968] не оставляют сомнений в присутствии здесь типичного серпентинитового меланжа. Верхняя часть массива сложена относительно свежими, слабо серпентинизированными гарцбургитами. Лерцолиты и дуниты присутствуют в них в виде тонких обособлений. Ультрабазиты находятся гипсометрически выше окружающих пород. По геологической карте района горы Силам можно сделать вывод, что данное тело ультрабазитов представляет собой субгоризонтальную пластину, залегающую поверх толщи кремнисто-спилитовой формации и метаморфических пород (амфиболитов). Полевые и фотогеологические наблюдения тем не менее в отдельных случаях указывают на крутые ограничения тела ультрабазитов. С подобным явлением мы уже не раз сталкивались на Сахалине и в Восточном Папуа (см. выше). Обусловлено оно и в данном случае, скорее всего, молодыми движениями, маскирующими надвиговую природу тел ультрабазитов.

Ряд мелких островов в заливе Дарвел, судя по описаниям Х. Кирка, сложен серпентинитовым меланжем, состоящим из брекчированных серпентинитов с зажатыми в них глыбами хромитов и катаклазированных пироксенитов (о-ва Сэддл); на о-ве Табауван среди глыбовых включений отмечаются различные ультрабазиты, амфиболсодержащие пироксениты, горнблендиты, оливиновое и роговообманковое габбро.

Наиболее крупные выходы ультрабазитов находятся в центральной части Сабаха, в меридиональной полосе длиной более 100 км при ширине до 20 км. Они приурочены к крупному водораздельному хребту с высотами до 1500 м (район Лабук Вэлли). В северной части этой полосы в хребте Мелиау расположено крупное (35 x 12 км) тело ультрабазитов, которое, судя по описаниям Х. Кирка, также представляет собой субгоризонтальную пластину, залегающую поверх образований кремнисто-спилитовой формации и толщи Крокер третичного возраста. В основании пластины закартированы рассланцованные и тектонизированные серпентиниты с "плавающими" в них глыбами пироксенитов. Верхняя часть пластины сложена в основном массивными, иногда полосчатыми гарцбургитами, менее распространены лерцолиты. Дуниты слагают тонкие, вытянутые в плане тела в гарцбургитах. Восточнее, в районе холмов Биду-Биду, среди ультрабазитов отмечаются редкие выходы гранатовых перидотитов, в ультрабазитах установлены многочисленные горизонтальные срывы.

Южнее, в районе горы Таваи, закартировано еще одно крупное тело (700 км²) ультрабазитов (пластина. — Ю.Р.), сложенное в основном крупнозернистыми гарцбургитами, в различной степени серпентинизированными. Дуниты и пироксениты составляют не более 5% от общей массы пород и слагают тонкие жилы в гарцбургитах. Вдоль контактов ультрабазитов с подстилающими породами кремнистоспилитовой формации и третичными образованиями развиты широкие зоны брекчированных и милонитизированных серпентинитов до 12 км в длину.

В южной части рассматриваемой меридиональной полосы серия небольших тел сильно серпентинизированных ультрабазитов расположена в основном в поле развития третичных пород. Вдоль юго-восточного края самого крупного из них ("интрузия Тингка", по Х. Кирку) в рассланцованных серпентинитах отмечается обилие глыб сильно брекчированных пироксенитов. Весь массив в целом имеет чешуйчатую структуру, причем тонкие чешуи серпентинитов перемежаются с пластинами пород кремнисто-спилитовой формации.

На северо-западе Сабаха, в районе гор Кинабалу и Тамбуюкон⁷, в поле развития третичных пород установлено несколько относительно крупных (до 40 км²) и множество мелких тел ультрабазитов. За небольшим исключением, ультрабазиты лежат внутри двух поясов северо-западного простирания длиной до 25 км. В этом же районе имеется большое количество молодых позднетретичных интрузий адамелитов и гранодиоритов, включая и гору Кинабалу. Ультрабазиты представлены серпентинитами, редкие обнажения относительно свежих пород встречены только в центральных частях тел. Как и всюду в Сабахе, к краевым частям тел ультрабазитов приурочены широкие зоны дробления, состоящие из блоков массивных ультрабазитов, покрытых со всех сторон штриховками зеркал скольжения, погруженных в рассланцованные серпентиниты и, вероятно, представляющих собой зоны меланжа.

В группе Северных островов, по описаниям Х. Кирка, широко представлен серпентинитовый меланж. Выходы серпентинизированных гарцбургитов (иногда лерцолитов) рассечены многочисленными зонами тектонических брекчий, состоящих из рассланцованных серпентинитов с погруженными в них глыбами и блоками различных ультраосновных пород и амфиболитов (о-в Малавали). На о-ве Бангги ультрабазиты представлены в виде мелких протрузий в породах кремнисто-спилитовой формации и в качестве относительно крупных дискордантных тел гарцбургитов.

Данные о мощностях тел ультрабазитов в Сабахе отсутствуют, однако если эти тела действительно в основной своей массе являются субгоризонтальными пластинами, тогда их мощность только в редких случаях превышает 1000 м.

На всем протяжении офиолитового пояса выходы ультрабазитов прострачственно тесно связаны с полями развития габброидов, которые находятся в резко подчиненном количестве. Габброиды представлены оливиновыми, гиперстеновыми и роговообманковыми габбро и долеритами. Контакты габброидов с ультрабазитами могут быть как тектоническими, так и интрузивными. Так, в юго-восточной части пояса, на его широтном отрезке (район горы Силам), габброиды, как и ультрабазиты, залегают в окружении пород метаморфического комплекса и перекрывающей его кремнисто-спилитовой формации. Они образуют крупное тело – до 30 км в длину и 7 км в ширину, – протянувшееся вдоль северной границы того, здесь отмечается также большое количество мелких даек габбро, прорывающих серпентиниты; в большинстве случаев дайки параллельны плоскостям рассланцевания в серпентинитах. Габброиды сильно амфиболизированы и часто имеют

⁷ Это самые высокие горы на Қалимантане, с абсолютными отметками 4100 и 2575 м соответственно.

полосчатую текстуру. В других частях пояса габброиды распространены обычно в виде небольших тел в ультрабазитах, соотношения пород часто не ясны. Кроме того, габброиды отмечаются среди глыбовых включений серпентинитового меланжа. Относительно крупные их выходы описаны в центральной и северо-западной частях пояса. Заметим, что почти всюду, где имеются крупные тела ультрабазитов и ассоциирующих с ними габброидов, последние расположены всегда севернее ультрабазитов.

Пространственно с ультрабазитами и габброидами тесно связаны выходы пород метаморфического (иногда его называют мезозойским кристаллическим фундаментом) комплекса, состоящего из метаморфизованных пород основного-среднего состава: амфиболитов, в том числе гранатовых, роговообманково-плагиоклазовых гнейсов, разнообразных габброидов и зеленых сланцев [Kirk, 1968; Hutchison, 1975; Марков, 1975]. В поле развития толщи отмечаются редкие выходы метаморфизованных осадочных пород и гранитов. Метаморфические образования широко представлены в юго-восточной части Сабаха, в районах Сэгама-Вэлли и залива Дарвел, реже – на полуостровах Дент и Кудат, в центральной части пояса и на Северных островах. Значительную часть кристаллического комплекса слагают полосчатые метабазиты. Они описаны под названием "гнейсы Силумпат" и представлены роговообманково-плагиоклазовыми породами — от зеленосланцевой до гранулитовой фаций метаморфизма. По Ч. Хатчисону [Hutchison, 1975], эти гнейсы образуют габбровую часть офиолитов, которая имеет мощность 1-2 км. Той же точки зрения придерживается Т. Тайер [Thayer, 1972], по мнению которого существует ряд доказательств образования гнейсов Силумпат по альпинотипным габброидам. Несмотря на сильный метаморфизм, в некоторых породах сохраняются реликты пироксена и первичных габброидных текстур [Марков, 1975]. Сходные метаморфические образования имеются на о-ве Палаван и островах архипелага Сулу. Возраст метаморфического комплекса, по геологическим данным, допозднемеловой. По радиометрическим данным, граниты, прорывающие его, имеют юрский возраст. Абсолютный возраст амфиболитов из толщи гней-101 ± 15, 140 ± 20, 160 ± 8 млн. лет (средняя юра-средний сов Силумпат мел) - отвечает, естественно, не возрасту пород, а времени метаморфизма. Породы претерпели длительную и сложную историю, в них установлены два крупных периода деформаций: первый, более древний, связан с амфиболитовой до гранулитовой фациями метаморфизма, второй — с зеленосланцевой фацией [Hutchison, 1975]. В гнейсах Силумпат в районе залива Дарвел наблюдались ретроградно метаморфизованные амфиболиты⁸. Все это указывает на большую древность пород метаморфического комплекса. Метаморфические породы сильно катаклазированы, смяты в широкие открытые складки широтного простирания с субгоризонтальными осями.

Метаморфические образования перекрыты толщей пород, состоящей из спилитов с шаровой отдельностью, массивных базальтов, кремнистых и глинистых сланцев, граувакк, известняков и кератофиров, образующих кремнисто-спилитовую формацию. Выходы этой толщи пространственно тесно связаны с ультрабазитами, габброидами и амфиболитами. Такая же ассоциация спилитов и кремней имеется в районе Филиппин, обрамляющем море Сулу. В целом облик толщи определяют вулканические породы. Наиболее обычны спилиты с хорошо выраженной шаровой отдельностью. Базальтовые туфы и автомагматические брекчии также пользуются широким распространением. Спилиты, как правило, представлены амигдалоидными разностями с фенокристами пироксена в афанитовой основной массе, состоящей из измененного стекла с мелкими игольчатыми лейстами альбита. Вторичные изменения проявлены достаточно резко и характеризуются хлоритизацией основной массы, соссюритизацией и альбитизацией плагиоклаза, уралитизацией пироксена. Эпидот, кальцит и кварц образуют тонкие прожилки. В миндалекаменных разностях миндалины заполнены смесью хлорита и кальцита. В отдельных случаях отмечается пренитизация. пород. Спилиты характеризуются пониженными содержаниями SiO₂ (44-48%), повышенными и высокими — TiO₂ (1,4—3,03%), высокими — Na₂O и низкими — K₂O (0,10—0,53%).

Соотношения толщи кремнисто-спилитовой формации с породами метаморфического комплекса не ясны. Одни исследователи пишут о наличии перерыва и несогласия между этими подразделениями, другие считают, что перерыва и несогласия в основании этой толщи нет. Последовательный стратиграфический разрез толщи, по-видимому, нигде не обнаружен, поэтому мощность ее не установлена.

⁸ М.С. Марков [1975] связывает ретроградный метаморфизм с интрузиями гранитов, рвущих амфиболиты.

Учитывая широкое развитие покровной тектоники в регионе, можно думать, что во многих случаях контакты этих двух комплексов тектонические. Контакты кремнисто-спилитовой толщи с третичными породами часто тектонические. Так, на п-ове Семпорн кремнисто-спилитовая толща надвинута на олигоцен-миоценовые отложения [Wilson, 1961]. Позднемеловой—эоценовый возраст кремнисто-спилитовой формации определен по микрофауне из заключенных в ней глыб известняков и из прослоев глинистых сланцев [Wilson, 1961; Kirk, 1968].

В юго-восточной части пояса, где образования кремнисто-спилитовой формации занимают большие площади (около 1800 км²), они представлены спилитовыми лаво-брекчиями и пиллоу-лавами базальтов с прослоями тонкослоистых радиоляриевых кремнистых сланцев, базальтовых туфов и полимиктовых песчаников; имеются единичные выходы кератофировых лав. Структурные взаимоотношения отдельных слоев часто не ясны, они не прослеживаются по простиранию. Вулканические породы интенсивно брекчированы, пронизаны мелкими протрузиями серпентинитов, включают глыбы габброидов и сильно раздробленных гранитоидов. На островах Бангги и Баламбанган породы нарушены еще сильнее. Для кремнисто-спилитовой формации в целом типично хаотичное скопление сильно нарушенных обрывков слоев и глыб; отдельные глыбы погружены в массу глинистых сланцев или базальтоидов. Во многих случаях устанавливается чешуйчатое строение толщи. В целом ее можно охарактеризовать как гигантскую брекчию, разбитую большим количеством разломов крутого заложения и надвигов. Как полагают Р. Вилсон и Х. Кирк [Wilson, 1961; Kirk, 1968], подобная хаотичная структура обусловлена тектоническими деформациями и частично является результатом быстрого конседиментационного оползания осадков в сочетании с подводной вулканической деятельностью.9

В юго-восточной части пояса, на островах Табауван, Силумпат и Сакар в заливе Дарвел, Ч. Хатчисон [Hutchison, 1975] описал разрез офиолитового комплекса, который рассмотрен в качестве примера ненарушенных полных офиолитовых разрезов. Однако место полосчатого комплекса (серии) и габброидов выше ультраосновных пород здесь занимают метаморфические породы от амфиболитовой до гранулитовой фаций метаморфизма, базальтовая часть представлена метабазитами от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, а кремнисто-спилитовая формация вообще не включена в разрез. По-видимому, здесь мы имеем дело с частью какого-то значительно более древнего офиолитового разреза, чем тот, который слагает рассмотренный выше офиолитовый пояс Сабаха. Габброиды Сабаха, ассоциирующие с ультрабазитами (см. выше), имеют, вероятно, заведомо более молодой возраст по сравнению с породами метаморфического комплекса, не говоря уже о кремнисто-спилитовой формации. Возможность того, что метаморфиды возникли по неметаморфизованным основным породам Сабаха маловероятна, так как последние находятся в тесной ассоциации с амфиболитами. Скорее всего, здесь следует предполагать временной разрыв между метаморфическими образованиями и породами рассмотренного офиолитового комплекса, т.е. в данном случае "мы имеем пример "офиолита в офиолите", и тогда логично допустить, что в процессе становления земной коры "закрытие" и "открытие" бассейнов с океанической корой происходили неоднократно. Если это так, то сонахождение неметаморфизованного и метаморфизованного слоистого комплекса в едином разрезе ... может указывать нам на существование ... еще более древней океанической структуры" [Пейве и др., 1977, с. 9]. Р. Колман [1979] полагает, что метаморфиды являются частью метаморфизованного фундамента мезозойской островной дуги, располагавшейся в пределах моря Сулу, который был выведен на поверхность в результате обдукции на севере Калимантана.

По-видимому, полные ненарушенные разрезы офиолитов в Сабаха в действительности отсутствуют. Весь приведенный материал свидетельствует о том, что ультрабазиты и толща кремнисто-спилитовой формации слагают серию покровных пластин. В пользу этого вывода говорит и широкое развитие серпентинитового меланжа, который подстилает ультрабазитовые пластины, а в отдельных районах слагает самостоятельные аллохтонные структуры. На диаграмме AFM, куда нанесены данные химических анализов ультрабазитов, габброидов и базальтов офиолитовой ассоциации Сабаха (анализы заимствованы из монографии Х. Кирка), место полосчатого комплекса (или серии) (см. диаграммы AFM для офио-

⁹ В центральной части Сабаха существуют менее нарушенные спилитовые лавы, часть из которых имеет более молодой, нижнемиоценовый возраст. Вместе с породами кремнистоспилитовой формации они рассматриваются в составе спилит-кератофировой ассоциации [Kirk, 1968].



Р и с. 46. Диаграмма АЕМ для офиолитовой ассоциации Сабах Условные обозначения см. на рис. 34

литовых ассоциаций Восточного Сахалина и Папуа Новой Гвинеи, рис. 34 и 38) оказалось незанятым, что также может указывать на отсутствие полных офиолитовых разрезов в Сабахе (рис. 46).

Во многих местах офиолиты перекрываются олистостромой, закартированной как толщи Аер и Квамут, имеющие миоценовый возраст [Hutchison, 1975]. Среди олистолитов ("переотложенных блоков" по Х. Кирку [Kirk, 1968] в толще преобладают породы метаморфического комплекса. Соответственно тектоническое становление (шарьирование) офиолитов имело место в миоцене; не исключена возможность того, что начался этот процесс значительно раньше — в позднем мелу—зоцене [Hutchison, 1975].

На Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли [1970] офиолитовый пояс Сабаха показан крупной шовной зоной. Учитывая изложенные выше материалы, а также причудливые изгибы в простираниях пояса, эту зону можно трактовать как надвиговую. Кроме того, весь имеющийся материал свидетельствует о широком развитии надвиговой тектоники в регионе вообще. Дугообразная форма пояса с выпуклостью, обращенной на запад, по мнению Ч. Хатчисона [Hutchison, 1975], может указывать на существование крупной чешуи океанической литосферы, наклоненной на восток, в сторону моря Сулу. Если учесть продолжение пояса на Палаване и архипелаге Сулу, этот вывод представляется вполне корректным. Становление офиолитов Сабаха этот исследователь трактует с позиций тектоники плит, не исключая при этом возможность того, что они являются принадлежностью окраинного моря.

Структурные особенности Сабаха, широкое развитие здесь покровной тектоники свидетельствуют о сильном сжатии в этом районе в позднетретичное время. Мы предполагаем, что так же как в других рассмотренных регионах юго-западной периферии Тихого океана, это сжатие было вызвано растяжением в смежной глубоководной впадине окраинного моря с выводом на поверхность глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии — офиолитовых аллохтонов. Таким образом, становление офиолитов в Сабахе может быть поставлено во взаимосвязь с формированием сопряженной с офиолитовым поясом глубоководной впадины моря Сулу, происходившим за счет растяжения коры под ней.

Подводный хребет Кагайян, выступающий выше уровня моря в виде гряды мелких островов, скал и рифов, разделяет море Сулу на северо-западную и юговосточную впадины, отличающиеся друг от друга по глубине дна и строению земной коры. В первой, с глубинами до 2000 м, земная кора имеет континентальный (субконтинентальный) тип строения [Murauchi et al., 1973] (рис. 47). Все основные преломляющие горизонты погружаются в сторону Палавана. Граница М под северо-западной впадиной не установлена, при этом мощность земной коры здесь не менее 18 км. По мнению С. Мураучи с соавторами, эта территория до



Рис. 47. Геофизический разрез замной коры моря Сулу по линии Палаван-архипелаг Сулу [Murauchi et al., 1973]

недавнего времени была частью Палаванского архипелага, которая впоследствии погрузилась под воды моря¹⁰.

Юго-восточная часть моря Сулу с максимальными глубинами до 5000 м подстилается субокеанической корой мощностью до 7 км. На профилях ГСЗ в скоростном разрезе выделяются три слоя. Первый слой неуплотненных осадков со скоростью продольных сейсмических волн 2 км/с имеет мощность около 1000 м.

¹⁰ При бурении в районе рифа Тубатаха в северо-западной части моря на глубине 443 м были встречены коралловые породы.

Ниже залегает слой со скоростью 3,5 км/с и мощностью приблизительно 2 км. Третий слой мощностью около 4 км характеризуется скоростью 6,4 км/с и подстилается границей М со скоростью 8,3 км/с. Эхолотирование выявило сложное строение поверхности дна моря, сильно расчлененный рельеф и наличие крупных грабенообразных структур и эскарпов [Krause, 1966], которые могли образоваться только в обстановке растяжения. Угловатые очертания впадины, явно разломный характер ее крутых северо-восточного и юго-восточного склонов, обрыв более ранних субконтинентальных структур Палавана, несомненно, указывают на ее вторичную природу. Возможным механизмом для ее образования являются разрыв и растяжение коры с движением блоков в латеральном направлении с одновременным проседанием и погружением в северо-западной части моря. Это погружение происходило еще совсем недавно и, возможно, не закончилось до настоящего времени. Хотя сейчас район Палавана, моря Сулу и архипелага Сулу практически асейсмичен¹¹, повышенный тепловой поток (среднее из трех значений 2,4 е.т.п.) [Nagasaka et al., 1970] может указывать на то, что регион в целом еще недостаточно стабилен.

Итак, во всех рассмотренных в данной главе районах в смежных с офиолитовыми аллохтонами зонах расположены глубоководные впадины окраинных морей. Впадины подстилаются субокеанической корой, и во всех случаях устанавливается значительная роль растяжений в процессе их формирования. Это растяжение причинно связано со сжатием, в процессе которого происходили шарыирование офиолитов, "выплеск" их в виде тектонических покровов на континентальные и субконтинентальные структуры обрамления впадин.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ АЛЛОХТОНОВ НА ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Даже при беглом взгляде на геологическую карту западной периферии Тихого окена можно заметить, что значительная часть глубоководных впадин окраинных морей окаймляется протяженными офиолитовыми поясами. Можно даже сказать, что в данном случае мы имеем закономерно повторяющуюся структурную пару, наподобие пары островная дуга-глубоководный желоб. Такая картина невольно наталкивает на мысль о взаимосвязях в образовании этих офиолитовых поясов и сопряженных с ними глубоководных впадин. Несмотря на то что в настоящее время уже мало кто сомневается в сходстве разрезов офиолитов в складчатых зонах континентов и разрезов океанической коры, отнюдь не все исследователи единодушны в том, в каких структурах с океанической (или субокеанической) корой формируются те или иные разрезы офиолитов. Это могут быть рифтовые зоны на континентах, внутренние моря, окраинные моря и океаны [Пейве и др., 1977]. Как отмечал недавно В.Е. Хаин [1979], весьма значительная часть офиолитов рассматривается в настоящее время в качестве реликтов не коры открытых океанов, а коры окраинных морей.

Принципиальная возможность существования офиолитов в разрезе современных окраинных морей была установлена при подводных исследованиях в южной части Филиппинского моря, на северном продолжении желоба Яп [Богданов, 1978]. Здесь были драгированы породы второго и третьего слоев океанической коры. Основание разреза слагают тектонизированные лерцолиты и серпентиниты, выше которых расположены неизменные габброиды, диабазы и толеитовые базальты.

Поскольку шарьирование офиолитовых аллохтонов возможно только в условиях горизонтального сжатия, то возникает, как пишет С.В. Руженцев [1976], проблема реализации сжатия. В складчатых поясах континентов исследователи могут подходить к решению данной проблемы только путем палинспастических построений. В тектонически подвижных периферических зонах Тихого океана непосредственно фиксируются структурные формы относительно ранних фаз

¹¹ Небольшое количество мелкофокусных землетрясений приурочено только к восточной и северо-восточной частям моря Сулу, вблизи островов Минданао, Негрос и Панау [Earthquake map ..., 1974].

проявления такого сжатия, вызванные растяжением коры в сопредельных с офиолитовыми аллохтонами зонами краевых морей.

Различными исследователями по-разному решается вопрос о происхождении впадин окраинных морей. Часть геологов и геофизиков рассматривают их как реликты океана. Такие впадины действительно существуют, и примером может служить Алеутская котловина или котловина Бауэрса в Беринговом море [Шмидт, 1977]. Другие считают впадины молодыми новоообразованиями, получившимися в результате опускания континентальных структур [Белоусов, 1978]. Существует мнение о ведущей роли "базификации" в этом процессе [Косыгин, 1978]. Третьи полагают, что краевые моря имеют весьма различное происхождение [Пущаровский, 1972; Пущаровский и др., 1977; Хаин, Левин, 1978]. Но абсолютное большинство исследователей в наши дни убеждены в ведущей роли процессов растяжения в формировании этих, по выражению Г.У. Менарда, "микроокеанических" бассейнов, по крайней мере по отношению к впадинам на западной периферии Тихого океана [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Литвинов, 1971; Кариг, 1974; Паккэм, Фалви, 1974; Karig, 1972; Karig, Anderson, 1976; Sleep, Toksoz, 1971; Waissel, Watts, 1975; Tanner, 1968; Watts et al., 1977; Shor et al., 1971; Henry et al., 1975; и др.]. Часто, отмечая неясности механизма растяжения, некоторые исследователи объясняют этот феномен с позиций тектоники плит, предполагая, что краевые моря образовались в результате либо спрединга [Watts et al., 1977; Weissel, Watts, 1979; Паккэм, Фалви, 1974], либо активной инъекции вещества в тылу островных дуг в результате всплывания термального диапира [Кариг, 1974].

В последнее время образование краевых морей часто связывается с деструктивными процессами в пределах континентальных окраин [Пущаровский, Яншин, 1974; Пущаровский и др., 1977; Хаин, Левин, 1978; Марков и др., 1979], причем большая роль в таких процессах отводится раздвигам.

Формы проявления тектонической деструкции разнообразны. В частности, она может привести к образованию новых океанов, внутриматериковых рифтовых впадин, к появлению геосинклиналей между расколотыми частями континентов или сложной мозаики блоков, различных по типу коры [Пущаровский и др., 1977]. Последний случай проиллюстрирован в работе на примере центральной части Охотского моря. Деструктивные процессы могут привести к отрыву континентальных блоков и вовлечению их в геосинклинальную зону. Так, в северной части Охотского моря расположен блок с корой предположительно дорифейского возраста (Северо-Охотский массив). В таком же плане следует рассматривать юго-западную часть Папуа Новой Гвинеи, оторвавшуюся от континентального массива Австралии в результате раскрытия Кораллового моря. Земная кора Меланезийского региона также подверглась расколу (деструкции), при этом фрагменты континентальной коры были отделены от Автралийского материка [Shor et al., 1971; Пущаровский, Яншин, 1974] и вовлечены в геосинклинальную зону.

В тех случаях, когда деструкция происходила в условиях зрелой континентальной коры, наблюдаются отрыв и раздвижение в стороны материковых блоков, обычно без вывода на поверхность офиолитов. Когда же деструкции подвергаются районы, где континентальная кора еще не сформировалась, наблюдается "выплеск" офиолитовых аллохтонов на периферию впадин. В последнем случае речь идет о деструкции на переходной стадии развития земной коры. Иллюстрацией этому служит формирование рассмотренных в работе впадин: Дерюгина в Охотском море, Соломонова моря, Новокаледонской, Южно-Фиджийской, моря Сулу.

Устанавливается, что чем ближе тип коры соответствующих регионов, в которых расположены глубоководные впадины краевых морей, к континентальному, тем более нарушенными оказываются выведенные на поверхность офиолитовые аллохтоны. Например, наиболее полный и наименее нарушенный офиолитовый разрез из рассмотренных в работе примеров имеется в Папуа Новой Гвинее. Область Соломонова моря, в которой нами предполагаются корни офиолитовых покровов, находится в пределах современного геосинклинального пояса, где рост континентальной коры за счет океанической только начинается.

В районе Новой Каледонии и ее западного обрамления, включая и подводный хребет Лорд-Хау, кора имеет субконтинентальный тип строения (это, естественно, не относится к Новокаледонской впадине, где кора субокеаническая). Фрагменты литосферы Новокаледонской впадины — офиолитовые аллохтоны западного побережья Новой Каледонии — надвинуты на структуры острова уже в виде нескольких, но достаточно мощных пластин. Южно-Фиджийская впадина к востоку от Новой Каледонии находится примерно в таком же положении, как и Соломоново море. Ультрабазитовый массив на востоке Новой Каледонии, становление которого связывается нами с деструкций Южно-Фиджийской впадины, залегает в виде крупной относительно монолитной пластины, увеличивающейся в мощности по направлению на восток, в сторону впадины.

В пределах центральной части Охотского моря зрелая континентальная кора отсутствует; гранитно-метаморфический слой сформировался здесь только в папеогене [Марков и др., 1979]. Впадина Дерюгина представляет собой новообразованный окраинный бассейн, сформировавшийся на месте палеозойско-мезозойских океанических структур. Фрагменты литосферы деструктивной впадины Дерюгина — офиолитовые аллохтоны Восточного Сахалина — слагают серию тонких разрозненных пластин, в которых тем не менее представлен весь спектр пород офиолитового комплекса.

Подобным образом можно объяснить отсутствие офиолитовых аллохтонов на северном борту Южно-Охотской впадины. Формирование ее (деструкция) началось в неогене. На северо-западе и севере она обрывает уже достаточно развитый гранитно-метаморфический слой Сахалина и центральной части акватории Охотского моря. Присутствие офиолитов на небольшой глубине в основании северного борта Южно-Охотской впадины все же можно предполагать из-за существования здесь линейной зоны положительных магнитных аномалий интенсивностью около 400 гамм.

Явление тектонической деструкции на переходной стадии развития земной коры в последнее время установлено и в геосинклинальных областях более древнего возраста [Некрасов, 1976; Руженцев и др., 1977; Зинкевич, 1978]. Так, в центральной зоне Корякского нагорья конструктивный процесс формирования континентальной коры, начавшийся в раннем мезозое с заложения островной дуги, осложнялся деструктивными явлениями. В поздней юре здесь произошло крупное растяжение коры, что привело к появлению туфогенно-кремнисто-граувакковой формации, местами перекрывающей ультрабазит-габбровый фундамент [Зинкевич, 1978]. Майницкая зона в Корякском нагорье представляет собой новообразованный окраинный бассейн, сформировавшийся на месте системы верхнепалеозойских океанических и нижнесреднемезозойских островодужных структур [Руженцев и др., 1977]. В позднем мезозое здесь произошла перестройка структурного плана, которая выразилась в появлении системы тыловой раздвиг-фронтальный надвиг. В результате раздвига сформировался бассейн типа краевого моря. При этом по пологим срывам, главный из который совпадал с поверхностью раздела ультрабазит-габбро, верхние части литосферы сместились к югу, образовав офиолитовый аллохтон Эконайской зоны.

Таким образом, на западе Тихого океана устанавливается широкое проявление тектонической деструкции на переходной стадии развития земной коры вообще. Сахалин, большая часть Охотского моря, северо-восток Папуа Новой Гвинеи, Северный Калимантан, Новая Каледония и сопредельные впадины окраинных морей расположены в пределах современного геосинклинального пояса, где признаки, устанавливающие присутствие зрелой контитентальной коры, отсутствуют. Наряду с конструктивным процессом формирования "гранитного" слоя здесь происходит и обратный процесс деструкции земной коры. Можно думать, что подавляющее большинство глубоководных впадин окраинных морей в этом регионе — новообразования, т.е. они сформировались в результате деструкции земной коры на геосинклинальной стадии развития.

Во всех рассмотренных в работе глубоководных впадинах, сопряженных с офиолитовыми аллохтонами, определенно устанавливаются признаки растяжения земной коры. При этом происходило "сдирание" и "удаление" верхней части питосферы и формирование офиолитового разреза, или, другими словами, образование новой океанической коры. Изложенный в главе второй механизм доорогенного становления офиолитового комплекса и последующего тектонического, относящихся к району впадины Дерюгина в Охотском море, вполне применим и для впадин Соломонова моря, Новокаледонской, Южно-Фиджийской и моря Сулу.

Период доорогенного становления офиолитового комплекса был чрезвычайно длительным и неодноактным, уходящим своими корнями в глубокую древность. Последнее относится прежде всего ко времени формирования дунит-гарцбургитового комплекса. В дальнейшем при прогрессирующем растяжении коры под впадинами происходило раздвижение пластин вновь образованного "базальтового" слоя и верхней мантии и выход их на поверхность. В некоторых рассмотренных примерах движение офиолитовых пластин на края впадин стимулировалось растяжением в соседних зонах, расположенных с внешней стороны офиолитового пояса. Так, растяжение коры в районе Западно-Сахалинского прогиба и в Коралловом море во фронтальной части офиолитовых аллохтонов, двигавшихся из впадин Дерюгина и Соломонова моря, привело в конечном итоге к некоторому сдавливанию впадин и к "выплескиванию" офиолитов на их края.

На Новой Каледонии в результате растяжения Новокаледонской впадины к западу от острова и Южно-Фиджийской — к востоку тектоническое скучивание масс проявлено наиболее отчетливо. Фрагменты литосферы этих двух впадин образовали офиолитовые аллохтоны на западе и востоке острова.

"Офиолитовое" обрамление моря Сулу — офиолиты Северного Калимантана, Палавана и архипелага Сулу — своим расположением, опоясывая море Сулу с трех сторон, подчеркивает генетическую связь с образованием этого окраинного бассейна. Для этого региона установлено неоднократное "открытие" и "закрытие" бассейнов с океанической корой в процессе становления континентальной коры.

Таким образом, выявляется чрезвычайная сложность процессов тектонического становления офиолитов. Деструкция в глубоководных впадинах приводит в конечном счете не только к шарьированию офиолитов, но и непосредственно к формированию офиолитового комплекса. Но в отличие от доорогенного периода их становления шарьирование офиолитов происходило чрезвычайно быстро. Олистостромовые образования, датирующие время покровообразования, на Восточном Сахалине имеют позднесенонский возраст, на Новой Каледонии — позднезоценовый—олигоценовый, в Сабахе на Северном Калимантане — миоценовый. В Папуа Новой Гвинее олистострома отсутствует, но по ряду признаков устанавливается ранне-среднезоценовый возраст шарьирования.

Рассмотренные в работе глубоководные впадины на западной периферии Тихого океана, смежные с офиолитовыми аллохтонами, находятся в пределах подвижного приокеанического геосинклинального пояса и относятся к обширной группе глубоководных бассейнов активных окраин [Хаин, Левин, 1978]. Часть из них отделена от открытого океана островными дугами и расположена в их тылу (Соломоново море и Южно-Фиджийская впадина). Для впадины Дерюгина в Охотском море такое положение предположительно устанавливается в позднемеловое время. Море Сулу и Новокаледонская впадина занимают несколько иное положение, но также могут рассматриваться в ряду структур активных окраин. В настоящее время эти впадины не испытывают активного растяжения, но обладают повышенным тепловым потоком. Последнее обстоятельство свидетельствует о еще достаточно большом энергетическом потенциале земных недр под ними.

Что касается возраста рассматриваемых впадин, то его, по мнению автора, можно определять исходя из времени проявления основного этапа тектонического становления (шарьирования) офиолитовых аллохтонов по краям впадины. Для впадины Дерюгина это поздний сенон, для Соломонова моря — раннийсредний эоцен, для Новокаледонской впадины — поздний эоцен—средний олигоцен, для впадины моря Сулу — миоцен. В случае Южно-Фиджийской впадин, имеет место двойной контроль возраста образования этой структуры. Время тектонического становления ультрабазитов в южной и восточной частях острова, корневая зона которых предполагается к востоку от Новой Каледонии, отвечает позднему олигоцену. Это устанавливается по перекрытию офиолитами штока гранодиоритов, имеющих возраст 32±3 млн. лет [Brothers, 1974]. По данным глубоководного бурения, впадина имеет также позднеолигоценовый возраст, который подтверждается и палеомагнитными данными [Burns, Anderews, 1973; Watts, et al., 1977].

Приведенные в работе данные позволяют отметить, что рассмотренные офиолитовые аллохтоны Восточного Сахалина, Папуа Новой Гвинеи, Новой Каледонии и Северного Калимантана — весьма сходны как по масштабу явления, так и по составу и строению образующих их пород и комплексов.

Как уже говорилось, из всех этих районов относительно ненарушенный, полный разрез офиолитовой ассоциации имеет место только в Папуа Новой Гвинее. На Новой Каледонии и в Северном Калимантане присутствуют крупные пластины различных членов офиолитовой ассоциации. В пределах Восточного Сахалина фрагменты офиолитового комплекса уже в значительной степени разобщены и слагают тонкие тектонические пластины. При этом сохранность разреза определяется возрастом тектонического становления офиолитов и степенью зрелости земной коры тех районов, которые подверглись деструкции и где находятся. как полагает автор, корни тектонических покровов. Другими словами, это те районы, где теперь расположены глубоководные впадины.

Во всех описанных районах в большей или меньшей степени развит серпентинитовый меланж, который прослеживается в основании покровных пластин, или сам в виде аллохтонных чешуй участвует в покровах.

В Папуа Новой Гвинее в основании разреза офиолитов залегает интенсивно тектонизированный дунит-гарцбургитовый комплекс, который вверх сменяется кумулятивным комплексом, состоящим из переслаивания ультраосновных и основных пород в низах и габброидов в верхах. Выше расположен комплекс параллельных даек, в верхней части разреза залегают базальты и ассоциирующие с ними осадочные породы. Мощность только "коровых" слоев габбро и базальтов не менее 10 км.

Во всех остальных районах среди офиолитовых аллохтонов присутствуют различные фрагменты офиолитового комплекса. На Новой Каледонии это ультрабазиты и базальты, в Сабахе — ультрабазиты, габброиды, эффузивно-радиоляритовая часть офиолитов, на Восточном Сахалине в тектонических пластинах и среди глыбовых включений меланжа присутствуют все основные разновидности пород офиолитовой серии.

Среди базальтов этих районов преобладают спилитовые пиллоу-лавы, а базальтовый комплекс в целом относится к океаническим толеитам. Но в отличие от пород Папуасского офиолитового пояса базальты Восточного Сахалина и Сабаха в значительной мере изменены вторичными процессами. Следы регионального метаморфизма в породах отсутствуют, и изменения обусловлены подводным Bb1ветриванием и гидротермальными процессами. Базальты Восточного Сахалина (п-ов Шмидта) и в меньшей степени Северного Калимантана отличаются высокими содержаниями титана. Эффузивно-радиоляритовая часть офиолитов Сабаха и Восточного Сахалина сильно нарушена и представляет собой как бы гигантскую брекчию. Отличительной чертой этих регионов является присутствие в базальтах многочисленных глыб и обрывков деформированных пластов кремнистых пород и известняков. До сих пор в литературе уделялось мало внимания таким своеобразным толщам, слагающим вулканогенно-осадочную часть офиолитового разреза, хотя присутствие их в ряде случаев может рассматриваться в качестве комплекса-показателя деструкции (раздвига) еще во время океанической стадии.

Верхняя (эффузивно-радиоляритовая) часть офиолитов Папуа Новой Гвинеи, Новой Каледонии, Сабаха и Восточного Сахалина имеет в целом позднемеловой возраст.

Габброиды офиолитовых комплексов Папуа Новой Гвинеи, Восточного Сахалина и Северного Калимантана обладают сходными петрохимическими и структурно-текстурными характеристиками. Для части габброидов Восточного Сахалина и Папуа Новой Гвинеи определен позднеюрский возраст (140–150 млн.лет).

В породах полосчатой серии Восточного Сахалина и Папуа Новой Гвинеи устанавливаются кумулятивные (магматические) структуры, постепенные переходы от ультраосновных пород к полосчатым габбро-норитам. Полосчатость создается за счет чередования тонких (в среднем несколько сантиметров) полос верлитов, лерцолитов, пироксенитов, троктолитов, габбро, анортозитов. По набору пород и петрохимии эта серия имеет много общего с аналогичными образованиями, описанными в различных районах развития офиолитов. Дунит-гарцбургитовый комплекс всех рассмотренных в работе офиолитовых зон сложен преимущественно тектонизированными гарцбургитами с телами энстатититов и хромитов. В большем или меньшем количестве присутствуют полосчатые гарцбургиты. Несомненно, эти образования имеют очень древний возраст по сравнению с другими породами офиолитовой ассоциации, хотя имеется только одно определение абсолютного возраста гарцбургитов на Новой Каледонии – 730 млн. лет.

По петрологическим особенностям и напрвленности в эволюции составов породы офиолитовой ассоциации Папуа Новой Гвинеи, Сабаха и Восточного Сахалина относятся к неполно дифференцированным офиолитовым ассоциациям со щелочной в начальной и толеитовой в конечной стадиях эволюции составов, по M.C. Маркову и др. [1977].

Эволюция офиолитовых аллохтонов после шарьирования в рассмотренных в работе регионах происходила однотипно. После становления покровов имели место поднятие и интенсивная эрозия офиолитов. На Восточном Сахалине этот эпизод отвечает большей части палеогена и позднекайнозойскому времени. Поднятие юго-восточного Папуа началось в олигоцене и продолжалось в позднем кайнозое [Smith, Davies, 1976]. На Новой Каледонии интенсивная эрозия офиолитов начиная с раннего миоцена происходила в течение всего неогена [Brookfield, 1977]. Поднятие районов, перекрытых тяжелыми массами офиолитов, происходило в результате изостатического выравнивания, однако изостазия не является первопричиной поднятия. Начало поднятия, по-видимому, связано, с продолжающимся растяжением в пределах тыловых и фронтальных по отношению к офиолитовым аллохтонам впадинах. Компенсация этих растяжений, ранее выразившаяся в чадвигании офиолитов, на данной стадии привела к поднятию.

Поднятие сопровождалось глыбовой и блоковой тектоникой, которая в значительной степени нарушила первичные соотношения пластин офиолитовые аллохтоны маскировала" их надвиговую природу. На этой стадии офиолитовые аллохтоны были рассечены крупными сдвигами, причем на Восточном Сахалине и на Новой Каледонии устанавливаются правобоковые смещения, а в Папуа Новой Гвинее левобоковые. Это явление, вероятно, связано с деструкций (раздвигами) в неоген-четвертичное время в зонах, расположенных восточнее офиолитовых аллохтонов. В Охотоморском регионе — это Южно-Охотская впадина, в Соломоновом море — впадина Вудларк, Южно-Фиджийская впадина в Меланезийском секторе. Таким образом, явления деструкции привели не только к формированию и становлению офиолитовых аллохтонов, но и определили последующий стиль тектоники в рассмотренных регионах.

Во многих районах мира, где развиты офиолитовые аллохтоны, в том числе на Восточном Сахалине, на Новой Каледонии и в Сабахе, ультрабазиты слагают самые верхние пластины. Основной срыв при тектоническом становлении офиолитовых аллохтонов был приурочен, вероятно, к поверхности раздела ультрабазиты—габбро и достигал кровли дунит-гарцбургитового комплекса. Движения по более "мелким" срывам, например в верхней части слоя габбро или в основании эффузивно-радиоляритовой части, в динамическом плане оказались более предпочтительными на начальных этапах тектонического становления офиолитов. При выводе на поверхность фрагменты дунит-гарцбургитового комплекса начали движение в последнюю очередь и перекрыли нижележащие пластины.

Среди других вопросов, связанных с определением характера палеоструктур с корой океанического типа (рифтовая зона, внутреннее или окраинное море, океанический бассейн), важное место принадлежит комплексу параллельных даек — формируется ли этот комплекс только в условиях срединно-океанического хребта? [Пейве и др., 1977].

В связи с этим, весьма примечательно присутствие фрагментов комплекса параллельных даек в офиолитах Восточного Сахалина и юго-восточного Папуа. Здесь необходимо отметить тудности в идентификации этого комплекса вообще. Не случайно в хорошо изученном районе Папуасского офиолитового пояса параллельные дайки обнаружены только в последнее время [Davies, 1977].

Как известно, присутствие комплекса параллельных даек в разрезе офиолитов является основным отправным пунктом гипотезы спрединга и новой глобальной тектоники. В данной работе автор старался показать, что процесс деструкции, новообразования "океанической" коры в пределах впадин окраинных морей, сопряженных с офиолитовыми аллохтонами, не укладывается в рамки этой гипотезы. Если это так, то можно думать, что комплекс параллельных даек формируется также в условиях окраинного моря.

В настоящее время общепринято мнение, что складчатые геосинклинальные зоны, расположенные на краях контитентов, являются частями древних океанических структур, причленившихся в процессе своего развития к континентальным блокам. В частности, эвгеосинклинали Тихоокеанского сегмента Земли, возникшие в мезозое, образовались на коре океанического типа [Пейве, 1969; и др.]. Они расположены на краях современного геосинклинального пояса и по отношению к другим, входящим в него зонам, играют роль окраинных или краевых поднятий [Пущаровский, 1972]. Такие зоны, находящиеся на материках или крупных островах, отличаются высокой тектонической подвижностью, присутствием позднекайнозойских геосинклинальных складчатых формаций, тесными связями с современными геосинклинальными районами. К ним и принадлежат Восточный Сахалин, юго-восточная часть Папуа Новой Гвинеи, Северный Калимантан и Новая Каледония. Офиолитовые аллохтоны всех этих районов представляют собой фрагменты деструктивных глубоководных впадин, выраженных своеобразными пластинами океанической коры и верхней мантии, надвинутыми на края субконтинентальных и континентальных структур. Для надвиговых зон подобного типа в литературе уже давно существует специальный термин — зона обдукции. Впервые он был применен Р. Колманом [Coleman, 1971]

для обозначения офиолитовых зон на Новой Каледонии, в Папуа Новой Гвинее и в ряде других рейонов, а Д. Дьюи и Д. Берд [Dewey, Bird, 1971] использовали его для офиолитовой зоны Ньюфаундленда. В данной работе в этот термин не вкладываются понятия новой глобальной тектоники, тем не менее он удобен для пользования, поскольку достаточно полно отражает физическую сущность процесса.

Причина подобного надвигания, несомненно, общая. Она заключается в движении пластин океанической коры и верхней мантии в стороны от возникшей в той или иной области зоны растяжения. Ведущая роль здесь принадлежит, по выражению А.В. Пейве, тектоническому скучиванию горных пород, горизонтальным перемещениям пластин и блоков земной коры. Такое движение и сопровождающее его тектоническое скучивание на западной периферии Тихого океана происходили в большом масштабе в позднемеловое-третичное время. Зоны растажения (деструкции) приурочены к глубоководным впадинам окраинных морей.

В свете указанного механизма, вероятно, найдет объяснение образование целого ряда других офиолитовых аллохтонов и глубоких впадин. Сходные предположения уже высказаны для Карибского региона [Пущаровский, Адамович, 1974] и для древних геосинклинальных областей в пределах Корякского нагорья [Руженцев и др., 1977].

and the second sec

В итоге выполненной работы автором получены следующие результаты.

1. В пределах Восточного Сахалина породы офиолитовой ассоциации всюду слагают тонкие тектонические пластины, перемещавшиеся в направлении с востока на запад и залегающие на верхнемеловых толщах. В Восточном хребте пова Шмидта установлен моноклинальный пакет пластин, полого наклоненный на восток, в строну Охотского моря. Пластины гарцбургитов, габброидов и базальтов с фрагментами комплекса параллельных даек, плагиогранитов подстилаются серпентинитовым меланжем. В отдельных случаях образования меланжа сами являются аллохтонными пластинами. Среди глыбовых включений меланжа резко преобладают породы офиолитовой ассоциации. Помимо пород, слагающих тектонические пластины, в меланже присутствуют глыбы и блоки амфиболитов, зеленых сланцев, глаукофансодержащих пород и глаукофановых (с винчитом и кросситом) сланцев, лиственитов, родингитов, хромитов, энстатититов, яшм и кремнистых пород, известняков. Сами пластины не представляют собой монолитных тел, а имеют чешуйчатое или сложное блоковое строение.

В восточной части Восточно-Сазалинских гор наблюдается широкое развитие тонких ультрабазит-габбровых пластин, серпентинитового меланжа и олистостромы. Верхняя, эффузивно-радиоляритовая, часть офиолитов здесь отсутствует. Ультрабазит-габбровые пластины сложены широким спектром пород. Это сернентинизированные верлиты, лерцолиты, клино- и ортопироксениты, троктолиты, габбро, габбро-нориты и анортозиты. Эти породы образуют тонкое переслаивание, из-за чего отдельные участки пластин имеют тонкополосчатую структуру. Устанавливаемые постепенные переходы от существенно оливиновых пород через признаками позволяют троктолиты в полосчатые габбро-нориты наряду с другими относить эти образования к полосчатой серии офиолитовой ассоциации. Среди глыбовых включений серпентинитового меланжа, подстилающего ультрабазит габбпластины, присутствуют офикальциты, клинопироксенитовые милониты, амфиболиты, габброиды, хромиты и породы этносительного автохтона - яшмы, известняки, базальты богатинской и ракитинской свит.

Олистостромовая толща рассматривается в объеме березовской свиты и имеет позднесантонский-датский возраст, когда и произошло шарьирование офиолитов.

Установлено сложное покровно-чешуйчатое строение района восточной части Восточно-Сахалинских гор в целом. На олистостроме залегает пластина глубоководных кремнисто-глинисто-вулканогенных образований богатинской и ракитинской свит коньяк-сантонского возраста, перекрытая, в свою очередь, ультрабазит-габбровыми пластинами и серпентинитовым меланжем.

2. По отдельным фрагментам офиолитовой ассоциации, выведенным на поверхность в различных районах Восточного Сахалина, реконструирован разрез офиолитов, который включает в себя дунит-гарцбургитовый комплекс, кумулятивный комплекс, состоящий из переслаивания основных и ультраосновных пород в низах (полосчатая серия) и амфиболизированных габбро и габбро-диабазов в верхах, комплекс параллельных даек и эффузивно-радиоляритовую часть разреза. Суммарная мощность этого разреза, исходя из мощностей отдельных пластин, составляла не менее 2000 м.

Таким образом, по-новому расшифрована тектоника п-ва Шмидта и ряда районов Восточно-Сахалинских гор, что существенно для дальнейшего проведения геолого-съемочных работ.

Описанные в работе офиолитовые аплохтоны и генетически с ними связанные серпентинитовый меланж и олистострома позволяют с большей степенью достоверности характеризовать строение конкретных тектонических зон, что способствует научно обоснованному прогнозу поисков различных полезных ископаемых.

3. В образовании офиолитовой серии Восточного Сахалина выделены четыре атапа, каждый из которых характеризовался определенными тектоническими и магматическими условиями. Наиболее древний зтап — формирование дунит-гарцбургитового комплекса. Этапы формирования кумулятивного комплекса, комплекса параллельных даек и эффузивно-радиоляритовой части разреза охватывают интервал времени поздняя юра—середина мела (60—65 млн. лет) и разделяются перерывами, установленными по различному характеру деформаций, метаморфизма и химизма пород. Магматическое становление этих трех комплексов происходило при прогрессирующем растяжении и раздвиге "базальтовой" оболочки в районе впадины Дерюгина и сопровождалось дифференцированными горизонтальными движениями преимущественно вдоль границы М. В коньякском веке магматическое становление офиолитового комплекса, или, другими словами, образование новой океанической коры, в районе впадины Дерюгина завершилось. К концу сантона здесь накопился комплекс отложений собственно краевого моря, представленный сочетанием кремнисто-глинистой и кремнисто-вулканогенной формаций (богатинская и ракитинская свиты). Таким образом, гипотетический разрез впадины Дерюгина к концу сантонского века характеризовался наличием полного разреза океанической коры и вышезалегающего комплекса отложений краевого моря.

В позднем сеноне произошла перестройка структурного плана, выразившаяся в появлении системы тыловой раздвиг-фронтальный надвиг. При этом верхние части литосферы впадины Дерюгина по пологим срывам сместились к западу, образовав офиолитовые аллохтоны и покровную структуру Восточного Сахалина в целом.

4. Геодинамические особенности впадины Дерюгина и Восточного Сахалина обусловлены тектоникой Охотского моря в целом как области длительного неустойчивого состояния земной коры. Мозаичное сочетание разновозрастных субокеанических и субконтинентальных поднятых и погруженных структур в центральной части Охотского моря и вся совокупность геолого-геофизических данных свидетельствуют о динамичном тектоническом режиме и принадлежности акватории к обширной западнотихоокеанской области несформировавшейся континентальной коры.

Предложена новая схема тектонического районирования дна Охотского моря, где выделены зоны континентальной коры различного возраста, районы субконтинентальной коры, различающиеся по времени формирования гранитно-метаморфического слоя, и участки вторичной субокеанической коры. Гипотетический Охотский "срединный" массив в центральной части акватории отсутствует.

5. В ходе геосинклинального развития Охотоморского региона в мезозое и кайнозое на фоне созидания континентальной коры происходили разрушительные процессы. Большую роль при этом играли растяжение земной коры и раздвиги. Впадины Дерюгина и Южно-Охотская являются яркими примерами деструктивных структур.

6. Генетическая связь между становлением офиолитовых аллохтонов и образованием глубоководных впадин, подтверждаемая примерами Сахалина, Индонезии и Меланезии, представляет существенную закономерность в развитии приокеанических геосинклиналей на западе Тихого океана.

7. Выполненный анализ показывает, что в приокеаническом геосинклинальном поясе на переходной стадии развития земной коры большая роль в тектоническом процессе принадлежит деструкции, видоизменяющей формирующийся тектонический план.

- Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника дна северной части - Докл. АН Охотского моря. — Дол 1975, т. 220, № 4, с. 74-81. CCCP,
- Алексейчик С.Н. Геоструктурная схема Япокайнозойской геосинклино-Охотской нальной области. - В кн.: Атлас Сахалинской области, М.: ГУГК, 1967, с. 25-28.
- Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 107 c.
- Архипов И.В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. – Тр./ГИН АН СССР, 1964, вып. 113, с. 88-136.
- Белоусов В.В. Геология океанов. В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, c. 109-120.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Науха, 1977. 171 с.
- Беляев И.В., Корсаков О.Д., Чиков Б.М., Юнов А.Ю. Тектоническое районирование зал. Шелихова и прилегающих районов геофизическим данным). (no -Докл. АН СССР, 1966, т. 171. № 5, с 1149-1152.
- Бенц Ф. Геология южной части хребта Лорд-Хау, юго-западная часть Тихого океана. В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 242–254. Бехтольд А.Ф., Семенов Д.Ф. Новые данные о
- составе и структуре Шельтингского габ-Caxaбро-перидотитового плутона (о. лин). - Докп. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, c. 445-448.
- Богданов Н.А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М.: Наука, 1967. 179 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 182).
- Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана М.: Наука, 1975. 259 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 269).
- Богданов Н.А. Океаническая кора и офиолиты континентов. - Вестн. АН СССР, 1978, № 2, c. 71–79.
- Богданов Н.А. О тектоническом скучивании коры в океанах. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 133-147.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 9-29.
- Васильев Б.И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей иглубоководных желобов северозападного сектора Тихого океана. Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. В99-901.
- Ващилов Ю.Я., Гайнанов А.Г., Строев П.А. Интерпретация гравитационного попя области Охотского моря и Тихого океана. --Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2, c. 55-62.
- Вергунов Г.П. Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских

островов. - Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 3, c. 629-632.

- Власов Г.М. Приохотские складчатые области (Сахалин, Курильские острова, Камчатка и Корякское нагорье). — В кн.: Геологи-ческое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 3, с. 223-234.
- Волкова Н.А. Распределение температур в земной коре Южно-Охотского региона. Тр./СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975, вып. 37, с. 202—212.
- Гальцев-Безюк С.Д. Гипербазиты Сахалина. Тр./ВНИГРИ, 1963, вып. 224, с. 147-159.
- Гальцее-Безюк С.Д., Меланхолина Е.Н., Рож-дественский В.С. Тектоника Сахалина. В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса: Мате-Тихориалы совещания по тектонике океанского пояса. Магадан, 1974, с. 72-**B**8

Геодекян А.А., Непрочнов Ю.П., Ельни-

- ков И.Н., Ярошевская Г.А., Троцюк В.Я., Покрышкин А.А., Шеина Л.П. Новые данные о глубинном строении впадины ТИНРО в Охотском море. - Докл. АН СССР,
- 1978, т. 243, № 2, с. 449-452. Теодекян А.А., Удинцев Г.Б., Баранов Б.В., Береснев А.Ф., Бёрк К., Богатиков О.А., Габов В.В., Гнибиденко Г.С., Дмит-риев Ю.И., Зоненшайн Л.П., Куренцо-ва Н.А., Разницин Ю.Н., Рудник Г.Б., Сушевская Н.М. Коренные породы дна центральной части Охотского моря. - Сов.
 - геология, 1976, № 6, с. 12–31. Геодекян А.А., Уди:щев Г.Б., Береснев А.Ф., Троцюк В.Я. Геолого-геофизические и геохимические исследования в Охотском море. — Сов. геология, 1974, № 1, с. 43—52. Геопогия СССР. Т. 19. Хабаровский край и
 - Амурская область. М.: Недра, 1966. 271 с.
 - Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. 695 с.
 - Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970. 431 с.
 - Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974. 192 c.
 - Гийон Ж. Новая Каледония. В кн.: Мезокайнозойские складчатые пояса. M.: Мир, 1977, т. 2, с. 73-83.
 - Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 197В. 194 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 313).
 - Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 2В6 с.
 - Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря. - Докл. АН СССР, 1976, т. 222, № 1, с. 163–165.
 - Гнибиденко Г.С., Ивлев А.Я. О составе, возрасте и скорости сейсмических волн "акустического" фундамента центральной части Охотского моря. – Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 431–434.
 - Гольденберг В.И. Стратиграфия и тектоника северо-восточного окончания Монголо-Охотской складчатой области (Джугджуро-Аянский район): Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1971.25 c.

- Гранник В.М. Вулканогенно-осадочные формации верхнего мела Восточно-Сахалинского региона и некоторые вопросы их генезиса: Автореф. дис. . . канд. геол.минерал. наук. Владивосток: ДВГИ, 1973. 31 с.
- Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенноосадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 162 с.
- Григорьев В.Н., Книппер А.Л., Соколов С.Д. Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кылычлинской синклинали. – Сов. геология, 1975, № 7, с. 62–73.
- геология, 1975, № 7, с. 62–73. Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
- Гринберг Г.А. Вулканические формации югозападной части Охотско-Чукотского пояса. — В кн.: Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976, с. 13–14.
- Дервиз В.М. Кристаллические породы Северного Сахалина. — Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1915, вып. 102, 98 с.
- Дмитриев Ю.М., Соловова И.П., Долинина Ю.В., Муравицкая Г.Н. Петрология базитов Филиппинского моря по данным глубоководного бурения. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4, с. 19–33.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
- Дюбуа Ж., Обертен А., Луи Ж., Гийом Р., Лоне Ж., Монтадер Л. Континентальные окраины вблизи Новой Каледонии. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 226—241.
- М.: Мир, 1978, т. 2, с. 226–241. *Егоров А.Е.* Геология метаморфических комплексов о. Сахалина: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: СахКНИИ, 1969. 25 с.
- Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 243 с.
- Жидкова Л.С., Тодоровская В.Н. О взаимоотношениях верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина. — Тр./ВНИГРИ, 1963, вып. 224, с. 229—255.
- Жуланова И.Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов пова Тайгонос. Геотектоника, 1974, № 1, с. 111–123.
- Журавлее А.В., Лившиц М.Х., Остистый Б.К., Баранов В.В., Волков А.Н., Суховольский Л.Н., Тарасевич Ю.Н. Шельф Сахалина: геопогическое строение, перспективы нефтегазоносности и пути освоения ресурсов нефти и газа. М.: Недра, 1975. 191 с.
- Заборовсквя Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе М.: Наука, 1978. 199 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 315).
- Занюков В.Н. Центрально-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 4, с. 913— 916.
- Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития в мезо-кайнозое северной части Корякского нагорья: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 197В. 24 с.
- Зоненшайн Л.Л., Савостин Л.А., Удинцев Г.Б., Мирлин Е.Г., Береснев А.Ф., Разницин Ю.Н. Глубинное строение, вулканизм и развитие Охотского региона. – В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов: Крат. тез. Всесоюз. симпоз. Владивосток, 1976, с. 88–В9.
- Иено Н., Канеока И., Озима М., Саито К. Абсолютный возраст вулканических пород

Японии и подводных гор в пределах этого района. — В кн.: Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. радио, 1976, с. 30–38.

- Капица А.А. К вопросу о магматических горных породах острова Сахалина. – В кн.: Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск, 1960, № 4, с. 41–46.
- Караупов В.Б. Палеозойские структуры Западного Приохотья (Удско-Шантарский и Тугурский районы). — Геотектоника, 1970, № 1, с. 69—81.
- Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 266—287.
- Кичина Е.П., Остапенко В.Ф. Щелочные базальты подводного вулкана Белянкина (Охотское море). – Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 1, с. 205–208.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 204 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Книппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса. – Геотектоника, 1978. № 2, с. 50– €3.
- Ковтунович Ю.М., Шилов В.Н. Мезо-палеозойские вулканогенные формации Сахалина. – Тр./СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969, вып. 21, с. 155–162.
- Ковылин В.М., Строев П.А. Основные структуры земной коры переходной зоны в области Японского моря. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 7, с. 86–101.
- Коган Л.И., Корсаков О.Д., Удинцев Г.Б. Новые данные о строении Тасманова моря. – Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4, с. 954– 956.
- Колман Р.Г. Офиолиты, М.: Мир, 1979. 261 с.
- Коренбаум С.А., Мишкин М.А., Гнибиденко Г.С., Куренцова Н.А. К петрологии коренных пород дна Охотского моря. — В кн.: Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 51–79.
- Косыгин В.Ю. О некоторых чертах строения и развития земной коры южной части Охотского моря в свете интерпретации локальных аномалий силы тяжести. — "Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 6, с. 1421— 1424.
- Косыгин В.Ю. Об эволюции земной коры Южно-Охотского региона. — Геотектоника, 1978, № 6, с. 93—100.
- Косыгин В.Ю., Павлов Ю.А., Полов Е.И. Районировние аномального гравитационного пода южной части Охотского моря. — В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 35–41.
- Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Тектоника Дальнего Востока. — Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 150—157.
- Краснов Е.В., Савицкий В.О. Верхнеюрские коралловые рифы Сахалина и гипотеза дрейфа Японских островов. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3, с. 659—661.
- АН СССР, 1973, т. 209, № 3, с. 659—661. Красный Л.И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. – Докл. АН СССР, 1956, т. 107, № 1, с. 135—138.
- Красный Л.И. Внутренняя часть Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Геоло-

гическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966, с. 426–439.

- Красный М.Л., Кочергин Е.В. Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Тр./СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975, вып. 37, с.163— 175. (Геофиз. сб.; № 6).
- Красный М.Л., Михайлов В.И., Куликов А.А. О геологическом строении возвышенности Академии Наук СССР (Охотское море). – Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 6, с. 1389–1393.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр./ГИН АН СССР, 1965, вып. 134. 365с.
- Леонов М.Г. Гравитационные и тектоно-гравитационные микститы в структуре складчатых областей: Автореф. дис..., дра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 52 с.
- Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Кузнецова И.К. Щелочной амфибол группы кроссит-родусит из альбититов Южно-Шмидтовского гипербазитового массива (Северный Сахалин). – Тр./ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 305, с. 85–92.
- Лившиц М.Х., Журавлев А.В., Балабко Н.С. Основные особенности структурного плана и характер изменения мощностей слоистых образований вдоль трансохотского профиля МОВ. — В кн.: Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1972, т. 3, с. 22–31.
- Литвинов Э.Л. О возможной природе глубоководных котловин окраинных морей. – В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1971, с. 33–35.
- Маргупис Л.С., Мудрецов В.Б., Сапожников Б.Г., Федотов Г.П., Хведчук И.И. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря. – Сов. геология, 1979, № 7, с. 61–71. Марков М.С. Структурная приуроченность
- Марков М.С. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и базальтовый слой земной коры островных дуг: Автореф. дис...д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1973. 56 с.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 26В).
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967. 222 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 16В).
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 15— 31.
- Марков М.С., Пущаровский Ю.М., Тильман С.М., Федоровский В.С., Шило Н.А.; Тектоника востока Азии и дальневосточных морей. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 3–21.
- Меланхолина Е.Н. Западно-Сахалинский прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973, 174 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 242).
- Меланхолина Е.Н. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо. – Геотектоника, 1975. № 3, с. В8–104.
- Милашин А.П. О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отраженных волн. —

Докл. АН СССР, 1967. т. 177, № 6, с. 1419– 1422.

- Милсом Дж. Восточная Новая Гвинея. В кн.: Мезо-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 2, с. 94—107.
- Мурс Э.М., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 50–74.
- Мытарев В.П. Новые данные по стратиграфии меловых отложений полуострова Шмидта. — В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1969, вып. 7, с. 94–103.
- Нарыжный В.И. Интрузивные комплексы Сахалина. — Тр./СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1963, вып. 15, с. 3–13.
- Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 159 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 280).
- Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н., Непрочнова А.Ф., Седов В.В. Сейсмические исследования земной коры в морях и океанах. – В кн.: І съезд советских океанолов: Тез. докл. М.: Наука, 1977, вып. 3, с. 9–10.
- Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н., Ельников И.Н., Шишкина Н.А., Ткачук А.Н. Новые данные о строении осадочной толщи хребта Лорд-Хау и Новокаледонской котловины. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 4, с. 655-660.
- Новиков Г.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Поронайской низменности. – Тр./ВНИГРИ, 1969, вып. 255, с. 36–42.
- Остапенко В.Ф. Подводные вулканы прикурильской части Охотского моря и их значение для понимания истории этого региона. – Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 16B–171.
- Павлов Ю.А., Туезов И.К. Результаты изучения плотностных неоднородностей верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану при трансформациях гравитационного поля в верхнее попупространство. — Тр./СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 33, с. 265— 271.
- Паккэм Дж., Фалви Д. Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир. 1974, с. 288–314.
- Парфенов Л.М., Корсаков Л.П., Натальин Б.А., Попеко В.А., Попеко Л.И. Древние сиалические блоки в складчатых структурах Дальнего Востока. — Геол. и геофиз., 1979, № 2, с, 29—46.
- геофиз., 1979, № 2, с. 29–46. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.
- Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С. Офиолиты: современное состояние изучения и его основные задачи. – Геотектоника, 1977, № 6, с. 4–15.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пущаровский Ю.М., Шлезингер А.Е., Штрейс Н.А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). – Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–23.
- Плешаков И.Б. Геологическое строние и нефтеносность Пограничного района Северного Сахалина. – Тр./ВНИГРИ, 1956, вып. 99, с. 42–71.
- Попов А.А., Аносов Г.И. Новые данные о строении земной коры Курильской котло-

вины. – Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 166–168.

- Пущаровский Ю.М. О твктонике Сахалина. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12, с, 42—61.
- Пущаровский Ю.М. Введенив в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 220 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пущаровский Ю.М., Адамович А.Ф. Латиноамериканский геологический конгресс. – Верти АН СССР 1974 № 5 с 109-112
- Вестн. АН СССР, 1974, № 5, с. 109–112. Пущаровский Ю.М., Афремова Р.А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. – В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Науке, 1965, с. 85–127.
- Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницин Ю.Н., Шмидт О.А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей. – Геотектоника, 1977, № 5, с.83-94.
- Пущаровский Ю.М., Яншин А.Л. Тихоокеанский тектонический пояс. — В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса: (Материалы совещания по тектонике Тихоокеанского пояса). Магадан, 1974, с. 12–21.
- Разницин Ю.Н. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан). — Геотектоника, 1975, № 2, с. 68—84.
- Разницин Ю.Н. Тектоника Охотского моря. В кн.: І съезд советских океанологов.: Тез. докл. М.: Наука, 1977, вып. 3, с. 29– 30.
- Разницин Ю.Н. Серпентинитовый меланж и олистострома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор. – Геотектоника, 1978, № 2, с. 96–108.
- Разницин Ю.Н., Богданов Н.А. Офиолиты полуострова Шмидта: Путеводиталь научной экскурсии симпозиума "Офиолиты Тихоокеанского пояса". Тур. 7. М., 1979. 18 с. (XIV Тихоокеанский научный конгресс).
- Ратновский И.И. Геологическое строение п-ова Шмидта на Сахалине. М.: Недра, 1960. 165 с. (Тр./ВНИГРИ; Вып. 146).
- Речкин А.Н. О новом типе золотого оруденения в ультрабазитах. – Геол. и геофиз., 1974а, № 2, с. 49–53. Речкин А.Н. Офиолиты Восточного хребта
- Речкин А.Н. Офиолиты Восточного хребта полуострова Шмидте (о. Сахалин). – В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974б, с. 116–129.
- Речкин А.Н., Рождественский В.С., Семенов Д.Ф., Шейко В.Т. Альпинотипные гипербазиты Сахалина и связанные с ними полезные ископаемые. – В кн.: Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию. Т. 2. Магматизм и эндогенное рудообразование. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 9В–100.
- Речкин А.Н., Семенов Д.Ф., Шейко В.Т. Офиолитовые ассоциации Сахалина и их струк-Турное положение. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 88–100.
- Рихтер А.В. Блоковое строение Сусунайского хребта. — Геотектоника, 1981, № 2, с. 99— 106.
- Рождественский В.С. Закономерности размещения ртутного оруденения Сахалина: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1971. 29 с.

Рождественский В.С. Сдвиги в Восточном

хребте полуострова Шмидта на Сахалине. – Геол. и геофиз., 1972, № 10, с. 131– 134.

- Рождественский В.С. Сдвиги Северо-Восточного Сахалина. — Геотектоника, 1975, № 2, с. 85–97.
- Рождественский В.С., Речкин А.Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5, с. 1156—1159.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). — Тр./ГИН АН СССР, 1976, вып. 283.171 с. Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е.,
- Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялобжеский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей. – Геотектоника, 1977, № 5, с. 95–113.
- Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. – Литол. и полез. ископаемые, 1973, № 6, с. 21–32.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). – Геотектоника, 1977, № 6, с. 46– 60.
- Савостин П.А. Геотермические исследования в окраинных и внутренних морях (Охотское, Черное, Карибское): Автореф дис.,. канд. геол.-минерал. наук. М.: Ин-т окевнологии АН СССР, 1974. 25 с.
- Савостин Л.А. Природа аномалий теплового потока в Охотском море. — В кн.: Глубинное строёние, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов: Краткие тез. Всесоюз. симпоз. Владивосток, 1976. 61. с.
- Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы. М.: Недра, 197В. 183 с.
- Свргеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы: Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974, 45 с.
- Сергеев К.Ф., Занюков В.Н., Сергеева В.Б. Формационная принадяежность осадочных и магматических образований Сахалина. – Геол. и геофиз., 1973, № 3, с. 50–57.
- Слодкевич В.В. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы Сахалина: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕ ГЕИ, 1975а. 25 с. Слодкевич В.В. Шельтингский перидотит-
- Слодкевич В.В. Шельтингский перидотитпироксенит-норитовый расслоенный плутон Восточного Сахалина. — Докл. АН СССР 19756 т. 222 № 4. с. 946—949.
- АН СССР, 19756, т. 222, № 4, с. 946–949. Слодкевич В.В., Леснов Ф.Л. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин). – Тр./ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 305, с. 53–63.
- Смехов Е.М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. — Тр./ВНИГРИ. Спец. сер., 1953, вып. 6, с. 115—122.
- Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки. — Геотектоника, 1971, № 3, с. 104— 117.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 2. Карта измеренного и фонового теплового потока. — Вулканология и сейсмология, 19ВО, № 1, с. 16–31.
- Снеговской С.С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающих окраин Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 87 с.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа.

М.: Наука, 1977. 92 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 296).

- Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. – Сов. геология, 1963, № 3, с. 113–12В.
- Соловьев С.Л., Тувзов И.К., Снеговской С.С., Красный М.Л., Ивлев А.Я., Сваричевский А.С., Табояков А.Я., Тютрин И.И. Глубинное строение Охотоморского шельфа Центрального Сахалина. – Геол. и геофиз., 1979, № 5, с. 104–116.
- Соловьева И.А. Сравнительная геолого-геофизическая характеристика островных дуг и окраинных морей Карибского и Охотского регионов: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1968. 29 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
- Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
- Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора ло сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975. 102 с.
- Сузюмов А.Е. Строение дна морей юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1977. 71 с.
- Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 123 с.
- Сычев П.М. Взаимосвязь глубинных и поверхностных тектонических процессов северозападной части Тихоокеанского подвижного пояса: Автореф, дис. . д-ра геол.минерал, наук. Новосибирск: ИГиГ Со АН СССР, 1978. 55 с.
- Сычев П.М., Снеговской С.С. Глубоководные впадины Японского, Охотского и Берингова морей. – В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976, с. 125–138.
- Тайер Т.П. Некоторые аспекты структурного положения серии пареллельных даек в офиолитовых комплексах. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 32–45.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М.: ГУГК, 1970.
- Тихонович Н.Н. Полуостров Шмидта. Пг., 1914. 166 с. (Тр. Геол. ком. Нов. сер.; Вып. 82).
- Тихонович Н.Н., Полевой П.И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина, Пг., 1915. 77 с. (Тр. Геол. ком. Нов. сер.; Вып. 120).
- Туезов И.К. Строение земной коры северозападного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Автореф. дис.... дра геол.-минерал. наук Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972. 42 с.
- Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975, 230 с.
- Туезов И.К. Погребенные и подводные вулканы Курильской глубоководной котловины Охотского моря. – Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 1, с. 198–200.
- Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. Тр./Ин-т океанологии АН СССР, 1957, т. 22, с. 3–76.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.

- Удинцев Г.Б., Бареснев А.Ф., Геодекян А.А., Мирлин Е.Г., Савостин Л.А., Шрейдер А.А., Баранов Б.В. Предварительные данные геолого-геофизических исследований в Охотском море и северо-западной части Тихого океана на нис "Витяъ". – В кн.: Геолого-геофизические исследования в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. радио, 1976, с. 19–29.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Цукерник А.Б. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейн рек Пенжины, Еропола, Анадыря). – Бюл, МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, выл. 2, с. 67–82.
- Хаин В.Е. Об основных эпохах офиолитообразования в истории Земли. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 147–159.
- Хаин В.Е., Левин Л.Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой. –Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 6, с. 3–18.
- Харахинов В.В., Кононов В.Э., Альперович И.М., Никифоров В.М., Слуднев Ю.Г., Терещенков А.А. Глубинная структура Сахалина. – Сов. геология. 1979, № 4, с. 50– 61.
- Хатисон Ч. Офиолиты Юго-Востока Азии, В кн.: Тез. докл. Междунар. симпоз. "Офиолиты в земной коре". М.: Наука, 1973, с. 29–32.
- Чиков Б.М., Юнов А.Ю., Беляев И.В. Строение акватории Охотского моря и его соотношение со складчатыми структурами побережий. – Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 23–34.
- Шимараев В.Н. Тектоническое строение восточной части Охотского моря. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1971, вып. 6, с. 55—57. Шимараев В.Н. Вулканические пояса восточ-
- Шимараев В.Н. Вулканические пояса восточной части Охотского моря. В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов: Крат. тез. Всесоюз. симпоз. Владивосток, 1976, с. 99—100.
- Шипулин Ф.К. Некоторые данные о геологическом строении острова Ионы в Охотском море. – В кн.: Материалы по геологии, полезным ископаемым и минералогии Дальнего Востока. Магадан, 1958, с. 51–54.
- Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 197В. 100 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 320).
- Эльтер П., Тривизан Л. Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 183–195.
- М.: Мир, 1976, с. 183–195. Юнов А.Ю. Новый вариант глубинного геологического строения дна Охотского моря. – Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 4, с. 893–896.
- Юркова Р.М. Родингиты офиолитового комплекса полуострова Шмидта (Северный Сахалин). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2, с. 101–109.
- Abbat E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistolithies. – Sediment. Geol., 1970, vol. 4, No 3/4, p. 521–557.
- Andrews J.E. Site 2B7. Initiae. Repts Deep Sea Driil. Proj., 1975, vol. 30, p. 133–174.
- Avias I.V. Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. — Tectonophysics, 1967, vol. 4, N 4/6, 1967, p. 531— 541.

Avias I.V. About some features of allochtonous

- ophiolitic and volcanosedimentary suites and their contact zones in New Caledonia. - In: Symp, intern.: Geodyn. Sud-Ouest, Pacif., Noumea, 1976. Paris, 1977, p. 245-263.
- Baily E.N., Blake M.C. Major chemical characteristics of mesozoic Coast Range ophiolite in California. - U.S. Geol. J.Res., 1974, vol. 2, p. 102-141.
- Barret T.J., Spooner E.T.C. Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the East Ligurian Apennines Itali - a comparison with observetion from oceanic ridges. - Earth and Planet, Sci. Lett., 1977, vol. 35, p. 79-91.
- Bonatti E., Emiliani C., Ferrara G., Honnorez J., Rvedell H. Ultramafic-carbonate breccias from the Equatorial Mid-Atlantic ridge. -
- Mar. Geol., 1974, vol. 16, p. B3–102. Brookfield M.E. The emplacement of giant ophiolite nappes, I. Mesozoic–Cenozoic examptes. - Tectonophysics, 1977, vol. 37, N 34, p. 247-303.
- Brothers R.N. Lawsonite-albite schists from northernmost New Caledonia. - Contr. Miner. and Petrol., 1970, vol. 25, p. 185-202.
- Brothers R.N. High-pressure schists in Notrhern New Caledonia. - Contr. Miner. and Petrol., 1974, vol. 46, p. 109–127.
- Brothers R.N., Blake M.C.Jr. Tertiary plate tectonics and highpressure metamorphism in New Caledonia. Tectonophysics, 1973, vol. 17, p. 337-35B.
- Burns R.E., Andrews J.E. Regional aspects of Deep Sea Drilling in the South-West Facific, Initial. Repts Deep Sea Drill. Proj., 1973, vol. 31, p. 897-906.
- Capedri S., Garuti G., Rossi A. Rodingites from Pindos. Constraints on the "rodingite problem". - Ofioliti: Bol. del gruppo di lavoro suele ofioliti Mediterranee, 1977, vol. 2, No 2/3, p. 359-362.
- Coleman R.G. Plate tectonics and emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. - J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 5, p. 1212-1222.
- Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. N.J., 1976, 2B8 p.
- Curtis J.W. Plate tectonics and Papua New Guinea - Solomon Islands regions. - J. Geol. Soc. Austral., 1973, vol. 20, No 1, p. 21-36.
- Davey E.J. Gravity and magnetic measurements over Aotea Seamount, eastern Tasman Sea. -N.Z.J. Geol. and Geophys., 1973, vol. 16, No 4, p. 42-50.
- Davies H.L. Peridotite-Gabbro-Basalt complex in Eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. - Bull, Bur, Miner, Resowrces., Geol. and Geophys. Austral., 1971, vol. 12B, 48 p.
- Davies H.L. Papua New Guinea ophiolites. In: 25th International Geological Congress: Excursion guide, N 52A. New Guinea: Geol. Surv. Papua, 1976, p. 1-13.
- Davies H.L. Crustal structure and emplacement of ophiolite in South-Eastern Papua New Guinea. New Guinea: Geol. Surv. Papua, 1977,
- rept. N 77/15. 29 p. Davies H.L., Ives D.I. The geologe of Fergusson and Goodenough Islands Papua. - Bull, Bur. Miner. Res. Geol. and Geophys. Austral, 1965, vol. B2, p. 1B-22.
- Davies H.L., Smith I.E. Geology of Eastern Papua. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 6, p. 35-41.
- Dewey J.E., Bird J.M. Origin and emplacement of the Ophiolite Suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. - J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 14, p. 3179-3206.
- Dubois I., Guillon I.H., Lannay I., Trescases I.I. Structural and other aspects of the New Ca-

ledonia - Norfolk area. - In: The Western Pacific Islands arcs, Marginal Seas: Geochemistry. Nedlands, 1973, p. 27-35.

- Earthquake map ot the Indonesian region/W. Hamilton, Scale 1:5 000 000, Reston: Dep. Inter, U.S. Geol. Surv., 1974. Engel C.G., Fisher R.L. Granitic to ultramafic
- rock complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian Ocean. - Bull, Geol, Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 11, p. 1553-157B.
- Finlayson D.M., Drummond B.I., Collins C.D.N., Conelly I.E. Crustal structure under the Mount Lamington region of Papua New Guinea. - In: Volcanism in Australia. Amster-
- dam: Elsevier, 1976, p. 259–274. Finlayson D.M., Drummond B.J., Collins C.D.M., Connelly J.B. Crustal structures in the region of the Papuan ultramafic belt. - Phys. Earth
- and Planet. Interiors, 1977, vol. 14, p. 13-29. Finlayson D.M., Muirhead K.J., Webb J.P., Gibson G., Furumoto A.S., Cooks R.J.S., Russel A.J. Seismic investigation of the Papuan ultramafic belt. - Geophys. J. Roy Astron. Soc., 1976, vol. 44 p. 45-60.
- Gardner J.V. Submarine geology of the western Coral sea. - Bull, Geol. Soc. Amer., 1970, vol. B1, p. 2599-2614.
- Geology of Papua New Guinea, Geological map. Scale 1 : 1 000 000/Ed. H.Swartz, Australie: Dep. Miner. Resour., Geol. and Geophys., 1972.
- Henry M., Karig D.E., Shor G.G. Two seismic refraction profiles in the West Philippine Sea. - Initial Repts. Deep See Drill. Proj., 1975, vol. 31, p. 611–614. Hochstein M.P. Interpretation of magnetic
- anomalies over the Dampier and Norfolk Ridges, South-West Pacific. - In: The Western Pacific Islands arcs. Marginal Seas; Geoche-
- mistry, Nedlands, 1973, p. 65–76. Hodges F.N., Papike J.J. Magmatic cumulates from Oceanic Layer 3. J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 23, p. 4135-4151.
- Hutchison C.S. Ophiolite in Southeast Asia. -Bull. Geol. Soc, Amer., 1975, vol. B6, p. 797-B06.
- Jackson E.D., Thayer T.P. Some criteria for distinguishing between stratiform concentricic and Alpine peridotite-gabbro complexes. -In: 24th Intern. Geol. Congr., 1972, sect. 2, p. 132-135.
- Karig D.E. Remnant Arcs, Bull, Geol. Soc.
- Amer., 1972, vol. 83, N 4, p. 1057-106B. rig D.E., Anderson R.N. Characteristics of Karig D.E., inter-arc spreading in the Mariana Trough. -In: 25th Internat. Geol. Congr., Abstr. Canberra, 1976, vol. 3, p. 52-55.
- Kirk H.J.C. The igneous rocks of Sarawak and Sabach. Malaisia, Kuching, Sarawak, 1968. 210 p. (Bull. Geol. Surv. Borneo region; Vol. 5)
- Kogan M.G. Gravity field of the Kuril-Kamtchatka Arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere. - J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 11, p. 1381-1390. Krause D.C. Tectonics, marine geology and bat-
- hymetry of the Celebes Sea-Salu Sea region. -Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, vol. 77, N B, p.813-832.
- Lancelot Y., Embley R.W. Piercement structures in deep oceans. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, vol. 61, N 11, p. 3B-46.
- Lillie A.R., Brothers R.N. The geology of New Caledonia. N. Z.J. Geol. and Geophys., 1970, vol. 13, p. 145-183.
- Linden W.J.M. Von der, Structural relationships in the Tasman sea and South-West Pacific ocean. - N.Z.J. Geol. and Geophys., 1967, vol. 10, N 5, p. 1280–1301.

- Lubimova E.A., Nikitina V.N. [Любимова E.A., Никитина B.H.]. Thermal models of arcs and ridges – a "source-span-sink model", – Tectonophysics, 1978, vol. 45, p. 341–362,
- tonophysics, 1978, vol. 45, p. 341–362, Luyendyk B.P., McDoneld K.C., Bryan W.B. Rifting history of the SW Pacific. – Bull. Geol, Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 4, p. 1125– 1134.
- Map of the sedimentary basin of the Indoneslan region/W. Hamilton. Scale 1:5 000 000, Reston: Dep. Inter. U.S. Geol. Surv., 1974.
- Marshall M.C. Petrology and chemical composition of basaltic rocks recovered on Leg. 32. Deep Drilling Project. – Initial. Repts. Deep Sea Drill. Proj., 1975, vol. 32, p. 563– 570.
- Milsom J.S. Woodlark Basin, a minor centre of sea-floor spreading in Melanesia. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 35, p. 1230– 1244.
- Milsom J.S. Papuan Ultramafic Belt: gravity anomalies and emplacement of ophiolites, – Bull, Geol, Amer., 1973, vol. 84, p. 2243–2258.
- Geol. Amer., 1973, vol. 84, p. 2243–2258, Moore D.G., Gurray J.R., Emmel E.J. Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda arc subduction zone, north-aast Indian ocean. – Mar. Geol., 1976, vol. 21, p. 211– 226.
- Murauchi S., Ludwig W.J., Dan N., Hotta H., Asanuma T., Yoshii T., Kubotera A., Hagiwara K. Structure of the Sulu Sea and the Celebes Sea. – J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 17, p. 3437–3447.
- Nagasaka K., Francheteau J., Kishii T. Terrestrial heat flow in the Celebes and Sulu Seas. – Mar. Geophys. Res., 1970, vol. 1, p. 99–103.
- Rod E. Geology of Eastern Papua: Discussion. Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, p. 653– 658.
- Rodgers K.A. Chrome-spinel from the Massif du Sud, southern New Caledonia. – Miner, Mag., 1973a, vol. 39, p. 326–339.
- 1973a, vol. 39, p. 326–339. Rodgers K.A. Felsic plutonic rocks from southern portion of the New Caledonia Ultramafic Belt. – Geol. Mag., 1973b, vol. 110, N 5, p. 431–446. Shor G.G., Kirk H.K. Jr, Menard H.W. Crustal
- Shor G.G., Kirk H.K. Jr, Menard H.W. Crustal structure of the Melanesian Area. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 11, p. 2562– 2586.

- Sleep N., Toksoz M.N. Evolution of marginal basins. – Nature, 1971, vol. 233, p. 54B–550.
- Smith I.E., Davies H.L. Geology of the Southeast Papuan Mainland, – Bull. Bur. Miner, Resources, Geol, and Geophys. Austral., 1976, vol. 165, p. 1–21.
- Solomon S., Biehler S. Crustal structure from gravity anomalies in SW Pacific. – J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 27, p. 6696–6701. Sundaralingam K. Uppermost upper Mantle be-
- Sundaralingam K. Uppermost upper Mantle beneath Solomon Sea. – Search, 1978, Bd, 9, p. 155–156.
- Tanner W.F. Tensional basins on the eastern edge of Asia. — J. Geol. Soc. Japan, 1968, vol. 74, N 11, p. 372–375.
- Thayer T.P. Some critical differences between alpine-type and stretiform peridotite- gabbro complex. - In: Report of 21-st session (International Geological Congress). Norden: Copenhagen, 1960, p. 247-259.
- Thayer T.P. Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite: a problem of the ophiolite assemblage. – In: VI Conf. geol. del Caribe. Margarita, Venezuela Memoria, 1972, p. 315–320.
- Watts A.B., Weissel J.K., Larson R.L. Sea-Floor spreading in margenal basins of the western Pacific. – Tectonophysics, 1977, vol. 37, N 1–3, p. 167–181.
- Weissel J.K., Watts A.B. Tectonic complexities in the South Fiji marginal besin. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, N 2, p. 121– 126.
- Weissel J. K., Watts A.B. Tectonic evolution of the Coral Sea Basin. – J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N 89, p. 4572–4582.
- Wilson R.A.M. The Chert-Spillte Formation of North Borneo. – In: Proceeding of the British Borneo Geol. Conf., 1961. Kuching, Sarawak: Geol. Surv. Dep. Builtish Territories in Borneo, 1963, bul. 4, p. 61–78.
- Wyllie P.J. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. – Tectonophysics, 1969, vol. 7, N 5–6, p. 437–456.
- Yasui M., Kishii T., Sudo K. Terrestrial Heat Flow in the Okhotsk Sea – (I), – Oceanogr. Mag., 1967, vol 19, N 1, p. 87–94
- Oceanogr. Mag., 1967, vol. 19, N 1, p. 87–94. Yasui M., Negasaka K., Halunen A. Terrestrial Heat Flow in the Okhotsk Sea – (2). – Oceanogr. Mag., 1968, vol. 20, N 1, p. 73–86.

CONTENTS

Introduction	3
Chapter on e. Brief review on concepts of geology and tectonics of East Sakhalin ophio- lite complexes	4
Chapter two. Main features of the Okhotsk Sea tectonics	6
C h a p t e r t h r e e . Ophiolita allochthonous of East Sakhalin and formation of Deryugin basin Shmidt peninsula Ophiolites Ultramafic rocks and serpentinite melange. Gabbro . Basalts . Plagiogranits and sheeted dyke complex . Autochthonous complex . Ophiolites of the eastern part of the East Sakhalin mountains Ultramafic rocks and serpentinite melange. Olistostromes . Serpentinite melange of the Nabil ridge .	18 18 18 24 27 31 34 37 37 48 53
Emplacement of the East Sakhalin ophiolite complex and formation of the Deryugin basin.	59
C h a p t e r f o u r . Ophiolita allochthonous and adjacent deap saa basins in South-Western Pacific	64 64 73 82
Chapter five. Tectonic position and origin of ophiolite allochthonous in the Western Pacific	89
Conclusion	96
Bibliography	98

оглавление

Введение	3
Гпава первая. Краткий обзор представлений о геологии и тектонике офиолитовых комплексов Восточного Сахалина	4
Гпава в торая. Основные черты тектоники Охотского моря	6
Глава третья. Офиолитовые аллохтоны Восточного Сахалина и образование впадины Дерюгина	18 18 24 27 31 34 36 37 48 53 59
Глава четвертая. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины в юго-запедной части Тихого океана Офиолиты Папуа Новой Гвинеи Офиолиты Новой Каледонии Офиолиты Сабаха (Северный Калимантан)	64 64 73 B2
Глава пятая. Тектоническое положение и происхождение офиолитовых аллохто- нов на западе Тихого океана	B9
Заключение	96
Литература	98
Юрий Николаевич Разниции

ОФИАЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ВПАДИНЫ НА ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор А.В. Копп Художник Д.И. Бочаров Художественный редактор И.Ю. Нестерова Технический редактор А.Л. Шелудченко Корректор Г.Б. Шишкова

ИБ № 24489

Подписано к печати 25.12.81. Т - 31510 Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1 Печать офсетная. Усл.печ.л. 9,5. Уч.-изд.п. 11,4 Тираж 600 экз. Тип. зак. 905 Цена 1р. 70к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я пиния, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА" готовится к печати монография

"Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии".

Книга посвящена корреляции времени тектонических движений и магматизма на обширной территории востока Азии и зоны сочленения Тихоокеанского и Средиземноморского тектонических поясов. Описание дано по трем крупным пересечениям: Северному, Центральному и Южному. Впервые выя влена относительная синхронность главных эпох и фаз тектонической и магматической активности и связанной с ней минералогии, широко проявленной в мезозое на востоке и юго-востоке Азии.

Для получения книги почтой заказы просим направлять по адресу:

117192 Москва, Мичуринский пр., 12, магазин "Книгапочтой" Центральной конторы "Академкнига";

197345 Пенинград, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга-почтой". Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга – почтой".