

**ОБЩИЕ
И РЕГИОНАЛЬНЫЕ
ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА**

МАГАДАН, 1974

INTERDEPARTMENTAL TECTONIC COMMITTEE
AS USSR

NORTH-EASTERN COMPLEX
INSTITUTE FESC AS USSR

GENERAL AND REGIONAL
TECTONICS PROBLEMS
OF THE PACIFIC BELT

MATERIALS OF THE CONFERENCE ON TECTONICS
OF THE PACIFIC BELT, MOSCOW, JANUARY 1973

MAGADAN

1974

МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
АН СССР

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ДВНЦ АН СССР

551.24

1984

ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ ПО ТЕКТОНИКЕ
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА, МОСКВА, ЯНВАРЬ 1973 г.

МАГАДАН

1974



Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *М. В. Муратов* (гл. редактор),
Ю. М. Пуцаровский, *С. М. Тильман*, академик *Н. А. Шило*,
академик *А. Л. Яншин*

Ответственные редакторы:

Ю. М. Пуцаровский, *С. М. Тильман*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Межведомственный тектонический комитет АН СССР созвал в Москве в январе 1973 года совещание по тектонике Тихоокеанского пояса, которое привлекло внимание широкого круга специалистов. Интерес к этой проблеме особенно возрос в последние годы, когда советскими и зарубежными геологами, геофизиками и океанологами стали проводиться планомерные интенсивные исследования суши и водных пространств Тихоокеанской области.

В пределах Тихоокеанского пояса, как нигде на нашей планете, сейчас активно проявляются разнообразные тектонические процессы, в том числе геосинклинальные. Это открывает широкие возможности для понимания развития земной коры в прошлые геологические эпохи.

Здесь выявляются интересные пространственные и временные связи между разновозрастными и разнородными тектоническими элементами. Хорошо известно, что Тихоокеанский пояс включает чрезвычайно широкий ряд структур от активизированных окраин древних платформ и разновозрастных геосинклинально-складчатых систем и областей до современных талассотектогенов. Различные тектонические элементы располагаются в пространстве не хаотично, а образуют компактную кольцевую планетарную структуру — Тихоокеанский пояс, где различаются фронтальная и тыловая части. В соответствии с этим самым общим тектоническим планом пояса намечается и своеобразная латеральная зональность рудных и нефтегазоносных провинций, что важно для общего прогнозирования поисков полезных ископаемых.

Таким образом, рассмотрение общих и региональных вопросов тектоники Тихоокеанской области открывает большие перспективы для дальнейшего развития геологических идей. Эти цели и преследовало проведенное тектоническое совещание, материалы которого публикуются в настоящем сборнике.

Читатель познакомится с новыми данными по тектонике отдельных районов Тихоокеанского пояса, с некоторыми ранее не публиковавшимися воззрениями на возраст и происхождение Тихоокеанских структур, а также с материалами по магматизму, металлогении и нефтегазоносности. Он столкнется с некоторыми противоречивыми направлениями в современной геологической науке и будет иметь возможность решить, какому из них отдать предпочтение.

Поскольку в сборнике представлены результаты новейших исследований и тематика статей является весьма актуальной, редколлегия предполагает, что он будет встречен геологической общественностью с одобрением.

М. В. Муратов

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС В РЯДУ БОЛЬШИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Наряду с древними платформами складчатые пояса образуют самые крупные структурные элементы земной коры материков и окраин океанов.

В пределах поясов мы объединяем складчатые области разного возраста, с разной историей развития, расположенные между древними дорифейскими платформами и ограниченными их краями. В ряде случаев складчатые пояса также отделяют древние платформы от ближайших впадин дна океанов. Составными элементами поясов служат складчатые области, различные по истории развития. Среди них могут присутствовать среднерифейские (кибарские, исседонские), байкальские, каледонские, герцинские и мезозойские (киммерийские), которые превратились в итоге геосинклинального развития в складчатое основание молодых платформ.

Таким образом, значительные площади поясов составляют молодые платформы. Наряду с ними в Тихоокеанском и Средиземноморском поясах огромные площади занимают кайнозойские и современные геосинклинальные области. Отдельные складчатые области, как части поясов, могут быть прослежены на значительном расстоянии не только на площади одного материка, но иногда протягиваются и в пределы соседних материков.

Тихоокеанский пояс охватывает периферию Тихого океана со всех сторон. Складчатые области, составляющие его на дальневосточной окраине Евразии, переходят на юге через систему Филиппинских островов, Новую Гвинею и острова Меланезии в Восточную Австралию и Новую Зеландию; с другой стороны, на севере через Камчатку и Аляску соединяются со складчатыми областями Северной и далее Южной Америки. Отсюда они протягиваются через дугу островов Скотии в складчатую область Западной Антарктиды. Последняя окаймляет впадину Тихого океана с юга и соединяется через острова Баллени, Бишоп и Кларк и подводную возвышенность Окленд с Новой Зеландией и, следовательно, далее с Австралийским участком пояса. Итак, на Антарктическом участке мезозойская складчатая область замыкает впадину Тихого океана с юга, образуя звено в цепи складчатых областей Тихоокеанского пояса, создающего непрерывное кольцо. Все вместе они отделяют дно Тихого океана от края древних платформ окружающих материков. Поэтому мы можем все эти области объединить в единый Тихоокеанский пояс, обрамляющий Тихий океан со стороны Азии, Австралии, Антарктиды, Южной и Северной Америки.

Вторым огромным поясом, объединяющим складчатые области Западной Европы, Северной Африки и Южной Азии и отделяющим Северо-Африканскую и Аравийскую платформы от Восточно-Европейской и Индостанскую от Таримской и Южно-Китайской, является Средиземноморский. Он протягивается через всю Южную Европу и Азию в Юго-Восточную Азию, охватывая острова Индонезии.

Третий пояс расположен между Восточно-Европейской, Таримской и Китайско-Корейской платформами с одной стороны и Сибирской — с другой, объединяет лежащие в его пределах различные складчатые области и может быть назван Урало-Монгольским. Он в виде огромной дуги пересекает всю центральную часть материка Евразии.

Четвертым является Атлантический пояс, который представлен в пределах Европы складчатыми областями Скандинавии, Британских островов и Шпицбергена. По многим чертам строения они очень схожи со складчатыми областями Атлантического побережья Гренландии, Нью-Фаундленда, Северной Америки. Это позволяет рассматривать их как части единого Атлантического складчатого пояса, разделенного океаном. В Америке он протягивается вдоль Атлантического побережья и до берегов Мексиканского залива.

Наконец, можно выделить еще Арктический пояс, к которому относятся складчатые области островов севера Канады и Гренландии и которые обрамляют край Северо-Американской платформы.

Все эти пять сложно построенных длинных поясов — Тихоокеанский, Средиземноморский, Урало-Монгольский, Атлантический и Арктический — существенно отличаются от еще двух складчатых поясов, расположенных в пределах южных материков, — Внутренне-Африканского и Бразильского (Муратов, 1972). Последние обладают не только более ограниченными размерами, но и отличаются по истории формирования, так как имеют более раннее время окончания в них геосинклинальных процессов, закончившихся здесь перед палеозоем (в эпоху байкальской складчатости). Первые пять поясов можно объединить под общим наименованием «больших поясов», последние — назвать «малыми». Все вместе они образуют сопряженную глобальную систему складчатых поясов, согласующихся друг с другом и охватывающих весь земной шар. Центральное место в этой системе занимает Тихоокеанский пояс, обрамляющий периферию одноименного океана, создавая замкнутое кольцо. Другие большие пояса, сочленившись с этим кольцом, отходят от него в различных направлениях напоподобие гигантских ветвей.

При этом Тихоокеанский пояс является единственным, для которого характерна резкая асимметрия строения. Его ограничивают с одной стороны края окаймляющих древних платформ — Северо-Американской, Гвиано-Бразильской, Антарктической, Австралийской, Южно-Китайской, Китайско-Корейской и Сибирской.

С другой, внутренней, стороны пояс ограничен огромным пространством плоского дна центральной части Тихого океана, которое отделено от него известной андезитовой линией.

Ближе к краям древних платформ расположены более древние складчатые области: рифейские (байкальские), палеозойские. Однако они не образуют непрерывного кольца, а разделены участками более молодых областей. Так, в Азиатско-Австралийской части пояса по его внешнему краю расположены позднепротерозойская складчатая область Юго-Восточного Китая, раннепалеозойская (каледонская) складчатая область Катазии на востоке Китая, южнее, в Австралии, — позднепроте-

розойская складчатая область Аделаиды, которая восточнее сменяется палеозойской складчатой областью восточного побережья Новой Англии и Тасмании.

— Ближе к внутренней части пояса расположены кайнозойские складчатые области: Камчатско-Корякская, Сахалина и островов Японии, Филиппинских островов, Новой Гвинеи, Новой Зеландии.

В пределах американской части пояса близ края древних платформ расположены мезозойские складчатые области Скалистых гор в Северной Америке, палеозойская складчатая область Пуна в Боливии. Судя по новым данным Г. Альмейды, к палеозойской области должна быть отнесена значительная по длине часть самих Анд — от границы Чили на юге и до Колумбии на севере. Мезозойской является область Кордильер Северной Америки — от Аляски до Мексики. К кайнозойским областям относятся Береговые хребты побережья Канады и Соединенных Штатов, полуостровов Калифорния, перешеек Центральной Америки к югу от Юкатана, острова Куба, Гаити, Анды Венесуэлы, а также Южные Анды Чили и Огненной Земли.

Самые молодые кайнозойские геосинклиналильные области образуют наиболее внутреннюю зону Тихоокеанского пояса, включающую системы островных дуг. К ним относятся дуги: Алеутская, Курильская, Бонинская, Марианская, Рюкю, Западной Меланезии, Соломоновых островов, Новых Гебрид, Фиджи, Тонга — Кермадек.

Вдоль всей цепи островных дуг Восточной Азии, отделяя их от плоского дна Тихого океана, тянется ряд глубоководных узких желобов. Другие подобные желоба отделяют дуги островов (филиппинский желоб, впадина Нанай у островов Рюкю) от котловин межостровных морей. К областям островных дуг относятся также разделяющие их глубокие котловины целого ряда морей окраины Азиатского материка — Берингова, Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Филиппинского, Ново-Гвинейского, Кораллового, Соломонова, Тасманова моря, Фиджи и др.

Подобными же дугами островов, окаймленными желобами, являются и Антильские острова, разделенные котловинами Карибского моря, а также дуги Южно-Сандвичевых островов. Как Карибская дуга тесно связана простиранием с Венесуэльскими Андами, так дуга Южно-Сандвичевых островов — с Огненной Землей и Землей Грэйама (в Антарктике). Хотя географически Карибское море и дуга окаймляющих его островов, а также дуга Южно-Сандвичевых островов относятся к Атлантическому океану, в тектоническом отношении они принадлежат Тихоокеанскому поясу.

Сочетание островных дуг, желобов и глубоководных морских котловин позволяет считать, что здесь мы имеем современные геосинклиналильные области, состоящие из систем глубоких впадин и узких растущих вдоль разломов поднятий островных дуг, и, таким образом, в рельефе выражены элементы геосинклиналильной области в ранней стадии развития.

Как видно, Тихоокеанский пояс в целом построен резко асимметрично, по периферии глубоководной части океана в его пределах расположены наиболее молодые современные и кайнозойские геосинклиналильные области, дальше к периферии — мезозойские и, наконец, у внешнего края — палеозойские и байкальские.

На такую асимметрию обращали внимание уже многие исследователи, посвящавшие работы анализу строения периферии Тихого океана, — П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1965), Ю. М. Пушаровский (1965), А. Л. Яншин (1965), А. Л. Яншин и др. (1966), Н. А. Богданов

(1967), В. В. Белоусов (1968), М. В. Муратов (1971), Ю. М. Пущаровский (1972) и другие.

Конечно, эта асимметрия связана с историей формирования пояса, которая выражалась в последовательном продвижении геосинклинального процесса, с захватом им краевых частей дна океана и с продвижением с течением времени все дальше от периферии.

Другие складчатые пояса подобной асимметрией не обладают; во многих из них, наоборот, часто наблюдаются известные элементы симметричного расположения складчатых областей. Сочленение Тихоокеанского пояса с другими большими поясами происходит в разных случаях различно.

В Юго-Восточной Азии соединяются Тихоокеанский и Средиземноморский пояса. Последний на западе включает палеозойские складчатые области Западной Европы, Скифской плиты и другие, а главную роль в его пределах играет Альпийская складчатая область. В Юго-Восточной Азии ее сменяет более молодая Индонезийская область. Она расширяется к востоку в виде гигантского раструба и сочленяется с Тихоокеанским поясом в районе Филиппинских островов и моря Банда.

Индонезийская область с еще развивающимися островными дугами является современной геосинклинальной областью и по многим чертам строения и развития очень близка к областям островных дуг Тихоокеанского пояса. Отдельные гряды островов Восточной Индонезии просто сливаются с системами Филиппинских островов, грядой острова Хальмагера. Границу между ними можно провести условно. Таким образом, Индонезийская область служит как бы промежуточным звеном между Тихоокеанским и Средиземноморским поясами и последний, по существу, можно рассматривать как суженное ответвление Тихоокеанского.

Два других пояса — Урало-Монгольский и Атлантический резко отделены от Тихоокеанского системами разломов. Одна из них расположена на Дальнем Востоке, отделяя область Сихотэ-Алиня, относящуюся к Тихоокеанскому поясу, от палеозойской (по М. С. Нагибиной) Монголо-Охотской складчатой области и ряда позднепротерозойских срединных массивов — Хинган-Буреинского, Ханкайского и других, которые здесь включены в Урало-Монгольский пояс.

Другая система разломов отделяет Тихоокеанский пояс от Атлантического в Центральной Америке. Здесь палеозойский складчатый фундамент Юкатана и восточного побережья Мексики относится к Атлантическому поясу, а ряд глубинных разломов отделяет его от западной и южной Сьерры Мадре в Мексике и Центральной Америке, относящихся к Тихоокеанскому.

Возможно, что и Арктический пояс сочленяется каким-то образом с Тихоокеанским, однако этот вопрос еще плохо изучен и поэтому не будем его касаться. Во всяком случае, хотя Урало-Монгольский и Атлантический пояса и отделены от Тихоокеанского разломами, но все же сочленяются с ним.

Вероятно, все пояса, включая Арктический и малые, в общем входят в единую систему поясов земной поверхности, которые отходят от Тихоокеанского кольца — важнейшего элемента структуры Земли. Среди этих складчатых поясов, как бы в петлях между ними, располагаются древние платформы и более мелкие древние массивы.

Система поясов была сильно разорвана и нарушена в конце палеозоя — начале мезозоя при формировании вторичных впадин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. В итоге многие пояса сохранились фрагментарно, и истинное их соотношение иногда

выявляется с большим трудом. Мы видим это на примере Арктического и Атлантического поясов, на месте значительной части которых возникли впадины Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., «Наука», 1967.
- Кроноткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Муратов М. В. Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин. В кн.: «История Мирового океана». М., «Наука», 1971.
- Муратов М. В. Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст. Тектоника. Докл. сов. геол. к 24 Межд. геол. конгрессу. М., «Наука», 1972.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского пояса. «Геотектоника», 1965, № 6.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 5.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Зайцев Н. С., Муратов М. В., Пейве А. В., Пушаровский Ю. М., Удинцев Г. Д., Херасков Н. П. Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.

Ю. М. Пушаровский, А. Л. Яншин

ТИХООКЕАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

В предлагаемом сообщении авторы намерены осветить лишь некоторые стороны большой проблемы тектоники Тихоокеанского пояса, ибо многие ее аспекты уже нашли свое отражение в недавно опубликованных книгах, таких, как «Тектоника Евразии» (1966) и «Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли» (Пушаровский, 1971).

I

Прежде всего коснемся вопроса о том, существует ли вообще Тихоокеанский кольцевой структурный пояс. Он поставлен сначала потому, что многими геологами сейчас принимается так называемая «плитовая тектоника» — гипотеза о раздвигающихся огромных пластинах литосферы. Если исходить из нее, то о Тихоокеанском поясе, как о единой тектонической зоне с длительной историей, говорить уже не приходится.

Упомянутая гипотеза, претенциозно называемая многими учеными «новой глобальной тектоникой», родилась в 1968 году и тотчас получила широкое распространение. Прежде всего этому способствовали публикации в основных американских геофизических и геологических журналах, а также в канадских, австралийских, новозеландских и ряде других. Авторами гипотезы были океанологи и геофизики. Не разбирая сути гипотезы, т. к. она известна, напомним лишь одно ее положение. Горные системы рассматриваются в ней не как закономерный результат развития геосинклинального процесса или тектонической активизации древних структурных образований, а как хаотическое нагромождение горных масс, получившееся вследствие столкновения движущихся навстречу друг другу плит литосферы. Вероятно, это одно из самых слабых мест гипотезы, поскольку связь образования горных систем с одной из двух приведенных выше причин уже точно доказана геологами. В частности, ни в отношении Урала, ни в отношении Альпийской Европы, Скалистых гор США, Верхояно-Чукотской области механизм столкновения литосферных плит, как он понимается приверженцами «новой глобальной тектоники», значения не имел.

Явно он не подходит и для Анд, приводимых обычно в качестве основного примера, где якобы имело место «соскребание» и сгущение осадков с образованием из них горной цепи вследствие ныряния Восточно-Тихоокеанской плиты под континент. Не говоря уже о том, что такой точке зрения полностью противоречит формационный анализ этой горной системы, отметим, что применительно к Андам, никто не указал на наличие крупных надвиговых структур, которые, должны были бы образоваться в случае действия упомянутого механизма. Более того, андий-

ская тектоника вообще почти лишена признаков горизонтального движения горных масс в сторону Тихого океана. Поэтому еще раз следует вернуться к выяснению тектонической сущности наклонной фокальной зоны под Чилийскими или Перуанскими Андами (зоны Беньоффа) и даже к доказательству ее существования вообще.

Среди советских геологов отношение к «плитовой тектонике» различное. Одна группа признала гипотезу и теперь соответствующим образом строит свои научные выводы. Это П. Н. Кропоткин (1971), рекомендующий проводить на ее основе тектоническое районирование океанов; Л. П. Зоненшайн (1972), использующий эту концепцию для различного рода региональных построений; геофизики В. П. Мясников, С. А. Ушаков и В. В. Федынский, строящие модель развития земного шара в соответствии с «плитовым мобилизмом»; М. Г. Равич (1972), популяризирующий представление о движении литосферных плит для объяснения разъединения материков Гондваны, и некоторые другие авторы.

Вторая группа считает, что в новой гипотезе заложен ряд интересных и перспективных для дальнейшего развития идей, но в целом она не может претендовать на универсальность, на решение кардинальных глобальных проблем геологии. При этом отмечается, что особенно сложно применить гипотезу «плитовой тектоники» к геосинклинальному процессу и вообще к развитию главных структур континентов. К этой группе принадлежат В. Е. Хаин (1972) и Ю. М. Пуцаровский (1972).

Наконец, В. В. Белоусов (1970) гипотезу «плитовой тектоники» считает не выдерживающей научной критики и потому вообще неприемлемой.

Интересно, что если в начальный период существования гипотезы за рубежом у нее практически не было оппонентов, то сейчас появилась уже значительная критическая литература. Напомним две новые работы подобного рода, обе они опубликованы в Бюллетене Американской ассоциации нефтяных геологов № 2 за 1972 год (Ilich; Meyerhoff and Meyerhoff). В них говорится, что гипотеза «плитовой тектоники» не позволяет понять структуры и особенности тектонического развития внутренних частей континентов, например, причины коробления фундамента платформ или глыбовых поднятий и погружений обширных районов. Отмечается также отсутствие деформаций осадков в океанических желобах, которые должны были бы быть, указывается на фактическое игнорирование палеозойской и докембрийской геологической истории Земли и т. д. Статьи имеют характерные названия: «Новая глобальная тектоника: доводы за и против» и «О необоснованности новой глобальной тектоники».

В таком же плане можно сослаться и на статью П. Вессона, в которой, как сообщается в реферативном журнале «Геология», выдвинуто 74 возражения против континентального дрефта и тектоники плит (Реферативный журнал «Геология», № 9, 1972).

И здесь мы снова должны обратить внимание на несовместимость представлений о «плитовой тектонике» и о Тихоокеанском поясе, как длительно развивавшейся кольцевой геосинклинальной зоне. В самом деле, если следовать новой гипотезе, то нужно считать, что Тихий океан образовался недавно в результате движения в противоположные стороны от Восточно-Тихоокеанского поднятия двух литосферных пластин: Западно-Тихоокеанской и Восточно-Тихоокеанской. Этот процесс абсолютно соответствует тому, который характерен для Атлантики, образовавшейся в результате раздвигания плит в стороны от Срединно-Атлантического хребта. С позиций «плитовой тектоники» нужно считать, что Северная и Южная Америка, Антарктида, а также Австралия заняли

свое положение тоже совсем недавно, скомбинировавшись случайно. Получается, что никакого структурного единства тихоокеанские окраины континентов иметь не могут.

Действительно, признание универсального значения «плитовой тектоники» исключает признание Тихоокеанского пояса, как единой длительно формировавшейся структурной зоны Земли. Однако отрицать Тихоокеанский пояс не позволяют многие эмпирические геологические данные.

Начнем с того, что Тихий океан окружен укладываемыми в кольцо горными складчатыми зонами. Со времен Э. Зюсса в этом, по-видимому, никто не сомневается. Далее видно, что эти складчатые зоны образовались на месте геосинклиналей разного возраста — от позднего докембрия до позднего кайнозоя, но на всех континентах наблюдается одна и та же закономерность: чем ближе к океану, тем возраст складчатых зон моложе. Ничего похожего нет в окружении других океанов, и это является веским аргументом в пользу структурного единства Тихоокеанского пояса. Очень важно, что на окраинах всех континентов существовали геосинклинали с тихоокеанским простираем еще в позднем докембрии или палеозое: Аляскинско-Невадийская, Андийская, Трансарктическая, Аделаидская, Катазиатская, Сихотэ-Алинская, Корякская. Хотя их кольцо прерывистое, но все же это кольцо, и значение его для восприятия кругового тектонического пояса такое же, как и ныне существующего кольца глубоководных желобов.

Последние годы внесли в геологию основательно аргументированное представление об образовании «истинных» геосинклиналей на океанической коре. В нашей стране основные работы в этом направлении возглавляет А. В. Пейве (Пейве и др. 1971, 1972). Сейчас вокруг Тихого океана уже выявлены не только кайнозойские и мезозойские, но и верхне-, средне-, нижнепалеозойские и даже позднедокембрийские океанические геосинклинали. Они известны на востоке Азии, на западе Северной Америки, на востоке Австралии и намечаются в тихоокеанской провинции Антарктиды (Грикуров, 1971), а также в Чилийских Андах (Пуцаровский, Архипов, 1972).

Тихоокеанские океанические геосинклинальные прогибы, несомненно, и в отдаленное геологическое время входили в состав более или менее сложных по строению приокеанических зон, где, кроме них, были и позитивные структуры (хотя выявление конкретного строения таких зон требует еще углубленного палеотектонического анализа).

Таким образом, современные материковые окраины в домезозойское время также соседствовали с океаном. Не проще ли предположить, что все они входили в единый кольцевой пояс, окружавший пра-Пацифик, чем считать, что свое нынешнее положение они заняли в результате случайной комбинации материков при перемещении литосферных плит? С учетом всех перечисленных особенностей тектоники Тихоокеанского пояса такое предположение представляется естественным.

Не менее интересна и мезозойская история тихоокеанских окраин. Геосинклинали приокеанического характера известны здесь полнее; они были распространены как в западной, так и в восточной половине Тихоокеанского кольца. Особенно характерна проявившаяся по всему кольцу позднеюрско-раннемеловая эпоха складчатости (верхоянская складчатость, невадийская орогения в Кордильерах и Андах, орогения Рангитата в Новой Зеландии и т. д.). Она очень четко обособляет Тихоокеанский пояс от других частей Земли. Но согласно гипотезе «плитовой тектоники» литосферные плиты, включающие материки, в то время только еще начинали свое движение от каких-то рифтовых осей будущих океа-

нов, и поэтому связать с ней распространившуюся по всему Тихоокеанскому кольцу позднеюрско-раннемеловую орогению не представляется возможным. То же относится к кольцу мезозойского гранитоидного магматизма и к металлогеническому кольцу (Смирнов, 1946; Радкевич, 1971).

Таким образом, можно прийти к заключению, что Тихоокеанский пояс действительно представляет единую структурную зону на Земле, как это давно всеми понималось, и к тому же длительно развивавшуюся. С этой точки зрения можно подойти и к объяснению мощных кайнозойских структурных, вулканических и сейсмических процессов в Тихоокеанском поясе. Они продолжают сложное геосинклинальное развитие пояса, начавшееся задолго до кайнозоя.

С другой стороны, можно убедиться, что применение гипотезы «плитовой тектоники» отнюдь не универсально и заставляет теоретиков-геологов продолжать исследования для объяснения структурного плана и развития Земли.

II

Каковы же границы Тихоокеанского тектонического пояса? Его внешние границы естественно проводить по краям древних дорифейских платформ, образующих периферию Тихоокеанского сегмента (рис. 1). До них распространены разные по времени становления складчатые области и системы общего тихоокеанского простирания.

В отношении внутренних границ расхождений во мнениях нет: ими являются глубоководные океанические желоба. Соответственно можно предложить определение Тихоокеанского тектонического пояса. Он представляет собой комплекс разновозрастных структурных образований земной коры, связанных единой системой простираний, укладываемых в планетарное кольцо, разделяющее ложе Тихого океана и древние платформы окружающих океан континентов.

Если такое определение принять, то Тихоокеанский тектонический пояс может быть разбит на тыловую и фронтальную части. К тыловой принадлежат поднятые складчатые зоны всех возрастов, начиная с позднего докембрия, а к фронтальной — современные геосинклинальные зоны. Последние образованы сочетанием островных гряд, разных по форме и строению (геоантиклинальные зоны), глубоководных желобов (геосинклинальные рвы, трог), глубоководных котловин краевых и межматериковых морей (также являющихся типом геосинклинальных впадин), блоковых массивов разного происхождения, краевых складчатых образований, находящихся еще в стадии тектонической активности. Современные геосинклинальные зоны отчетливо видны на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970). Они почти сплошным кольцом охватывают Тихий океан, хотя кольцо и асимметрично по строению. Для западной половины кольца характерно исключительное развитие современных геосинклинальных областей и систем; в восточной половине, наоборот, их развитие редуцировано. Причины этого еще не полностью раскрыты. В самой общей форме можно сказать, что асимметрия связана с реакцией тектоносферы на вращение Земли.

Границы Тихоокеанского тектонического пояса в геологической истории менялись. Изменение внешних границ было вызвано агрессивным характером геосинклинального процесса по отношению к краевым частям платформ. Это относится к Сибирской платформе и отчасти к Северо-Американской и Южно-Американской. В частности, Верхоянье, как считают многие геологи и геофизики, образовалось поверх структур древней Сибирской платформ.

Внутренние границы также изменялись. Если считать, что некоторые островные гряды (например, гряда Соломоновых островов) образовались в кайнозойе или в конце мезозоя на первичном океаническом субстрате, то нужно сделать вывод, что внутренняя граница Тихоокеанского пояса в таких районах прежде была ближе к материкам. Наобо-

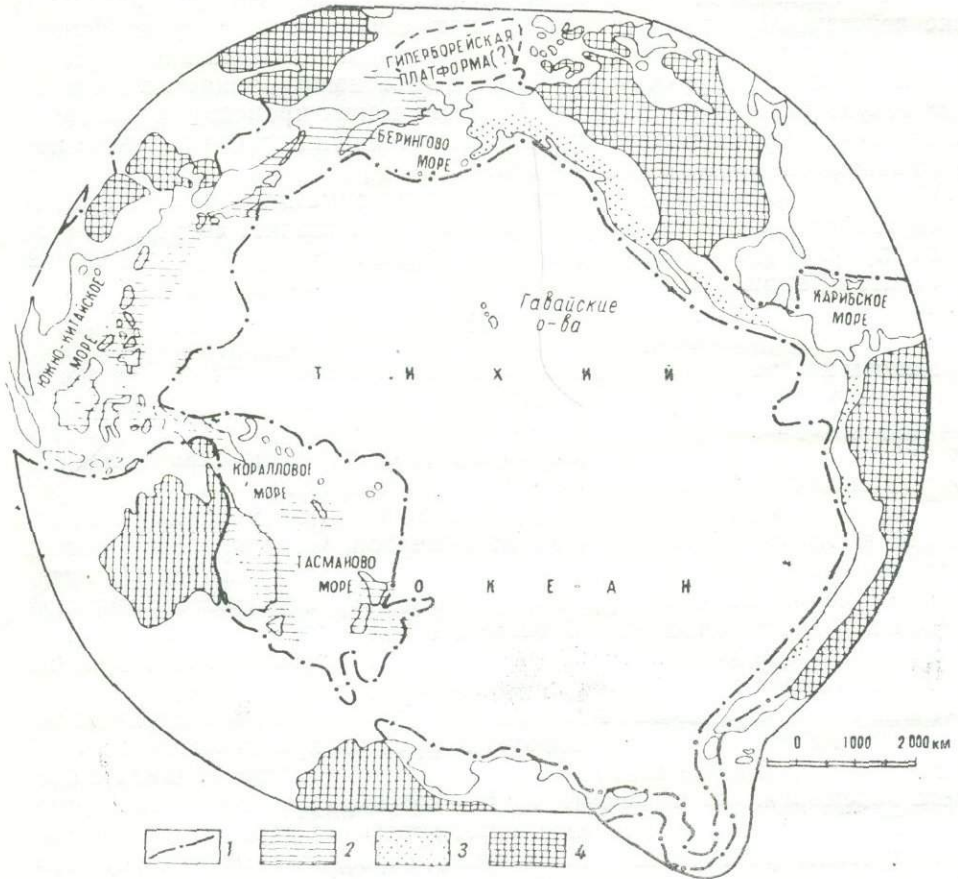


Рис. 1. Тихоокеанский тектонический пояс

1 — границы современного Тихоокеанского тектонического пояса; 2, 3 — приокеанические геосинклинальные зоны в палеозое; 2 — с пестрым строением земной коры, 3 — линейные эвгеосинклинали; 4 — древние платформы

рот, срезание современными глубоководными желобами древних тихоокеанских структур (например, в районе северной половины острова Хонсю или в полосе, прилегающей к Перуанским и Чилийским Андам) указывает на более далекое в прошлом положение внутренней границы.

Соответственно, размеры приокеанических тихоокеанских зон и их строение не оставались постоянными. Палеотектонические реконструкции таких зон очень важны, но и чрезвычайно трудны. Сложность объясняется тем, что Тихоокеанский пояс в своей истории отличался высокой тектонической динамичностью и, в частности, большой горизонтальной подвижностью масс как глубинных, так и поверхностных (ниже мы еще вернемся к этому). Нужно сказать, что даже отдельные сектора пояса вместе с крупными материковыми блоками, частями которых они являются, могли двигаться в стороны, разрывая пояс и усложняя его

внутреннее строение. Реальность такого движения определяется некоторым расширением Земли в результате локального разогрева радиогенным теплом ее внутренних частей, о чем недавно интересно писал В. М. Сеницын (1972), а также может быть связана с действующими ротационными силами. Но при всех изменениях границ пояса он являлся в общем целостной, периокеанической тектонической областью.

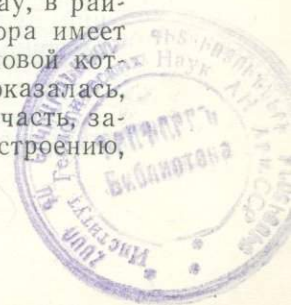
III

Анализ тектонической истории Тихоокеанского пояса свидетельствует об обрастании материковых платформ складчатыми зонами. Тектонические карты, основанные на принципе разделения складчатых областей в зависимости от времени их образования, отражают это со всей очевидностью. Однако разрастание материков, рост континентальной коры отнюдь нельзя понимать как прямолинейно, необратимо идущий процесс. Если встать на такую позицию, то, например, совершенно исключено объяснение обрыва материковыми склонами структур древних платформ Южного полушария. Мы считаем вторичность границ континентов в этих случаях не подлежащей сомнению.

Кроме того, все более основательным становится представление о чрезвычайно широком распространении раздвиговых структур. Между прочим, в подчеркивании большого значения таких структур и состоит, пожалуй, главное рациональное зерно гипотезы «новой глобальной тектоники». Но дело сейчас не в этом. Важно то, что раздвиговые деформации могут привести к образованию вторичных геосинклиналей с океаническим типом коры в основании. На совещании, проведенном Тектоническим комитетом в 1972 г. и посвященном Монголо-Охотскому поясу, подобных примеров приводилось немало. Число их в литературе продолжает расти. Но все сказанное означает, что помимо роста континентов, в неогее имел место и процесс их деструкции.

В Тихоокеанском поясе складчатые зоны любого возраста (познедокембрийские, палеозойские, мезозойские и даже кайнозойские) были распространены шире, чем сейчас. Они всегда оборваны структурными новообразованиями. Значительные их части оказались впоследствии вновь вовлеченными в геосинклинальный процесс. При этом массы горных пород вследствие динамичности геосинклинальных условий перемещались в разных направлениях, претерпевая в некоторых случаях глубокие превращения. Как теперь известно, в Чилийских и Перуанских Андах только в самых прибрежных частях местами имеются признаки былого существования палеозойской эвгеосинклинали. Основная же ее часть опустилась на океаническое дно и подверглась переработке в процессе образования Перуанско-Чилийского желоба, а возможно, и других структур, существовавших до него.

Другим наглядным примером перестройки структурного плана и характера глубинного строения в связи с геосинклинальным процессом может служить Новогвинейско-Новозеландский сектор Тихоокеанского кольца. Деструкция бывших континентальных структур произошла здесь в связи с образованием глубоких впадин Тасманова и Кораллового морей. В самом деле, недавние геофизические работы (Shor, Kirg, Menard, 1971; Karig, 1972) показали, что под хребтом Лорд Хау, в районе Ново-Каледонской котловины и под хребтом Норфолк кора имеет континентальный тип строения, тогда как западнее, в Тасмановой котловине, тип коры субокеанический (рис. 2, 3). Зона Лорд Хау оказалась, таким образом, оторванной от материка, причем ее восточная часть, занятая глубокой Ново-Каледонской котловиной, по своему строению,



простирацию и положению вписывается уже в современную геосинклинальную область. Кора здесь уже претерпела некоторые изменения (уменьшение мощности), а в дальнейшем она может быть изменена значительно больше.

Немало примеров сложного течения геосинклинального процесса с движениями блоков в разных направлениях, с разрушением более ран-

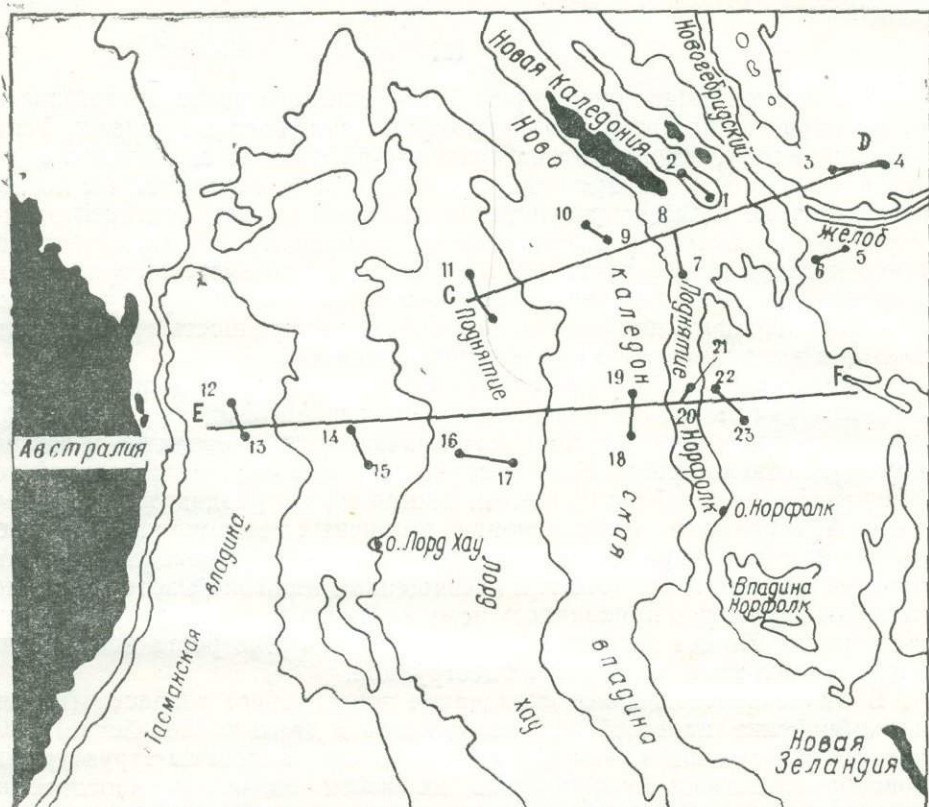


Рис. 2. Схема расположения сейсмических профилей на юго-западе Тихоокеанского пояса (Shor a. oth., 1971)

них континентальных структур имеется в Азиатском секторе, например, Приморско-Японская область, Филиппинский регион, Индонезия.* То же относится и к Карибскому региону.

Интересные данные о движениях блоков земной коры были получены при изучении деформаций, вызванных крупным землетрясением на Аляске в 1964 году (The Prince William Sound., 1966). Это землетрясение привело к большим изменениям в рельефе; оно произошло в связи с импульсом надвига в сторону Алеутского желоба, что доказывается расположением афтершоков. При этом фронтальная полоса надвига поднялась на высоту до 10 м. А в тылу этой полосы образовался продольный широкий прогиб глубиной 2-3 м. Чтобы получить глубоководную впадину типа Охотской, нужно примерно 3 000 подобных крупных землетрясений. Если бы они происходили один раз в 1 000 лет, то всего нужно было бы лишь 3 млн. лет — срок геологически очень небольшой.

* Имеются в виду: возвышенность Ямато, Япония в целом, блок островов Бородино, моря Банда, Сулавеси, Суду и др.

Вообще глубоководные впадины окраинно-материковых или межматериковых морей убедительно свидетельствуют о сложном и противоречивом течении геосинклинального процесса. Образовывались они разными путями: в результате раскалывания и раздвига коры (впадины Калифорнийского залива и Тасманова моря); прогибания коры с оттоком глубинных масс (впадины, тесно связанные с развитием островных гряд Восточно-Китайского моря, Южно-Охотская, Западно-Марианская); оседания блоков коры, нередко с вовлечением масс горных пород в глубинное движение вещества и их ассимиляцией (Коралловое море,

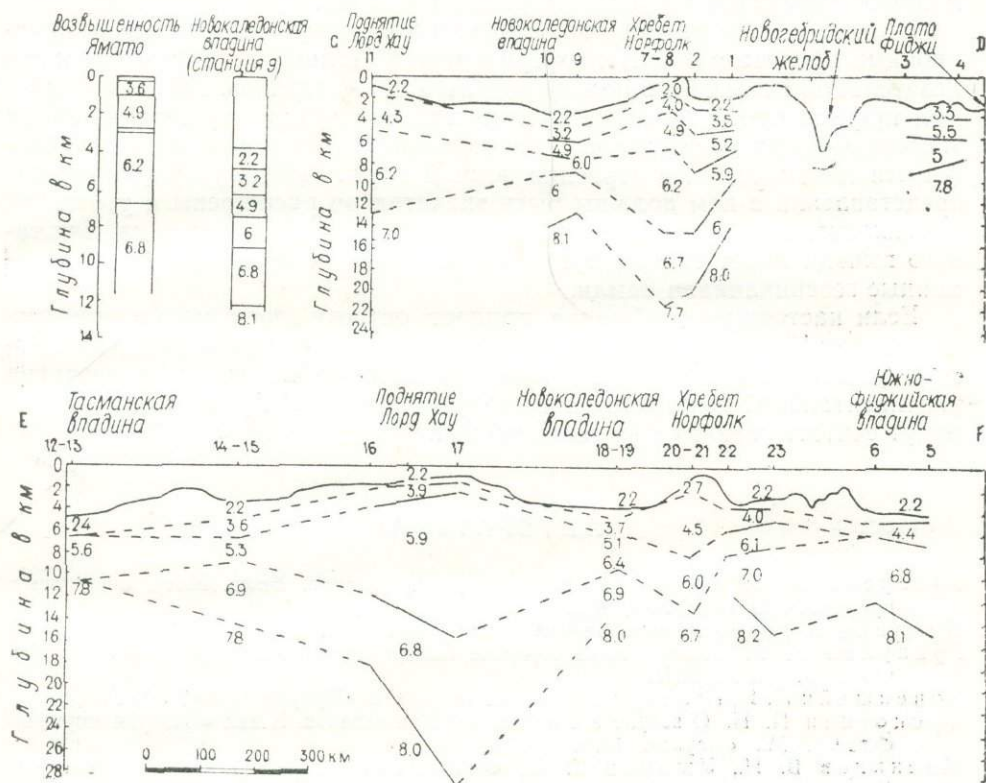


Рис. 3. Профили, характеризующие строение земной коры в юго-западной части Тихоокеанского пояса (Shor a. oth., 1971)

Линии профилей показаны на рис. 2. В левом верхнем углу показаны колонки, иллюстрирующие сходство строения коры в районе возвышенности Ямато и Новокаледонской впадины (Shor a. oth., 1971; Karig, 1972)

некоторые участки дна Карибского моря. Для ряда впадин можно предполагать, что они образовались в результате и раздвига и оседания (например, Япономорская или Берингоморская впадины). Все эти впадины вторичные; они образовались на месте предшествовавших им геосинклинальных структур.

Полоса современных геосинклинальных структур на западе Тихоокеанского пояса потому столь широка, а полоса тыловых складчатых зон потому столь относительно невелика, что геосинклинальный процесс с позднего докембрия и поныне не утратил здесь своей высокой динамичности, интенсивности. Поэтому в этих областях постоянно происхо-

дит перестройка коры, ограничивающая развитие «гранитного» слоя, и, следовательно, наращивание материковых областей.

В пользу возможности значительных деструкционных процессов в тектоносфере свидетельствует также следующее. Наряду с установлением признаков былого существования океанической коры в пределах современных континентов имеются доказательства существования в прошлом континентальной коры в океанах. В особенности это относится к некоторым окраинным районам Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а в ряде случаев и к внутриокеаническим областям (север Атлантики, микроконтиненты в Индийском океане).

В итоге можно сказать, что сейчас в пользу существования деструкционных процессов в тектоносфере имеется столько же признаков и доказательств, сколько и в пользу разрастания материков. Геосинклинальный процесс протекает сложным путем, с постоянным перемещением тектоносферных масс в разных направлениях, а следовательно и со сложными изменениями в строении земной коры. Поэтому существующие представления о нем должны быть значительно расширены и уточнены.

Тихоокеанский тектонический пояс, как объект исследования, для такого вывода имеет то преимущество, что именно в нем развиты современные геосинклинали Земли.

Если настоящее сообщение придаст остроту дискуссии о строении и границах Тихоокеанского пояса, особенностях его развития, даже о самом существовании пояса, а также об общих закономерностях развития континентальной коры и течения геосинклинального процесса, то авторы будут считать свою задачу выполненной.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1970.
- Буллард Э. Происхождение океанов. В кн.: «Океан», М., «Мир», 1971.
- Грикулов Г. Э. Геологическое строение Антарктического полуострова. Автореферат канд. дис. М., 1971.
- Зоненшайн Л. П. Проблемы глобальной тектоники. «Природа», № 11, 1972.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов. В кн.: «История мирового океана», М., «Наука», 1971.
- Мясников В. П., Ушаков С. А., Федынский В. В. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных. Вестник Московского университета, № 3, 1971.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. Докл. АН СССР, т. 196, № 3, 1971.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблема внутриконтинентальных геосинклиналей. В кн.: «Тектоника». Межд. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов, М., «Наука», 1972.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1971.
- Пушаровский Ю. М. Поиск нужно продолжить. «Природа», № 7, 1972.
- Пушаровский Ю. М., Архипов И. В. Тектонические аспекты Чилийских Анд. «Геотектоника», 1972, № 1.
- Равич М. Г. Загадки Гондваны. М., «Знание», 1972.
- Радкевич Е. А. Положение гранитных интрузий в мезозойских структурах Тихоокеанского пояса. В кн.: «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1971.
- Реферативный журнал «Геология». А. Общая геология, № 9, 1972.
- Синицын В. М., Сильва М., «Недра», 1972.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
- Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Ред. Ю. М. Пушаровский и Г. Б. Удинцев. М., ГУГК СМ СССР, 1970.

- Хаин В. Е. О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах. «Геотектоника», № 4, 1972.
- Bonatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 76, N. 17, 1971.
- Ilich M. New Global tectonics: pros and cons.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 56, N. 2, 1972.
- Karig D. E. Remnant arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, V. 83, 1972.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. «The New Global Tectonics»: major inconsistencies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 56, N. 2, 1972.
- Shor G. G., Kirk H. K., Menard H. W. Crustal structure of the Melanesian area. *Journ. Geophys. Research*, v. 11, 1971.
- The Prince William Sound, Alaska, earthquake of 1964 and aftershocks. Ed. F. G. Wood, 1966.

П. Н. Кропоткин

ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА И ВОЗРАСТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВО ВПАДИНЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Как известно, сейчас, в особенности за рубежом, получила широкое распространение так называемая теория тектоники плит (plate tectonics), иначе называемая глобальной тектоникой (global tectonics. Проблемы глоб. тект., 1973; Стейси, 1972; Океан, 1971; Кропоткин, 1969; Такеучи, Уеда, 1970; The History..., 1968; Burk, Morgan and oth., 1972). Эта теория представляет собой современный вариант концепции мобилизма и основывается, как и хорошо известная теория дрейфа материков (Вегенер, 1925; Личков, 1936), на сходстве контуров материкового склона и на совпадении простираний разновозрастных складчатых поясов при их стыковке в соответствующих реконструкциях, сходстве стратиграфии, наземной фауны и флоры разобщенных частей палеозойских материков Гондваны (т. е. Южной Америки, Африки, Индии, Австралии и Антарктиды) и Лавразии, включавшей Северную Америку, Гренландию и Западную Европу, а также на палеоклиматических и палеомагнитных данных.

Впадины Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов рассматриваются как новообразования, возникшие в основном в течение мезозоя и кайнозоя в результате разрыва материковой коры Лавразии и Гондваны и раздвигания континентов. При этом, естественно, предполагается движение материковых масс в сторону Тихого океана и бывшего океана Тетис. Средиземный океан Тетис почти исчез по мере формирования в нем складчатых сооружений Альпийско-Гималайской системы. Его остатки видны в Средиземном и Черном морях и в морях Индонезии. Таким образом, подвижный пояс, окаймляющий Тихий океан, рассматривается в этих теориях как динамически единая зона, характеризующаяся общим движением масс в сторону Тихого океана (и, отчасти, в районе Новой Гвинеи и Филиппин — в сторону восточных районов Индонезийского архипелага, составляющего окончание зоны Тетиса). Благодаря перекрытию дна окраин Тихого океана наползающими на него материками и огромными надвигами, наклоненные поверхности которых трассируются по расположению очагов глубокофокусных землетрясений, здесь происходило и происходит в настоящее время сокращение поверхности земной коры. По-видимому, оно в значительной мере компенсирует увеличение поверхности, связанное с расширением площади дна остальных океанов.

Это движение масс к центру Тихого океана и динамическое единство периферического пояса глубинных надвигов было уже давно подчеркнуто Г. Штилле и вполне согласуется с новейшими геофизическими данными (Штилле, 1957; Кропоткин, 1972; Балакина, Введенская и др., 1972).

Отличие теории глобальной тектоники от прежних вариантов теории дрейфа материков заключается прежде всего в том, что вместо дрейфа одних лишь материковых глыб по океанической коре или мантии, фигурировавшего у А. Вегенера, теперь предполагается дрейф более обширных плит. Эти разнородные по своему строению плиты имеют изменяющиеся во времени очертания (контуры) и включают в себя не только материки, но и припаянные к ним обширные пространства океанической коры.

По геологическим данным устанавливается достаточно определенно, что в течение кайнозойской эры в пределах Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского поясов произошло значительное сокращение площади благодаря глубинным и неглубоким надвигам, складчатости и утолщению коры в зонах сжатия (до 60—80 км вместо нормальной толщины 35 км — в Гималаях, Гиндукуше, Андах и других молодых хребтах). Оценивая величину поперечного сжатия в 200—300 км и длину этих зон в 50 000 км, нетрудно подсчитать, что здесь произошло сокращение поверхности земной коры на 10—15 млн. км².

Где же имело место увеличение поверхности, необходимое для компенсации такого эффекта? Теория глобальной тектоники дает ответ на этот вопрос: оно произошло в осевых частях срединных океанических хребтов, в грабенах Восточной Африки, Байкала и других структурах растяжения. Это подтверждается геодезическими измерениями в грабенах Красного моря, Аденского залива, Исландии и результатами магнитных съемок на океанах. Параллельно срединным океаническим хребтам протягиваются правильные, нередко почти прямолинейные и построенные симметрично по отношению к оси хребта полосы положительных и отрицательных магнитных аномалий. Считается, что они связаны с последовательным формированием полос новообразованной базальтовой коры по мере расширения площади океана (*Spreading of the ocean floor*).

Следует отметить, что геология Тихоокеанской области сама по себе не дает указания на горизонтальные смещения более 500—1 200 км. Смещения на 500 км указываются вдоль разлома Сан-Андреас в Калифорнии. При образовании впадины Японского моря в течение мела и кайнозоя произошло раздвигание на 400—450 км, которое сопровождалось изгибом Японской дуги. Это вытекает из реконструкций и палеомагнитных измерений (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Такеучи, Уэда, 1970). Смещения по сдвигам Мендосино и Пайонир в северо-восточной части Тихого океана достигают в суммарном выражении 1 000—1 200 км по разлому Мэррей — 600 км. Суммарная ширина раздвигов, с которыми связано образование Тасманова моря и удаление Новой Зеландии от Австралийского материка, также составляет, по-видимому, не менее 1 200 км.

Выводы о более значительных (до 3 000 км) перемещениях континентов в сторону Тихого океана, с перекрытием окраинных частей обширной впадины, которая в палеозое занимала площадь в 1,5—2 раза большую, чем сейчас, вытекают не из анализа структур данной области, а из глобальных построений, основанных на палеомагнитных данных и реконструкциях, относящихся к другому — Атлантическому полушарию Земли. Это обстоятельство, а также то, что вместо расширения площади океанов, характерное для Атлантики, мы наблюдаем сокращение площади Тихоокеанской впадины в течение мезозоя и кайнозоя, не позволяет многим геологам, изучающим строение дальневосточных районов Советского Союза, безоговорочно принять теорию тектоники плит («глобальной тектоники») и расширения океанического дна, так же как и концепции мобилизма в целом.

Однако при более глубоком исследовании эти возражения отпадают. Дело в том, что сохраняя общую концепцию мобилизма, оказывается необходимым внести в теорию «глобальной тектоники», сформулированную американскими (Кс. Ле-Пишон, Р. Дитц, Дж. Т. Уилсон) и английскими (Э. Буллард) геофизиками и океанологами, определенные коррективы. Во-первых, приходится исключить из площади больших моноклитных плит, на которые они подразделяют земную кору, все области кайнозойской складчатости, так как здесь кора не моноклитна, и в ней происходят как пластические деформации, сопровождаемые сокращением площади в пределах складчатых хребтов, так и локальные процессы растяжения, ведущие, по-видимому, к увеличению площади коры в пределах бассейнов типа Японского и Черного морей, одновременно с уменьшением толщины их консолидированной коры и ее проседанием (Проблемы глоб. тект., 1973).

Во-вторых, вряд ли можно согласиться с тем, что 50% поверхности Тихого океана — вся его восточная половина и южная часть отнесены к областям с молодой океанической корой, образовавшейся в течение последних 70 млн. лет, т. е. в течение кайнозоя, как это показано, например, на схеме Булларда (Океан, 1971). На этом вопросе необходимо остановиться подробнее.

Магнитометрические измерения, выполненные с прибором, который перемещался вблизи поверхности дна (в Калифорнийском заливе и других районах), равно как и выполненный В. Н. Страховым пересчет на уровень дна тех магнитных профилей, которые наблюдались на пересечениях через срединные хребты Атлантического и Индийского океанов, раскрывают природу полосовых аномалий, характерных для океанов. Полосы положительных и отрицательных значений вертикальной составляющей магнитного поля имеют ширину от 10 до 60 км и параллельны осям океанических срединных хребтов. Они образуются благодаря сложению и интерференции полей, созданных гораздо меньшими по ширине (2—5 км), но выдержанными по простиранию магнитовозмущающими телами. Вероятно, эти тела представляют собой основные и ультраосновные интрузии, серии даек и зоны гидротермально измененных ультраосновных пород, обогащенных магнетитом, и, частью, покровы базальтовых лав. Так как во время внедрения интрузий и постмагматических изменений магнитное поле Земли, подвергаясь инверсиям, имело в различные эпохи то нормальную, то обратную полярность, образовались последовательные полосы положительных и отрицательных аномалий (Карасик, 1971; Гафаров, 1971).

Магнитные профили поперек Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятия и срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов часто обнаруживают такое же сходство между собой, как каротажные кривые по скважинам со сходным разрезом. По-видимому расширение дна происходило здесь настолько однотипно, что сформировалась аналогичная картина размещения магнитовозмущающих тел. Мелкие различия были скомпенсированы интерференцией и осредняющим суммированием частных аномальных возмущений. Возрастная датировка отдельных полос, которую принимают Гейтцлер, Ле-Пишон и др. (The History., 1968; Le Pichon, 1968; Океан, 1971), не вступает здесь в противоречие с геологическими данными.

Однако внешнее сходство магнитных профилей не является достаточно надежным критерием, и возможны ошибки в их интерпретации, которые уже начинают обнаруживаться, например, в районе Чилийского поднятия и в Индийском океане. Сам процесс расширения мог приостанавливаться, что нарушает нормальную последовательность полос.

Крупная ошибка, по-видимому, произошла при датировке магнитных полос в восточной части Тихого океана. Молодая кора мелового и кайнозойского возраста имеется здесь, вероятно, только в сравнительно узкой (около 1 000 км) полосе Восточно-Тихоокеанского поднятия и на ее ветвях, которые протягиваются на север к входу в Калифорнийский залив и, возможно, на восток через Кокосовый хребет к раздвигам Карибского моря. У берегов Калифорнии раздвиг угасает, пересекаясь со сдвигом Сан-Андреас, и не разрывает Северо-Американский континент. Масштаб раздвигания с образованием молодой базальтовой коры в Калифорнийском заливе хорошо известен и составляет всего лишь 480 км за всю вторую половину мела и кайнозой.

Судя по геологическим данным, подавляющая часть площади Тихого океана имеет древний, вероятно, палеозойский или еще более ранний возраст (Менард, 1966). Характерный для всхолмленных или ровных абиссальных депрессий этого океана «второй» или «надбазальтовый» слой имеет в среднем мощность около 1,3 км (местами до 6 км) и скорость сейсмических волн от 4 до 5 км/сек. Он представляет собой скорее всего палеозойские и мезозойские осадочные и вулканогенные породы (Hamilton, 1960; Кропоткин, 1968). Бурение с корабля «Гломар-Челленджер» затронуло в большинстве случаев только вышележащий слой («первый» слой) менее уплотненных осадочных пород. Лишь в единичных случаях наиболее глубокие (около 1 000 м) скважины вошли в самую верхнюю часть «второго» слоя, углубившись в него примерно на 100—200 м. Возраст «первого» слоя оказывается кайнозойским или верхнемеловым. В скважине № 172, расположенной в 1 100 км к юго-западу от Сан-Франциско, уже на глубине 30 м были обнаружены отложения с фауной нижнего олигоцена — более древней, чем предполагаемый (по датировке магнитных аномалий, предложенной Гейтцлером) олигоцен-миоценовый возраст нижнего, базальтового слоя на этом участке (Huene, Kulm, 1971).

По всей вероятности, базальтовый слой, с которым связаны магнито-возмущающие тела полосовых аномалий, является более древним. Система характерных для северной и северо-восточной части Тихого океана полосовых магнитных аномалий имеет меридиональное и северо-восточное простирание. Эти полосы аномалий, как и базальтовый слой или самый верхний слой мантии, в которых находятся магнитные массы, пересечены разломами северо-западного простирания. По таким разломам в течение мезозоя выросли вулканические хребты Гавайских островов и всех цепей Полинезии, связанных с «поднятием Дарвина». На гайотах — срезанных вершинах этих хребтов — известна нижнемеловая фауна (Менард, 1966). Принадлежащая к этой системе хребтов северо-западного простирания цепь островов Лайн-Таумоту, вероятно, продолжалась в Западно-Чилийское поднятие и, в свою очередь, была разорвана и раздвинута при образовании Восточно-Тихоокеанского поднятия (Кропоткин, 1971). Следовательно, в истории формирования дизъюнктивных дислокаций Тихого океана намечаются три этапа: а) палеозойский или более древний, когда на большей части его площади сформировался базальтовый слой (с аномалиями меридионального и северо-восточного простирания); б) мезозойский (поднятие Дарвина, разрывы северо-западного простирания); в) позднемеловой и кайнозойский, когда разрывы северо-восточного простирания дали начало формированию Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Такие же выводы о длительной последовательности геологических событий вытекают из анализа структурных соотношений в северо-восточной части Тихого океана. Дно океана с характерной системой меридио-

нальных магнитных аномалий образовалось, по-видимому, значительно раньше, чем те большие сдвиги широтного направления (левосторонние по разломам Мендосино и Пайонир, правосторонние по разлому Мэррей), которые смещают друг относительно друга обширные блоки тихоокеанской коры. Возможно, эти сдвиги образовались в мезозое или в начале кайнозойской эры. Как подчеркнул Дж. Гиллули, широтные сдвиги, сместившие на 600-1200 км тот блок, который расположен между разломами Пайонир и Мэррей, по отношению к блокам, расположенным севернее и южнее, не разорвали, однако, материковую глыбу Северной Америки. Континент был, по-видимому, надвинут на уже сформированную систему сдвигов по наклонному разлому, составляющему продолжение Гватемальского глубинного надвига. Если это надвигание произошло в течение кайнозоя, то образование сдвигов и тем более формирование более древней коры, разорванной ими, отодвигается, очевидно, в глубокое геологическое прошлое.

Таким образом, вряд ли следует отказываться от разделения океанов Земли на древние (Тихий океан) и молодые, образовавшиеся и расширявшиеся в мезозое и кайнозое (Северный Ледовитый, Атлантический и Индийский океаны; Штилле, 1964). К молодым мезокайнозойским образованиям с океанической корой относятся, кроме этих океанов, Восточно-Тихоокеанское поднятие (в полосе шириной 500—1500 км) и большинство окраинных морей.

В некоторых случаях (например, по районам Японского и Карибского морей и Мексиканского залива) удастся, основываясь на совмещении контуров материкового склона противоположных берегов, а также на геологической истории и палеомагнетизме, построить достаточно обоснованные реконструкции для конца палеозоя или начала мезозоя (Кропоткин, 1971, 1972; Кропоткин, Шахварстова, 1965).

ЛИТЕРАТУРА

- Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., «Наука», 1972.
- Вегенер А. Возникновение материков и океанов. М.—Л., Госиздат, 1925.
- Гафаров Р. А. Типы магнитных полей крупных структур земной коры. В кн.: «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971.
- Карасик А. М. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна. «Геотектоника», 1971, № 2.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1968.
- Кропоткин П. Н. Проблема дрейфа материков (мобилизма). Изв. АН СССР, Физика Земли, № 3, 1969.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов. В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Кропоткин П. Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст. В кн.: «Земная кора островных дуг и дальневосточных морей». М., «Наука», 1972.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Личков Б. Л. Движение материков и климаты прошлого Земли (2-ое изд.). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Пер. с англ. М., «Мир», 1966.
- Океан. Сборник статей, перевод из «Scientific American», Sept. 1969. М., «Мир», 1971.
- Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973.
- Стейси Ф. Физика Земли. Перев. с англ. М., «Мир», 1972.
- Такеучи Х., Уеда С., Канаморри Х. Двигутся ли материки. Перев. с англ. М., «Мир», 1970.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В кн.: «Земная кора». М., Изд-во ИЛ 1957.

- Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Burk C. A., Morgan W. J., Oliver J., Nelson T. H., Temple P. G., Lowell J. D., Genik G. J., Drake Ch. L.—статьи по глобальной тектонике в журн. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 56, N. 2, 1972.
- Global tectonics and sea-floor spreading. Upper Mantle projects: Scientific report N. 36, ed. by J. Tuzo Wilson. 1971. Tectonophysics, vol. 12, N. 3.
- Hamilton E. 1960. Ocean basin ages and amounts of original sediments J. Sediment. Petrol. vol. 30, N. 3.
- Huene, von R., Kulm L. D., 1971. Deep sea drilling project. Leg. 18 Geotimes, PP. 12—15.
- Le Pichon X. 1968. Sea-floor spreading and continental drift. Journ. Geophys. Res. vol. 73, N. 12.
- The History of the Earth's crust. Symposium 1968, Ed. R. A. Phinney Princeton, N. Y., Princeton Univ. Press.

Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов

ДОКЕМБРИЙСКОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Для выяснения природы, времени заложения и эволюции Тихого океана и его складчатого обрамления большое значение имеет изучение докембрийской истории. На основании анализа докембрийских образований, выведенных на дневную поверхность, по палеозойской тектонике, которая во многих районах отражает предшествующий структурный план, в обрамлении Тихого океана намечается позднедокембрийский геосинклинальный пояс (рис. 1). Он включает ряд геосинклинальных областей: Верхояно-Чукотскую, Сихотэ-Алинскую, Катазиатскую, Индокитайскую, Восточно-Австралийскую, Росскую, Андийскую и Кордильерскую. Внешняя граница пояса на большом протяжении фиксируется краями докембрийских платформ; Северо-Американской и Южно-Американской на востоке, Сибирской, Китайской и Австралийской на западе и Антарктической на юге. На юге советского Дальнего Востока этот пояс сливается с Урало-Монгольским позднедокембрийским геосинклинальным поясом, в Индокитае — с Гималайско-Западноевропейским и в районе Мексики, возможно, с Аппалачско-Грампианским.

Позднедокембрийский Тихоокеанский пояс при современном расположении континентов в виде гигантского кольца опоясывает впадину Тихого океана.

Многие исследователи обращали внимание на асимметрию Тихоокеанского пояса, на различие его восточной (Американской) и западной (Австралийско-Азиатской) ветвей. Асимметрия отчетливо выражена в современной структуре (Штилле, 1968; Херасков, 1963 и др.). Но оказывается, что она устанавливается также и при анализе позднедокембрийских геосинклинальных образований.

Позднедокембрийские геосинклинальные области восточной ветви пояса (Кордильерская и Андийская) имеют линейный характер. Они прослеживаются вдоль краев континента на несколько тысяч километров, выдерживая на всем протяжении характерные особенности состава и строения разреза верхнего докембрия. Это особенно свойственно лучше изученной Кордильерской области, которая протягивается на расстояние около 4000 км при ширине до 300—500 км вдоль края Северо-Американской платформы. Она сложена слабо метаморфизованными преимущественно терригенными и в меньшей мере карбонатными отложениями мощностью до 20 км, которые объединяются в два разделенных несогласием комплекса (серии) Белт (Парселл) (1450-850 млн. лет) и Уиндермир (<850 млн. лет). Последний комплекс согласно перекрывается кембрием (Harrison, 1972; Gabrielse, 1972). Состав серий и их мощности в целом выдерживаются вдоль простирающихся области и закономерно изменяются при приближении к краю Северо-Американской плат-

формы (рис. 2). Отдельные толщи кварцитов, карбонатных пород и сланцев прослеживаются здесь по простиранию на сотни километров, что особенно характерно для серии Уиндермир.*

Высказывается мнение, что Кордильерская геосинклиналь, как единый протяженный пояс, возникла на опущенном крае Северо-Американской платформы, только в уиндермирское время. В белтское же время

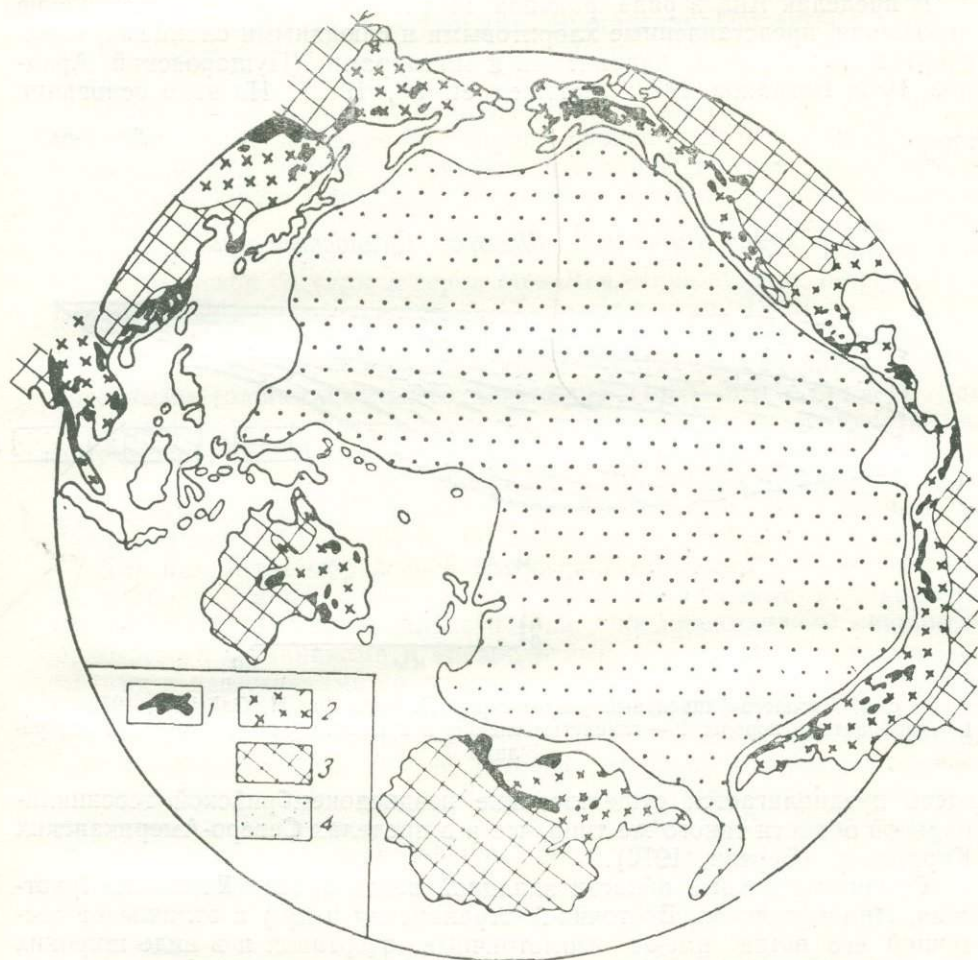


Рис. 1. Позднедокембрийский геосинклинальный пояс обрамления Тихого океана
1 — выходы докембрийских образований на дневную поверхность; 2 — предполагаемое распространение геосинклинальных образований преимущественно верхнего докембрия;
3 — платформы; 4 — ложе Тихого океана

здесь существовали отдельные изолированные прогибы, возможно, замыкавшиеся к западу (Stewart, 1972). Эта точка зрения, нашедшая сторонников и среди геологов нашей страны (Богданов, 1973), вызывает, однако, ряд возражений. Так, никаких данных о замыкании белтско-парселских прогибов на западе нет. Структурные простирания белтских и уиндермирских пород в общем параллельны друг другу. Белтские и уиндермирские отложения испытывают одинаковые изменения мощ-

* Данные положения авторов спорны, т. к. серия Уиндермир во многих районах сложена типичной молассой (Ред.).

ности и состава пород при удалении от края Северо-Американской платформы в сторону Тихого океана. По своему составу, стилю дислокаций и степени метаморфизма эти отложения резко отличаются от пород кристаллического основания платформ. Все эти данные приводят к заключению о существовании Кордильерской геосинклинали уже в белтское время (Gabriels, 1972).

В пределах Анд в ряде районов выделяются верхнедокембрийские отложения, представленные хлоритовыми и слюдяными сланцами, пара- и ортоамфиболитами, кварцитами и мраморами (Пушаровский, Архипов, 1972; Богданов, 1970; Martinez et. al., 1972). На этом основании

Запад

Восток

Горы Парселл Южные Скалистые горы

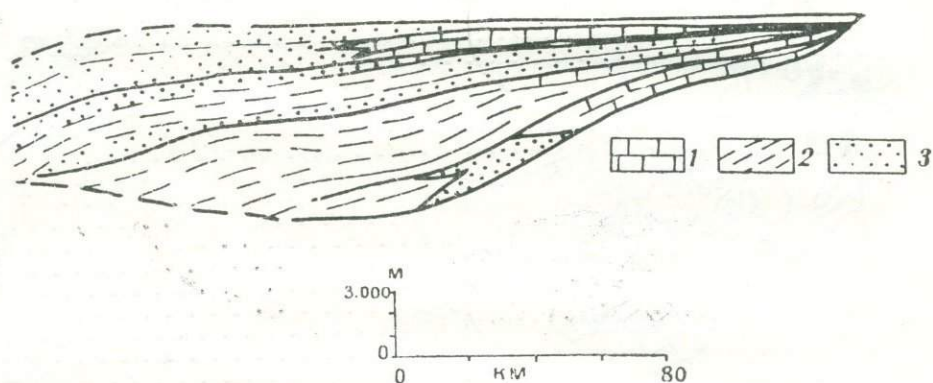


Рис. 2. Литолого-фациальный разрез серии Парселл (по Н. Gabrielse, 1972 г.)
1 — карбонатные породы, 2 — глинистые сланцы и аргиллиты, 3 — песчаники и алевролиты

здесь предполагается существование позднедокембрийской геосинклинальной области такого же типа, что и в пределах Северо-Американских Кордильер (Берзин, 1970).

Геосинклинальные области западной ветви пояса (Верхояно-Чукотская, Индокитайская, Восточно-Австралийская и др.) в отличие от восточной его ветви имеют изометричные очертания и в виде широких заливов вдаются в пределы континентов. Для них характерно мозаичное строение: наличие различно ориентированных прогибов, разделенных выступами ниже-среднедокембрийского фундамента. Такое строение имеет Верхояно-Чукотская область. В ее пределах устанавливается ряд крупных блоков ниже-среднедокембрийского фундамента — Охотский, Омолонский, Тайгоносский, Чукотский, возможно также Колымский и другие массивы. На ряде массивов известен чехол верхнедокембрийских отложений, представленных терригенно-карбонатными слабо дислоцированными толщами мощностью до 1000—1500 м, которые в целом сходны с рифейскими отложениями чехла Сибирской платформы (Тильман, 1962, 1973; Чиков, 1967; Симаков, 1967). В обрамлении массивов верхний докембрий представлен мощными (4—9 км) дислоцированными карбонатно-терригенными толщами рифея (1600—570 млн. лет). Разрезы этого типа известны лишь в трех районах области: на Хараулахском поднятии (Тильман, 1973), в Юдомо-Майском прогибе (Нужнов, Ярмо-

люк, 1963; Башарин, 1967) и на Приколымском поднятии (Николаев, Пепеляев, 1963). Вместе с тем, учитывая наблюдаемые в Учуро-Майском районе и Хараулахских горах факты увеличения мощности отложений верхнего докембрия и закономерного изменения их состава в направлении к Верхояно-Чукотской области, а также установленной в Южном Верхоянье тесной связи миогеосинклинальных разрезов рифея с такими же по своей природе толщами нижнего, среднего и верхнего палеозоя, можно предполагать, что мощные миогеосинклинальные образования верхнего докембрия подстилают все основные прогибы области. К этому выводу пришел С. М. Тильман (1973).

В Индокитайской области центральное положение занимает Индосинийский массив, фундамент которого сложен гнейсами и кристаллическими сланцами нижнего — среднего докембрия. Массив разделяет Северо-Вьетнамскую и Бирманско-Малайскую системы, в пределах которых верхний докембрий представлен песчано-сланцевыми толщами мощностью в несколько километров (толщи Нам-Кио, Чием-Хоа, На-Ханг Северо-Вьетнамской системы и серии Мон-Лон, Чаун-Маджи, Мергуи, Пукет Бирманско-Малайской системы) (Кудрявцев и др., 1969).

Восточно-Австралийская область в западной своей части (геосинклиналь Аделаида) образована мощными (до 12—15 км) карбонатно-терригенными толщами верхнего докембрия (1400—570 млн. лет). Здесь устанавливается наличие различно ориентированных складчатых зон, обтекающих глыбу Брокен-Хилл и возможно ряд других предполагаемых глыб (Богданов, 1967; Борукаев, 1970₁; 1970₂). В пределах глыбы Брокен-Хилл мощность верхнего докембрия сокращена, в разрезе преобладают грубообломочные породы (Богданов, 1967).

Для позднедокембрийского Тихоокеанского пояса в целом характерны слабо метаморфизованные карбонатно-терригенные и терригенные отложения миогеосинклинального типа. Они представлены кварцитами, аркозовыми песчаниками и алевролитами, глинистыми сланцами, доломитами и известняками со строматолитами. По набору пород, строению разреза, мощности эти отложения практически не отличаются от верхнедокембрийских миогеосинклинальных комплексов внутриконтинентальных геосинклинальных поясов. Имеющиеся радиометрические определения их возраста свидетельствуют о том, что формирование отложений на различных отрезках пояса начиналось в разное время. Возраст их нижних горизонтов в Юдомо-Майском прогибе Верхояно-Чукотской области датируется примерно в 1600 млн. лет, в Кордильерской и Восточно-Австралийской областях — в 1400 млн. лет и в Катазии — около 1000 млн. лет.

Там, где изучены соотношения этих геосинклинальных комплексов с позднедокембрийскими отложениями платформенных чехлов (Учуро-Майский район, Кордильеры, Восточная Австралия), между ними устанавливаются постепенные переходы. В сторону геосинклинального пояса происходит увеличение мощности верхнего докембрия, из разреза исчезают красноцветные толщи, которые замещаются морскими зеленоцветными и сероцветными образованиями, местами появляются полимиктовые обломочные породы и толщи глинистых сланцев, отсутствующие на платформах.

Накопление этих отложений происходило в мелководных условиях шельфа, преимущественно за счет сноса с древних платформ, которые определяют внешнюю границу пояса. Это отчетливо установлено в Кордильерах Северной Америки (Gabrielse, 1972; Stewart, 1970, 1972; Haggison, 1972), Австралии (Богданов, 1967), Учуро-Майском (Башарин, 1967) и в других районах Северо-Востока СССР (Тильман, 1973). В за-

падной ветви пояса источником сноса служили, по-видимому, также выступы ниже-среднедокембрийского фундамента (Индосинийский и другие массивы).

Обращает на себя внимание тот факт, что многоэосинклинальные образования верхнего докембрия распространены на обширных площадях в обрамлении Тихого океана и в современной структуре Тихоокеанского пояса местами занимают значительную часть его площади.

Несомненные эвгеосинклинальные образования верхнего докембрия такого типа, как, например, в Алтае-Саянской области, Монголо-Охотском поясе или в Центральном Казахстане, представленные мощными толщами лав основного состава, сланцев и граувакк, в обрамлении Тихого океана неизвестны, хотя нижнепалеозойские эвгеосинклинальные комплексы местами здесь весьма представительны, например, в Тасманской складчатой области Австралии, в Новой Зеландии, в горах Робертс Северо-Американских Кордильер.

В изученных разрезах верхнего докембрия вулканогенные образования встречаются в ограниченном количестве. На Ханкайском массиве отмечаются редкие пачки кварцевых порфиров и порфиридов мощностью до 100-200 м, здесь же описана толща измененных спилитов и кератофилов (до 2000 м), но распространенная локально и фациально замещающая верхи разреза верхнего докембрия (Шехоркина, 1966). В Индокитае в составе верхнего докембрия отмечаются линзы липаритов и силлы основных пород (Кудрявцев и др., 1969). В основании разреза геосинклинали Аделаида выделяются трахиты и андезиты (1200-600 м) (Борукаев, 1970₁). В районе фронта Скалистых гор в верхах серии Белт (Парселл) известна толща основных лав мощностью около 100 м, которая выклинивается в западном направлении. Более обильные основные вулканиты местами появляются близ основания вышележащей серии Уиндермир (до 1,5—2,0 км) — вулканиты Ирин Британской Колумбии, вулканиты Леола и формация Хаклберри на севере Вашингтона (Stewart, 1972).

Возможно, что в позднем докембрии обрамлению Тихого океана были присущи черты, характерные для современного и мезозойско-кайнозойского обрамления Атлантического океана: накопление мощных призм осадочных толщ на шельфе и на континентальном склоне, постепенно сменяющихся в сторону океана маломощными океаническими отложениями, и отсутствие мощных проявлений вулканической деятельности.

В пользу этого предположения свидетельствует отмечаемая многими исследователями смена грубообломочных пород тонкообломочными, появление турбидитов, глинистых и кремнистых пород в составе серий Белт и Уиндермир Кордильерской области по направлению к Тихому океану (Gabrielse, 1972; Monger et al., 1972).

В Австралии к востоку от геосинклинали Аделаида верхний докембрий, выходящий на ограниченных участках на островах Кинг, Тасмания и Новой Зеландии, представлен преимущественно граувакками и глинистыми породами при полном отсутствии или подчиненном количестве карбонатных и вулканогенных пород (Богданов, 1967; Борукаев, 1970₂). Маломощные кремнисто-глинистые отложения верхнего докембрия предположительно выделяются в осевой зоне Сихотэ-Алиня (Силантьев, 1971), в Корякском нагорье (Егназаров и др., 1965).

Вероятным представляется предположение, что верхнедокембрийские эвгеосинклинальные образования в обрамлении Тихого океана существуют, но они еще недостаточно изучены и поэтому включаются в состав более молодых комплексов. Кроме того, следует иметь в виду, что на месте возможного распространения эвгеосинклинальных зон позднего до-

кембрия, которые следует предполагать ближе к океану, в настоящее время располагаются мезозойские и кайнозойские складчатые сооружения, характеризующиеся незначительным эрозионным срезом.

Формирование миеосинклинальных верхнедокембрийских толщ Тихоокеанского пояса произошло на ниже-среднедокембрийском гнейсовом основании. Простираение пояса на большем его протяжении является резко несогласным с простираем древних складчатых структур в фундаментах смежных платформ. Кордильерская область, имеющая субмеридиональное простираение, «срезает» структуры фундамента Северо-Американской платформы, которые ориентированы в северо-восточном направлении. Аналогичные соотношения наблюдаются по периферии Верхояно-Чукотской области и в Южной Америке. В связи с этим можно предполагать, что, по крайней мере, окраинные районы пояса (внешнее обрамление) развивались на погруженном фундаменте древних платформ.

Выходы гнейсов ниже-среднедокембрийского возраста известны местами в центральных районах пояса. К ним относится авековский метаморфический комплекс Тайгоносского массива (Мишкин, Шкодзинский, 1968), откуда возраст амфиболитов, определенный калий-аргоновым методом, оказался равным 2880 млн. лет (Загрузина и др. 1967). Гнейсы и сланцы Омолонского и Чукотского массивов, показали возраст 1500-1600 млн. лет (Загрузина и др., 1967; Загрузина, 1968). Гнейсы и сланцы Катазии несогласно перекрываются верхнедокембрийскими отложениями (Гатинский, 1972). Наконец, гнейсы и сланцы Контумского выступа Индосинийского массива, комплекс Уиллиама массива Брокен-Хилл датированы возрастом 1600—1700 млн. лет (Богданов, 1967).

В ряде районов обрамления Тихого океана устанавливается, что ниже-среднедокембрийские метаморфические образования, представленные мощными геосинклинального типа толщами, характеризуются простираениями, которые в целом согласуются с простираениями несогласно перекрывающих их отложений верхнего докембрия. Наиболее отчетливо эти соотношения наблюдаются на востоке Австралии (Богданов, 1967; Борукаев, 1970; Brown et al., 1968). Здесь по изолированным выходам среднедокембрийских комплексов с субмеридиональными простираениями складок (Брокен-Хилл, Маунт-Айса, Джорджтаун-Эйнасли) намечается субмеридиональный геосинклинальный прогиб, окаймляющий древнее ядро Австралийской платформы, которое сложено преимущественно нижнедокембрийскими образованиями. Этот прогиб в целом наследуется позднедокембрийскими геосинклинальными прогибами, также характеризующимися генеральным субмеридиональным простираем. В Катазии нижнедокембрийские образования протяженного Катазиатского мегантиклинория имеют северо-восточное простираение, параллельное простираению верхнедокембрийского комплекса, расположенного западнее Цзянси-Гуансийского мегасинклинория (Нагибина, 1963). В Центральной зоне Северных Кордильер известен ряд метаморфических комплексов (сланцы Берч-Крик Аляски, группа Юкон на Юконе, комплекс Шусуоп на юге Британской Колумбии и др.), дислокации которых в целом согласуются с дислокациями верхнего докембрия. Многими исследователями эти комплексы рассматриваются в качестве метаморфизованных верхнедокембрийских или даже фанерозойских образований. Однако, как отмечает Ф. Кинг (1972), представление о доверхнедокембрийском возрасте, по крайней мере некоторых из них, пока еще может быть оставлено в силе.

Приведенные данные о соотношении структур позднего докембрия и подстилающих их ниже-среднедокембрийских образований могут сви-

детельствовать о том, что Тихоокеанский пояс на отдельных участках существовал уже в среднем или даже раннем докембрии.

Наличие докембрия вблизи континентального склона и на островных дугах многими исследователями в настоящее время оспаривается. Однако существует ряд данных о наличии здесь докембрийских, в том числе, возможно, ниже- и среднедокембрийских образований. Так, на западном побережье острова Южного Новой Зеландии возраст окатанных цирконов из серии Гринленд определен в 1270—1360 млн. лет (Arpenson, 1966). Серия сложена граувакками и аргиллитами (Вуд и др., 1963). С ней сходна серия Ваюта, валовые пробы аргиллитов которой рубидий-стронциевым методом датируются в 700—860 млн. лет (Arpenson, 1965). Возраст цирконов из гнейсов Каскадных гор, выступающих на поверхность вблизи западного побережья Северной Америки, составляет 1600—2000 млн. лет (Mattinson, 1970).

Японские геологи устанавливают в пределах Японских островов наличие метаморфического фундамента предположительно докембрийского возраста, к которому они относят метаморфические комплексы Хида, Терано и др. (Геологическое развитие., 1968). Возраст округлых цирконов из метаморфического комплекса Хида определен в 1500 млн. лет (Ishizaka and Yamagushi, 1969), а из кристаллических пород метаморфического пояса Рёке в 1800 млн. лет (Ishizaka, 1969). Являются ли данные цирконы обломочными или их округлая форма обусловлена реакционными явлениями при метаморфизме, достигающем здесь амфиболитовой фации, неизвестно.

В центральных районах острова Хонсю в составе пермских конгломератов известны гальки силлиманитовых гнейсов, которые, как считают, происходят из расположенного непосредственно севернее их метаморфического комплекса Хида. К-Аг возраст слюд из этих гнейсов составляет 1600—1660 млн. лет, а Rb-Sr возраст слюд и породы в целом — 1470—1690 млн. лет (Shibata et al., 1972). Результаты этих определений в целом согласуются с приведенными выше датировками цирконов комплекса Хида. На побережье Западной Антарктиды (п-ов Эдуарда VII, западная часть Земли Мэри Бэрд) в меловых субщелочных гранитах Л. В. Климовым (устное сообщение) установлены крупные (10—15 м в поперечнике) ксенолиты гиперстеновых плагиогнейсов, которые являются характерными породами гнейсового фундамента Восточной Антарктиды и, по-видимому, древнее 3000 млн. лет (Егiazаров и др., 1972; Helpegn, 1970).

Ряд исследователей высказывали мнение о том, что древние метаморфические образования, известные в Японии, Каскадных горах и ряде других районов, непосредственно примыкающих к Тихому океану, являются остатками симатического фундамента или древней океанической корой (Марков, 1970; Mish, 1966). Предполагается, что на этой коре происходило вначале накопление океанических осадков, а затем формирование островных дуг. Однако данное представление находится в противоречии с известными материалами по составу древних метаморфических толщ и несогласно перекрывающих их отложений Японских островов. Так, в составе метаморфического комплекса Хида преобладают карбонатные породы, которые ассоциируют с кальцифирами, биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, а местами описываются несомненные первично пелитовые отложения, представленные гнейсами с кордиеритом, силлиманитом андалузитом и корундом (Геологическое развитие., 1968). Согласно мнению японских геологов, комплекс Хида весьма сходен с докембрийскими образованиями смежных районов континента. Метаморфические породы Терано представлены (наряду с

амфиболитами, возникшими из вулканогенных пород) амфиболитами, возникшими за счет метаморфизма глинисто-карбонатных пород, а также в значительной степени мусковит-биотитовыми сланцами с гранатом.

Древние метаморфические образования Японии несогласно перекрываются слабо измененными отложениями силура, которые представлены маломощной (около 300 м) толщей известняков и сланцев с редкими прослоями лав и туфов преимущественно кислого и среднего состава. Силурийские отложения характеризуются большим и разнообразным комплексом строматопоронидей, табулят, тетракораллов и октокораллов. Японские геологи справедливо считают силурийские отложения осадками эпиконтинентального моря (Геологическое развитие..., 1969).

Выводы

1. Тихоокеанский пояс и, следовательно, Тихий океан являются весьма древними и существуют, по крайней мере, с позднего докембрия. Отчетливые различия в докембрийской структуре пояса между восточной (Американской) и западной (Австралийско-Азиатской) его ветвями, которые явственно обнаруживаются и в настоящее время, свидетельствуют о том, что направленность тектонической эволюции на всем протяжении развития Тихого океана и его обрамления в целом оставалась постоянной.

Этот вывод приводит к некоторым следствиям. Если считать, что основным процессом, определяющим тектонику дна Тихого океана и его континентального обрамления, является расширение океанического дна, то можно определить примерную величину расширения Тихого океана за период с позднего докембрия до настоящего времени.

Скорость расширения океанического дна, определяемая для последних нескольких миллионов лет, изменяется вдоль Восточно-Тихоокеанского хребта от 32 до 4 см/год (Oxburgh, 1971). Если принять минимальную скорость 4 см/год в качестве средней, характерной для времени, когда Тихий океан, судя по геологическим данным, несомненно существовал (скажем, для последних 1000 млн. лет), то Тихий океан должен был увеличиться в поперечнике на 40 тыс. км, т. е. на расстояние, примерно равное длине экватора. Этот простой расчет показывает, что либо необходимо принимать гипотезу «плитовой тектоники» полностью, в ее классическом виде, допуская существование зон погружения и разрушения океанических плит в глубоких океанических трогах (Vine, 1971; Oxburgh, 1971), что, однако, требует дополнительных исследований возможного механизма такого процесса, либо необходимо полностью ее отвергать, как это последовательно делает В. В. Белоусов (1970).

2. Анализ докембрийских образований обрамления Тихого океана свидетельствует о своеобразии Тихоокеанского позднедокембрийского геосинклинального пояса. Он заметно отличался от других позднедокембрийских геосинклинальных поясов, например, Урало-Монгольского. Характерная особенность последнего — широкое распространение эвгеосинклинальных зон, занимающих не менее 90% площади современной структуры. Миогеосинклинальные зоны здесь обычно весьма узкие и располагаются в виде лентовидных полос вблизи окаймляющих их древних платформ. Для Тихоокеанского пояса, напротив, характерны широкие миогеосинклинальные зоны, охватывающие местами очень большие пространства. На долю позднедокембрийских эвгеосинклинальных образований, если они существуют, остается очень немного места, особенно если предполагать здесь существование палеозойских и мезозойских та-

лассогеосинклиналей типа Францисканской геосинклинали Кордильер (Бейли, Блейк, 1969), геосинклинали северо-восточной части Новой Гвинеи (Hermes, 1968), Альпийской геосинклинали Новой Зеландии (Landis and Loombs, 1967), возникших на симатическом основании Тихого океана.

В связи со своеобразием строения геосинклинали обрмления Тихого океана следует быть очень осторожным при перенесении установленных здесь закономерностей на внутриконтинентальные геосинклиналиные пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклинали. М., «Наука», 1967.
- Бейли Э. К., Блейк М. К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое. «Геотектоника», 1969, № 3.
- Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1970.
- Берзин Н. А. Тектоника докембрия Южной Америки. «Геология и геофизика», № 8, 1970.
- Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1970.
- Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. Тр. ГИН АН СССР. М., «Наука», 1967.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали Тихоокеанского пояса. Тезисы совещ. по тектонике Тихоокеанского пояса Земли. М., 1973.
- Борукаев Ч. Б. Тектоника докембрия Австралии. «Геология и геофизика». № 8, 1970.
- Борукаев Ч. Б. Очерк докембрия Австралии. В кн.: «Вопросы тектоники докембрия континентов». Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 129. М., «Наука», 1970.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М., ИЛ, 1963.
- Гатинский Ю. Г. Тектоническое развитие Северо-Восточного Индокитая. Автореф. канд. дис. М., 1972. Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
- Егиазаров Б. Х., Дундо О. П., Анкеева Л. И., Русаков Н. М., Дегтяренко Ю. П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Тр. НИИГА, 148, 1965.
- Егиазаров Б. Х., Равич М. Г., Атласов И. П. и др. Тектоника полярных областей Земли. Тр. НИИГА, 1972.
- Загрузина И. А. Особенности докембрийских интрузий Северо-Востока СССР. В кн.: «Особенности магматизма и метаморфизма на советском Дальнем Востоке», М., «Наука», 1968.
- Загрузина И. А., Горбов В. В., Шнай Г. К. Геохронология магматических и рудных образований Северо-Востока. Тр. СВКНИИ, вып. 30, Магадан, 1967.
- Карта тектоники докембрия континентов масштаба 1:15 000 000. Гл. редактор Ю. А. Косыгин, ГУГК, 1973.
- Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., «Мир», 1972.
- Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б., Гатинский Ю. Г., Мишина А. В. Геология Юго-Восточной Азии. Л., «Недра», 1969.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. «Геотектоника», 1970, № 2.
- Марков С. М., Смирнов А. М., Хохлов Э. П., Шехоркина А. Ф., Шехоркин Н. А. Дальний Восток. В кн.: «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Мишкин А. М., Шкодзинский В. С. К петрологии древнейшего метаморфического комплекса п-ва Тайгонос. В кн.: «Вопр. геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов востока СССР». Владивосток, 1968.
- Нагибина М. С. Впадины и прогибы Восточно-Азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.
- Николаев А. А., Пепеляев Б. В. Северо-Восток СССР. В кн.: «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Восточная часть Алданского щита и Юдомо-Майский многогеосинклиналиный прогиб. В кн.: «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Пушаровский Ю. М., Архипов И. В. Тектонические аспекты Чилийских Анд. «Геотектоника», 1972, № 1.

- Силантьев В. Н. О составе и возрасте древних кремнистых толщ Сихотэ-Алиня. «Геология и геофизика», 1971, № 9.
- Симаков К. В. Дюпермские отложения Омолонской глыбы. «Геология и геофизика», 1967, № 12.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья. Тр. СВКНИИ, вып. 1. Магадан, 1962.
- Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 91, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива. Автореф. канд. диссерт. Новосибирск, 1967.
- Шехоркина А. Ф. Формация рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива Приморья. М., «Наука», 1966.
- Штилле Г. Ассингская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир», 1968.
- Aronson J. L., 1965, Reconnaissance rubidium-strontium geochronology at New Zealand plutonic and metamorphic rocks: *N. Z. J. of Geology and Geophysics*, V 8, N. 5.
- Aronson J. L., 1966, Absolute ages of the plutonic and metamorphic rocks at New Zealand: *Proc. 11 Pacific Sci. Congr.*, N. 4, Tokyo.
- Brown D. C. W., Campbell K. A. W., and Crook K. A. W., 1968. The Geological evolution of Australia and New Zealand: *N. Z. Pergamon Press*.
- Gabrielse H., 1972. Younger Precambrian of the Canadian Cordillera: *Amer. Journ. Sci.*, v. 272, N. 6.
- Harrison J. E., 1972. Precambrian Belt Basin of North-Western United States: Its geometry, sedimentation and copper occurrences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, V. 83, N. 5.
- Helpern M. 1970. Rubidium-strontium date of possibly 3000 million years for a granitic rock from Antarctica: *Science*, 109, Sept.
- Hermes J. J., 1968. The Papuan geosyncline and the concept of geosynclines: *Geol. en Mijnbouw*, 47 (2).
- Ishizaka K., 1969. U—Th—Pb ages of Zircon from the Ryoke metamorphic terrain, Kinki District: *Journ. Jap. Assoc. Mineral., Petrol., Economic Geol.*, 626 (3).
- Ishizaka K. and Yamagushi M., 1969. U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Nida metamorphic terrain: *Japan. Earth et Planet Sci. Letters*, 6 (3).
- Landis C. A. and Zoombs D. S., 1967. Metamorphic belts and orogenesis in Southern New Zealand: *Tectonophysics*, v. 4, N. 4—6.
- Martinez C., Tomasi P., Dalmayrac B., Laubacher G., et Marocco, R., 1972. Caracteres generaux des orogenes Precambriens, Hercyniens et Andins au Perou et en Bolivie.: *Intern. Geol. Congress. XXIV sess., Sect. 1. Precambrian Geology, Montreal*.
- Mattinson J. M., 1970. Uranium—lead geochronology of the Northern Cascade Mountains: *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, V. 2. N. 2.
- Mish P., 1966. Tectonic evolution of the Northern Cascades of Washington States: *Canadian Inst. Mining and Metallurgy Spec.*, v. 8.
- Monger J. W. H., Souther J. G. and Gabrielse H., 1972. Evolution of the Canadian Cordillera: a plate-tectonic model, *Amer. Journ. Sci.*, v. 272, N. 7.
- Oxburgh E. R., 1971. Plate tectonics. In «Understanding the Earth», Artemis Press.
- Shibata K., Adachi M. and Mizutani S., 1972. Precambrian geochronology of metamorphic rocks in Permian conglomerate from Central Japan: *Intern. Geol. Congress. XXIV sess. Sect. 1. Precambrian geology. Montreal*.
- Stewart J. H., 1970. Upper Precambrian and Lower Cambrian strata in the southern Great Basin, California and Nevada: *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 620.
- Stewart J. H., 1972. Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: evidence of a late Precambrian (<850 m. y.) continental separation., *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 83, N. 5.
- Vine F. G., 1971. Sea-Floor spreading. In: «Understanding the Earth», Artemis Press.

Е. А. Радкевич

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Тихоокеанский рудный пояс, выделенный С. С. Смирновым, представляет собой компактную кольцевую планетарную структуру. Отмеченная С. С. Смирновым металлогеническая зональность — внутренняя мегазона, примыкающая к Тихому океану с медью и золотом, и внешняя, располагающаяся на континентах с оловом и вольфрамом, — подчеркивает разную степень влияния мантийных и коровых источников на формирование магматических пород и рудных месторождений.

Околотихоокеанская активная зона уже давно была установлена по «огненному кольцу», обрамляющему Тихий океан с его активным современным и недавним вулканизмом, расположением зон повышенной сейсмичности, отмечающих высокую тектоническую активность в сочленении континентов и Тихого океана. Резко повышенная концентрация месторождений полезных ископаемых в Притихоокеанской области подчеркивает геохимическую неоднородность нашей планеты и высокую тектоническую активность притихоокеанской зоны не только в настоящее время, но и в прошлом. Современные границы Тихоокеанского рудного пояса не отвечают былым. Многие структурно-металлогенические зоны обрезаются береговой линией, и продолжение их скрывается под водами океана и окраинных морей. Таким образом, в настоящее время мы не можем полностью реконструировать структурно-металлогенические зоны, непосредственно примыкающие к океанической впадине.

Палеотектонический и металлогенический анализы позволяют считать, что подвижные зоны — геосинклинали и приуроченные к ним металлогенические провинции развивались в обрамлении Тихого океана длительно, начиная с протерозоя и, во всяком случае, с палеозоя. К протерозойским образованиям относится прогиб западного обрамления Канадского щита, располагавшегося на месте современных Скалистых гор и Кордильер. Рудные образования протерозойского возраста документируются в стратиформных полиметаллических месторождениях (Салливан и др.). Более отчетливо серия палеозойских геосинклинальных элементов прослеживается как на Притихоокеанской стороне обеих Америк, так и в Азии, в частности, в зоне островных дуг. Весьма определенно устанавливается закономерное расположение мезозойских и кайнозойских структурно-фациальных зон, обрамляющих Тихий океан с омоложением их возраста по направлению к Тихому океану.

Таким образом, можно говорить о длительном развитии структур обрамления Тихого океана и существовании на его месте устойчивого, гигантского, возможно протопланетного блока, который, как «клещами», сжимался северным материком Лавразии уже в глубоком докембрии.

Позднее (в мезозое?) по периферии этого блока расположились и фрагменты южного континента — Гондваны, что и обусловило возникновение прерывистого кольца Тихоокеанского вулканического обрамления.

Подобное единство Притихоокеанской области, подчеркнутое металлогеническими особенностями в большей степени, чем структурными чертами, свидетельствует об относительной консервативности этого обширного сегмента Земли. Однако вместе с тем имеются признаки перемещения континентальных масс, на которые указывают асимметрия строения (рис. 1), особенности тектонического режима и специфика металлогении

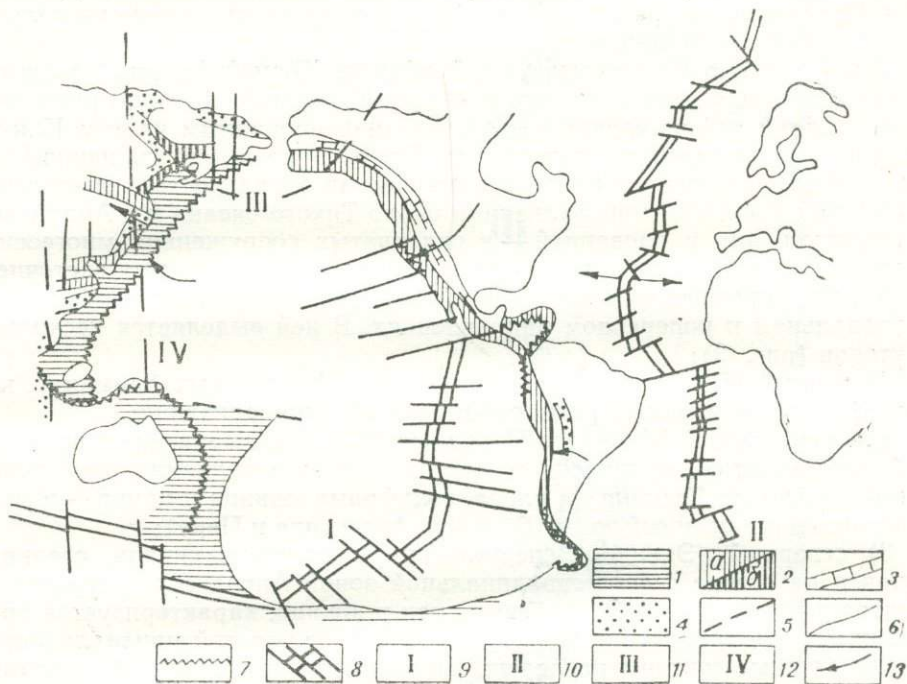


Рис. 1. Схема Тихоокеанского рудного пояса

1 — внутренняя зона Тихоокеанского пояса. Современная геосинклиналь и область островных дуг (Азиатская ветвь); 2 — эвгеосинклинальные зоны золотой и медной минерализации (а) и золотоносные пояса вдоль разломов (б); 3 — миегеосинклинальные зоны со свинцово-цинковой минерализацией в карбонатных толщах; 4 — миегеосинклинальные зоны с оловянной минерализацией в терригенных толщах; 5 — трансконтинентальные зоны; 6 — трансформные разломы в океане; 7 — гипербазитовые пояса; 8 — рифтовые зоны океанов; 9 — Восточно-Тихоокеанский хребет (I); 10 — Срединно-Атлантический хребет (II); 11 — Алеутская линия (III); 12 — Австро-Азиатская линия (IV); 13 — направление движения

западной и восточной ветвей Тихоокеанского пояса. На тектоническую асимметрию указывал еще Штилле, связывавший ее с вращением Земли. О сжатии североамериканского отрезка пояса свидетельствуют многочисленные надвиги (Скалистые горы), не характерные для азиатской стороны. Проявление же растяжения на азиатском отрезке пояса можно видеть в образовании окраинных морей, лишенных сиалической коры и отделяющих островные дуги от континента. Расположение гирлянд островных дуг, включающих древние сиалические блоки к востоку от материков, может служить свидетельством движения материковых массивов в западном направлении. Признаком надвигания Северной Америки на запад является и приближение ее береговых структур к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, которое, видимо, занимало прежде срединно-оке-

аническое положение, а сейчас как бы «вторгается» в континент, продолжаясь рифтовой зоной Калифорнийского залива. Геохимическая асимметрия сказывается в развитии меди и золота в американской ветви (полициклические притихоокеанские эвгеосинклинали Кордильер), олова и вольфрама — в азиатской ветви, где рудные провинции протягиваются не только вдоль побережья, но и распространяются вглубь континента по серии широтных активизированных древних складчатых сооружений.

В пределах Тихоокеанского пояса отчетливо проявлено влияние на металлогению особенностей тектонического типа развития и состава пород. Проследим это влияние, начиная с юга Америки и далее по кольцу, кончая югом Австралии.

Особенностью Притихоокеанской области Южной Америки является параллельно-поясовое расположение металлогенических зон, приуроченных к Андийской эвгеосинклинали и активизированным частям Южно-Американского древнего континента. Здесь отмечается типичная для Тихоокеанского пояса в целом геохимическая зональность с проявлением медной и золотой минерализации около Тихого океана и в Андийской эвгеосинклинали и оловянной — в складчатых сооружениях миогеосинклинали типа и активизированных зонах, расположенных восточнее.

Узкая и протяженная зона Андийской эвгеосинклинали неоднородна в продольном и поперечном направлениях. В ней выделяется несколько секторов (рис. 2):

1) южный (Патагонский) с проявлением офиолитовых формаций, палеозойских гранитоидов, свинцово-цинковой минерализации;

2) центральный (Чилийско-Перуанский) с ярко выраженной поперечной зональностью: проявлением меди и золота в вулканическом поясе эвгеосинклинали Кордильер; олова, вольфрама, свинца и цинка — в миогеосинклинали внешней зоны (Боливия, Аргентина и Перу);

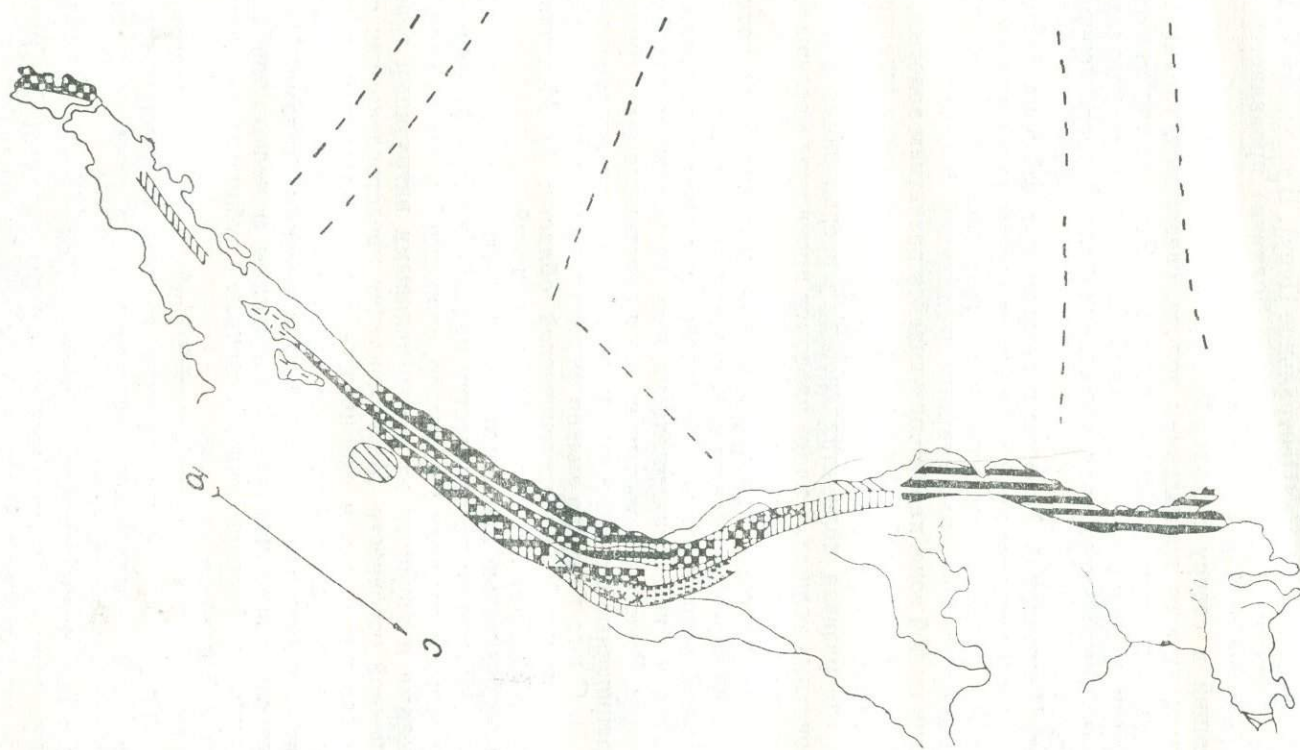
3) северный (Эквадор-Венесуэльский) — эвгеосинклиналь, соединяющаяся на севере с эвгеосинклиальной зоной Антильских островов и Центральной Америки. Эта область, как и южная, характеризуется проявлением офиолитов; ее особенность — развитие золотой минерализации.

Отмеченные секторы разделены широтными планетарными разломами; некоторые из них прослеживаются за пределами континента, уходя в Тихий океан.

Система эвгеосинклиналей Южной Америки была заложена на сиалической коре, о чем свидетельствуют выходы архейских итабиритов на побережье юга Чили. Эта эвгеосинклиналь, заложённая вдоль меридиональных разломов, отличалась коротким периодом развития (триас, юра) и проявлением по преимуществу андезитового вулканизма, в верхних частях разреза — наземного. Характерная особенность центрального отрезка — зональное распределение разновозрастных месторождений. Близ побережья (западная зона) пролегает полоса вкрапленных медных руд, заключенных в юрских вулканитах, видимо, сингенетичного генезиса. Затем (центральная зона) прослеживается пояс диоритовых батолитов, с которыми связаны меденосные и магнетитовые скарны, медно-золотые сульфидные жилы мелового возраста. Далее к востоку (восточная зона) намечается пояс медно-порфирировых руд, связанных с молодыми (кайнозойскими) вулканитами.

По другую сторону Высоких Анд расположена Боливийская оловорудная провинция, приуроченная к активизированной зоне палеозоид.

Сложная минерализация этой области (Sn, W, Bi, Au, Sb, Pb, Zn, Ag, Cu) развивалась длительно — от юрского времени или даже палеозоя до плиоцена, что связывают с длительным существованием на глубине активного источника магмы и растворов. Боливийская рудная провин-



Р и с. 2. Металлогеническая зональность Южно-Американского звена Тихоокеанского пояса (условные знаки на рис. 3)

ция приурочена к дугообразному изгибу Анд, возможно обусловленному влиянием регионального разлома северо-западного направления.

На участке северо-западного простирания Анд минерализация меняется. Здесь развита уже полиметаллическая минерализация, приуроченная к карбонатным породам (Центральное Перу). В то же время во внешней зоне (восточная часть Перу, север Боливии) проявляется палеозойская и раннемезозойская золотая минерализация.

Следующий к северу Эквадор-Венесуэльский отрезок, как отмечалось, характеризуется проявлением золота, связанным, главным образом, с третичными вулканическими породами. Этот же тип минерализации свойствен и для юга Центральной Америки, куда продолжались позднемезозойская и третичная эвгеосинклинали Южно-Американских Кордильер.

Область Центральной Америки и связанная с ней зона Антильской островной дуги имеет уже иной план ориентировки структурно-металлогенических зон, которые вытянуты здесь в широтном направлении, отражая влияние крупнейшей планетарных дислокаций. К отмеченной ранее эвгеосинклинали зоне, характеризующейся развитием золотых, а также медных месторождений (Панама), прилегает с севера широтная зона более древних сооружений — так называемый «Хребет Центральной Америки», где развита полиметаллическая минерализация в палеозойских карбонатных толщах, а вдоль разломов проявлены массивы ультрабазитов с никелевым оруденением.

Северо-Американская притихоокеанская молодая складчатая область, как и Южно-Американская, характеризуется трансконтинентальной продольной зональностью с расположением эвгеосинклинали около Тихого океана и миогеосинклинали на активизированном платформенном основании. Вместе с тем отмечаются и поперечные структурные элементы, ограниченные близширотными разломами, установленными Кингом (рис. 3). С юга на север можно выделить следующие секторы (сегменты) этой молодой металлогенической области: 1) Мексиканский, 2) Калифорнийский, 3) Канадский, 4) Аляскинский.

Общей особенностью продольной зональности во всех этих отрезках является проявление по преимуществу медной (и золотой) минерализации в зоне эвгеосинклинали Кордильер, сложенной в значительной мере metabазальтами и рвущими их юрско-меловыми интрузиями гранитоидов повышенной основности. Месторождения представлены как стратиформными залежами, так и скарнами — гидротермальными жилами и своеобразными эпитермальными золото-серебряными образованиями, связанными с вулканическими и субвулканическими телами. Наряду с этим проявлены также шеелитоносные скарны и медно-молибденовые месторождения порфирирового типа, связанные с субвулканическими телами повышенной щелочности.

Восточнее прилегает полиметаллический пояс, протягивающийся через Мексику и миогеосинклиналию область Скалистых гор США и Канады. Полиметаллические месторождения и здесь по преимуществу тяготеют к карбонатным толщам.

Вместе с тем, можно отметить влияние на распределение минерализации поперечных и диагональных разрывных нарушений. Среди них наиболее резко выражены широтные зоны, как бы продолжающие собой трансформные разломы Тихого океана. Так, отчетливо намечается зона распространения медных месторождений вдоль широтной линии, ограничивающей с юга массив Колорадо. Зона повышенной тектонической активности пролегает к северу от Колумбийского срединного массива и характеризуется проявлением на западе медной и золотой, а на восто-

ке — полиметаллической минерализации. Некоторые разломы контролируют месторождения, различные по составу металлов. Так, кольцевые зоны повышенной рудной концентрации вокруг массивов Колорадо и Колумбийского вмещают как медные, так и полиметаллические, золотые и местами вольфрамовые месторождения. Тип минерализации и состав

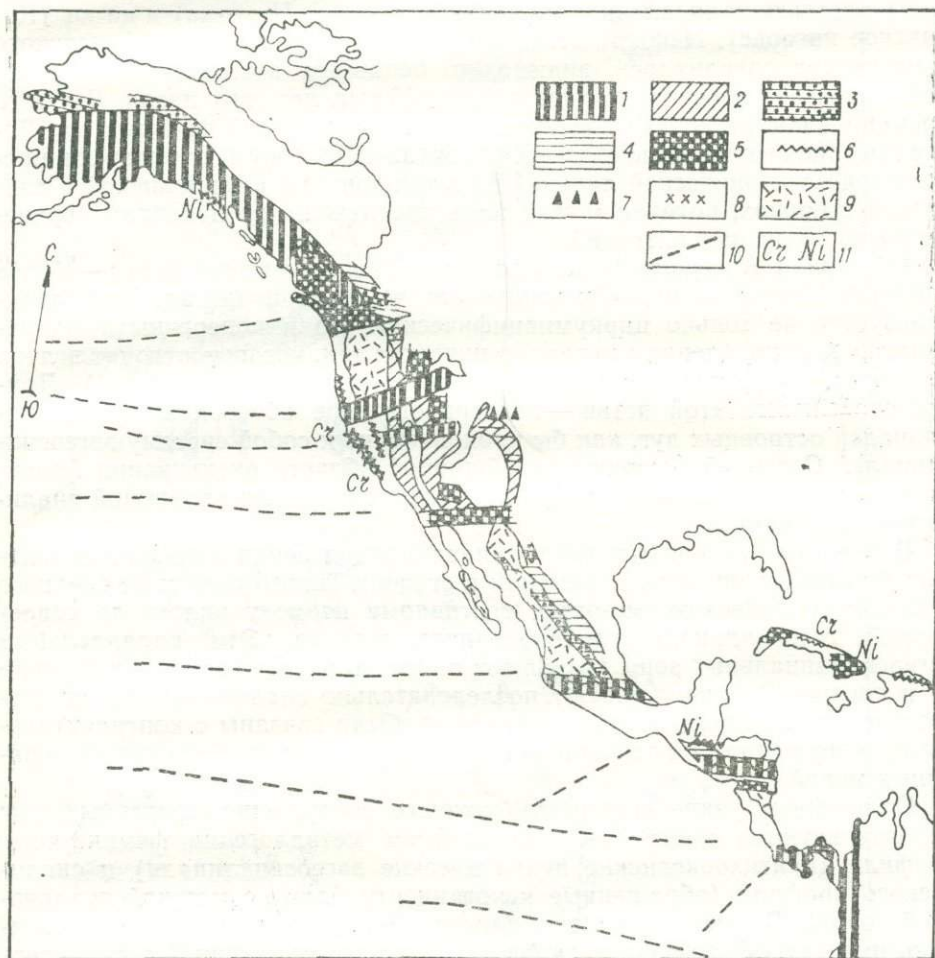


Рис. 3. Металлогеническая зональность Северо-Американского звена Тихоокеанского пояса

1 — золото, 2 — вольфрам, 3 — олово, 4 — свинец и цинк, 5 — медь, 6 — ртуть, 7 — молибден, 8 — сурьма, 9 — вулканические пояса, 10 — разломы

металлов в этих полиметалльных зонах обусловлен особенностями вмещающих пород и типом активных интрузий. Как и в Южной Америке, здесь намечается омоложение времени образования месторождений в восточном направлении. Самый молодой третичный комплекс связан с поясом наложенных третичных вулканитов и их жерловых фаций, располагающимся к востоку от Невадского пояса батолитовых интрузий.

Отмеченные планетарные зоны — внутренняя (вулканическая) и внешняя (карбонатная) находят свое продолжение и к северу от Канады, на территории Аляски, где складчатый пояс поворачивает к востоку, огибая Тихоокеанский блок и вместе с тем подчиняясь, возможно, направляющему влиянию Гиперборейского массива. На этом отрезке внутрен-

няя вулканическая мегазона также характеризуется проявлением меди и золота, внешняя, карбонатная — развитием оловянных месторождений (полуостров Сьюард).

Рудоносные структуры Северной Америки непосредственно переходят на Азиатский континент, где наблюдается раздвоение металлогенической зоны с ветвью, направленной на запад (Северная Чукотка) и на юг (Корякское нагорье). Непосредственная связь Американского и Азиатского континентов сохранялась, видимо, до недавнего времени — последнего подъема уровня океана, имевшего место 10 тыс. лет тому назад. До этого времени Азия и Америка соединялись мостом шириной до 2 тыс. км. Более древние структурные связи двух континентов документируются в продолжении тектонической линии Алеутской зоны на американской и азиатской сторонах, которая может быть прослежена по цепочкам верхнемеловых гранитных интрузий.

Обширная Австрало-Азиатская ветвь Тихоокеанского пояса — более сложная в морфологическом отношении, чем Американская. Она характеризуется не только циркумпацифическим, но и поперечным внутриазиатским направлением металлогенических зон, которые отходят вглубь континента по активизированным древним сооружениям (рис. 4). Другая особенность этой ветви — пространственное обособление эвгеосинклиналей островных дуг, как бы продолжающих собой систему эвгеосинклиналей Северной Америки, от обширной области активизации Азиатского континента, отличающейся проявлением рудных провинций сиалического профиля.

В пределах островных дуг устанавливаются серии эвгеосинклинальных зон, смещавшихся со временем в сторону Тихого океана от среднего к верхнему палеозою, мезозою, третичному периоду вплоть до современной геосинклинали глубоководного желоба. Эти параллельные эвгеосинклинальные зоны позволяют отметить бывшие границы континента и океана. Они наращивают последовательно сиалические блоки островных дуг, которые структурно, видимо, были связаны с континентальными сооружениями и оторваны от них при раздвиге и образовании окраинных морей.

Отмеченные узкие складчато-блоковые сооружения островных дуг характеризуются контрастным сочетанием металлогении фемического профиля (притихоокеанские вулканические эвгеосинклинали) и сиалического профиля (обращенные к континенту блоки с мощной сиалической корой). Вместе с тем они заключают разновозрастную минерализацию, начиная от среднепалеозойской и кончая современной в гидротермальных полях действующих вулканитов, что подчеркивает полициклическое развитие металлогенических притихоокеанских областей. На значительном протяжении от Камчатки через Японию, Тайвань, Филиппины, Новую Гвинею, Новую Каледонию, Новую Зеландию прослеживается проявление золотоносности, а на некоторых отрезках — медной минерализации различных типов, никелевой и хромитовой минерализации, связанной с ультрабазитами.

Резко отличны в металлогеническом отношении рудные провинции внешней мегазоны, расположенной на континенте. Для них, как отмечалось, свойственно широкое развитие гранитных интрузий, образованных в одних случаях на позднекладчатом или позднеорогенном этапе развития (Сихотэ-Алинь), в других — в процессе активизации древних сооружений. Характерные металлы этой обширной области — олово и вольфрам. Большое значение имеет здесь золото, которое проявляется вдоль протяженных глубинных разломов и часто тяготеет к активизированным древним эвгеосинклиналям (Монголо-Охотский пояс). В пределах от-

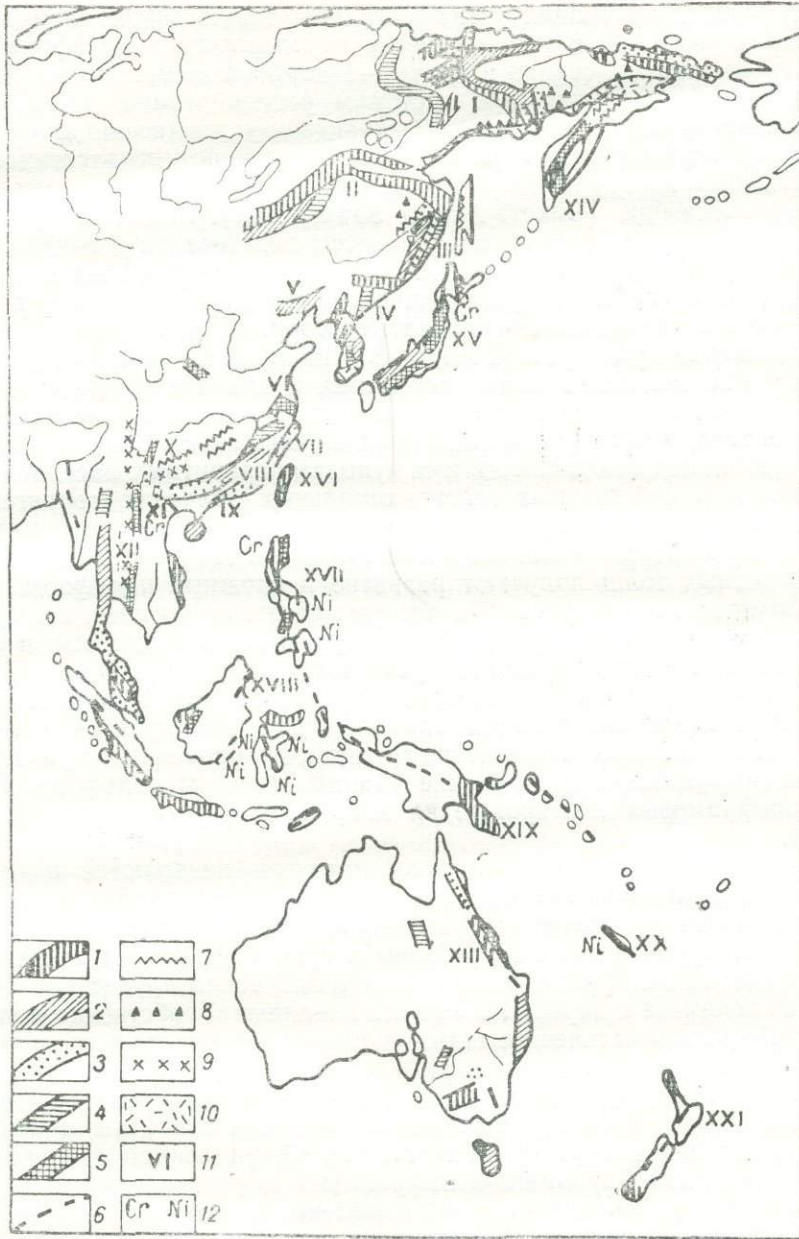


Рис. 4. Metalлогеническая зональность Австрало-Азиатской ветви пояса
 1 — золото, 2 — вольфрам, 3 — олово, 4 — свинец и цинк, 5 — медь, 6 — разломы, 7 — ртуть, 8 — молибден, 9 — сурьма, 10 — околоконтинентальные вулканические пояса, 11 — металлогенические области: I — Яно-Колымо-Чукотская, II — Монголо-Охотская, III — Сихотэ-Алинская, IV — активизированная область Сино-Корейского щита, V — Яньшаньская, VI — Янцзинская, VII — Цзянанин, VIII — Цзянси-Гуансийская, IX — Прибрежная Южно-Китайская, X — Кам-Юньнаньская, XI — Индокитайская, XII — Бирма-Индонезийская, XIII — Восточно-Австралийская, XIV — Камчатская, XV — Японская, XVI — Тайваньская, XVII — Филиппинская, XVIII — Борнео-Целебеская, XIX — Ново-Гвинейская, XX — Ново-Каледонская, XXI — Ново-Зеландская

дельных рудных провинций устанавливается также закономерная приуроченность металлов к разным типам пород: олова и вольфрама — к терригенным толщам, свинца и цинка — к карбонатным, золота — к вулканическим образованиям или системам разнообразных даек.

Северо-западная часть мегазоны характеризуется геосинклинальным развитием с образованием параллельных структурно-металлогенических зон, расположенных кольцеобразно (Яно-Колымская область) или вытянутых прямолинейно (Сихотэ-Алинь, Забайкалье). Значительную роль в развитии месторождений играют процессы активизации древних сооружений, которые проявляются в различных формах. Особый тип представляют пологие прогибы на кристаллических щитах (Пхеньнанская синеклиза) или геосинклинально-складчатые сооружения, огибающие щиты (Яно-Колымская дугообразная зона). В этих областях в платформенном чехле или миеосинклинальных осадочных комплексах молодая складчатость проявляется в связи с блоковыми дислокациями и перемещениями вдоль разломов, причем в некоторых случаях антиклинальные складки образуются над воздымающимися куполами гранитных массивов (Корея). Как и в собственных геосинклинальных областях, терригенные толщи благоприятны для развития оловянной и вольфрамовой минерализации, карбонатные — для полиметаллической. Но в то же время среди карбонатных толщ получают развитие и сложные полиформационные комплексы месторождений, в которых сочетаются олово, вольфрам, свинец, цинк и другие металлы, локализующиеся в скарновых и сульфидных залежах в экзоконтакте гранитных интрузий. Этот тип полиформационных комплексов особенно характерен для Цзянси-Хунань-Гуансийской зоны активизации эпикаледонской складчатой области. На участках, где позднемезозойские граниты, приуроченные к разломам, рвут метаморфические додевонские сланцы, развиты вольфрамовые и олово-вольфрамовые месторождения кварцевой формации (провинция Цзянси).

Там же, где сходные по составу интрузии внедряются в карбонатные отложения эпикаледонского платформенного чехла, возникают полиформационные комплексы разнообразных месторождений: оловяносные и вольфрамосные и грейзены в гранитах, скарны с наложенным оловянным, вольфрамовым и полиметаллическим оруденением — на контактах гранитов с карбонатными отложениями и собственно полиметаллические метасоматические тела — в зоне экзоконтакта в удалении от гранитов, среди карбонатных пород.

Оловянно-вольфрамовая провинция юга Китая (Хунань) обрамлена с северо-запада как бы дугой металлогенических зон с низкотемпературной сурьмяной и ртутной минерализацией, удаленной от гранитов. Наличие переходных сурьмяно-вольфрамовых месторождений позволяет связывать эти образования в единый комплекс.

Аналогичный же тип полиформационных комплексов в карбонатных толщах платформенного чехла характерен для юго-запада провинции Юньнань, где на скрещении региональных разломов меридионального, широтного, северо-западного и северо-восточного направлений располагается богатейший оловорудный район Гедзю. В этой области уже очень отчетливо проявлено влияние меридиональных разломов, сопряженных с изгибом Гималаев или так называемым Восточно-Гималайским синтаксисом. Система меридиональных разломов ограничивает, в частности, Кам-Юньнаньский горст, сложенный древними метаморфическими породами и обрамленный пермскими базальтоидами, с которыми связано медное и полиметаллическое оруденение. Южнее, к меридиональной же зоне, приурочен пояс медных проявлений Индокитайского полуострова,

к разлому Красной реки северо-западного направления — пояс ультра-базитов с проявлением никеля и ртути.

Система меридиональных разломов, протягивающаяся на тысячи километров, определяет положение Бирмо-Малай-Индонезийского вольфрамо-оловянного пояса, а также сурьмяного пояса, прослеживающегося от верховьев реки Меконг до Сиамского залива. Таким образом, отмечается система параллельных меридиональных разломов, контролирующая расположение магматических массивов и рудных месторождений различного типа. Магматические рудные проявления здесь развивались длительно. Для Таи-Малайского отрезка оловоносного пояса устанавливается развитие гранитов от карбона до верхнего мела и даже третичного времени и намечаются разновозрастные оловоносные зоны: верхнемеловая — на западе Таиланда, триасовая — главная Малайская и снова верхнемеловая в Северном Вьетнаме и провинции Юньнань.

Эта область активизированных палеозойских складчатых сооружений формировалась под влиянием активных тектонических движений, распространявшихся как со стороны Тихоокеанского подвижного пояса, так и Гималаев. Обе ветви активных третичных тектонических зон, сближаясь, ограничивают пояс активизированных палеозойских сооружений Малаккского полуострова и Индокитая и определяют его выклинивание. Дальше продолжение рудоносного пояса с оловом и золотом намечается в Восточной Австралии, где проявлена уже верхнепалеозойская минерализация, также связанная с процессами активизации более древних структур.

Приведенные данные показывают, что в Тихоокеанском рудном поясе наряду с планетарной зональностью, которая позволяет установить разную степень влияния мантийных элементов на магматизм и оруденение во внутренней и внешней зонах, проявлена и региональная зональность, в общем сходного типа, обусловленная влиянием вмещающих пород. Намечается приуроченность определенных металлов к типам структурно-формационных зон: олова и вольфрама — к терригенным зонам (иногда перекрытым эпиплатформенными полого дислоцированными карбонатными осадками); свинца и цинка — к зонам развития карбонатных пород; золота — к вулканическим породам эвгеосинклинального характера или к более поздним поясам наложенных вулканитов. Эти связи позволяют говорить о существенном влиянии сиалической коры на характер металлогении, хотя не исключают первичного поступления магматического материала и импульсов активизации из глубинного подкорового слоя. Установление протяженных зон разломов с определенным типом минерализации, ориентированных более или менее закономерно, налагает известные ограничения на возможный масштаб горизонтальных перемещений континентов. Это перемещение было, очевидно, наименьшим в приполярной области и повышалось к экватору, где в большей степени могло проявляться влияние ротаций Земли. Закономерная ориентация протяженных разломов в меридиональном, близширотном, северо-западном и северо-восточном направлениях как бы отражает возможно первичную сеть протопланетарной трещиноватости, определившей как заложение геосинклинальных прогибов, так и возникновение последующих складчатых поясов и зон активизации. Строгая их ориентировка позволяет говорить о том, что современное положение оси вращения Земли близко к начальному. Отсутствие же крупных относительных перемещений по разломам говорит скорее о небольшом вращении северных континентов около полюса, чем о параллельно-поступательном их движении. Эти данные не касаются южного континента — Гондваны,

который, возможно, претерпел более сложные преобразования в связи с передвижением его фрагментов.

Допуская возможности горизонтального смещения континентов, главным образом, в западном направлении, мы должны отметить, что длительное развитие некоторых металлогенических зон, сохранявших в течение сотен миллионов лет связь с активными источниками магматических пород и растворов (Малайя, Боливия), заставляет считать, что если это смещение и имело место, то оно происходило по глубинным оболочкам, лежащим за пределами сферы расположения активных источников гранитных магм и связанных с ними рудоносных растворов.

Характеризуя Тихоокеанский рудный пояс, нельзя не подчеркнуть, что современная концепция глобальной или плитовой тектоники дает дополнительный материал, позволяющий по-новому осмыслить металлогенические данные, в частности, привлечь большее внимание к активным зонам Бенъофа, которые играют и могли играть в прошлом важную роль в возбуждении процессов магмо- и рудообразования по периферии Тихого океана, и, таким образом, обусловить металлогеническое единство рудного кольца, формирующегося в общем на гетерогенном структурном основании.

Положительный элемент современных воззрений представляют и идеи о горизонтальном перемещении плит литосферы. Однако металлогенические данные налагают определенные ограничения на возможную амплитуду такого перемещения. Причина же перемещений может быть истолкована и с позиций представления о влиянии ротационных сил.

Новое в наши идеи о развитии Тихоокеанского обрамления приносят данные о недавнем образовании Атлантики путем раздвижения или расширения океанического дна. Возможно, что именно с этим процессом связано усиление движения масс в западном направлении, которое и «спровоцировало» надвигание Северо-Американской плиты на Тихоокеанский блок и отставание от этого движения островных дуг. Широкое развитие в Тихоокеанском обрамлении позднемезозойских и особенно верхнемеловых вулканических пород с образованием гигантских поясов вулканитов тоже, как будто, согласуется с представлением о проявлении в это время импульса общего расширения Земли.

Признавая полезными многие элементы гипотезы «плитовой тектоники», которые могут быть привлечены для объяснения особенностей развития Тихоокеанского пояса как на современном этапе, так и в прошлом, мы все же не склонны переносить эти данные на все палеогеосинклинали и рассматривать их как бывшие океаны типа Тихого. Несомненно, внутриматериковые геосинклинали имели свои особенности; они возникли вдоль зон разломов или рифтов, преобразованных затем в раздвижки, в которых обнажались разные по глубине уровни симатической оболочки. Эти зоны отличались по формациям осадочных, а также магматических пород от океанских образований. Очевидно, отличной от океанической была и подстилающая их мантия, которая претерпела уже в прошлом значительную дифференциацию при образовании сиалической коры. И совершенно не обязательно выступы симатической оболочки отождествлять с корой океанического типа. Для внутриматериковых геосинклиналей, ограниченных с обеих сторон сближенными континентами, применимы больше аналогии со Средиземноморским бассейном, чем с обширными океанами типа Тихого или Индийского. Соответственно непроверяемыми остаются уже установленные закономерности развития геосинклиналей и возникновение в них структурно-металлогенических зон, отражающих направленную эволюцию подвижных поясов. Вместе с тем черты сходства рудных провинций геосинклинального типа и акти-

визированных платформенных сооружений позволяют говорить об определяющем влиянии на металлогению особенностей тектонического развития и характера среды, вмещающей как очаги плавления активных магм, так и сами интрузивы и сопровождающие их месторождения. Установленные общие закономерности распределения металлов в зависимости от типов вмещающих и залегающих на глубине пород позволяют придавать большое, если не ведущее значение концентрации многих металлов в верхней силикатической оболочке земной коры. И несмотря на то, что силикатическая кора составляет не более 0,8% всего объема Земли, именно она, видимо, является концентратором и распределителем металлов, которые, вступая в нее из глубинных подкоровых источников, претерпевают здесь сложный круговорот и миграцию, в одних случаях — концентрацию, в других — рассеяние. Изучение закономерностей распределения металлов должно основываться на геолого-структурном анализе конкретных рудоносных территорий с изучением вещественного состава вмещающих пород.

Представления крайних сторонников концепции глобальной тектоники, сводящих тектонические процессы к динамике столкновения плит, применительно к металлогеническому анализу было бы шагом назад.

Изучение металлогении Тихоокеанского пояса дает дополнительный материал для реконструкции истории тектонического развития этого уникального сегмента земной коры и нашей планеты в целом.

Н. Б. Вассоевич, Ю. К. Бурлин, Б. А. Соколов

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ И ВОЗМОЖНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В пределах Тихоокеанского тектонического пояса (Пушаровский, 1972) широко распространены осадочные бассейны, разнообразные по размерам, возрасту слагающих толщ и выраженности в рельефе. К некоторым из них приурочены месторождения нефти и газа, эксплуатация которых дает почти $\frac{1}{3}$ мировой годовой добычи. Поэтому Тихоокеанский пояс можно рассматривать и в качестве нефтегазоносного.

Для выяснения и оценки ресурсов нефти и газа в земной коре важное значение имеет обособление осадочных бассейнов, перспективных для их поисков. Благодаря успешному развитию нефтяной геологии стало очевидным, что родиной всех месторождений нефти и газа являются осадочные, а точнее осадочно-породные бассейны, сложенные мощными линзовидными телами осадочных пород. Как правило, все достаточно крупные осадочные бассейны, где мощность отложений свыше 3—3,5 км, являются потенциально нефтегазоносными.

Нефтегазоносные осадочные бассейны представляют собой целостные автономные системы, характеризующиеся единством процессов формирования отложений, в составе которых имеются нефтематеринские толщи, природные резервуары и ловушки.

Понятие «нефтегазоносный осадочный бассейн», являющееся синонимом более распространенного выражения «нефтегазоносный бассейн», должно быть основным при проведении нефтегеологического районирования, так как отражает все стороны процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в их взаимосвязи и развитии.

Сам «нефтегазоносный бассейн» — образование стадийное, так как осадочные бассейны не сразу и не все становятся нефтегазоносными. Историко-геологический подход к оценке перспектив нефтегазоносности регионов (а с учетом изменения и преобразования рассеянного органического вещества в породах являющийся историко-геолого-геохимическим) представляется наиболее рациональным и максимально эффективным.

Ведущим процессом, определяющим изменения свойств пород и рассеянного органического вещества, содержащегося в них, является длительное и устойчивое прогибание, обуславливающее погружение отложений, слагающих бассейн, на значительную глубину. И. О. Брод в 1947 году на основе этого положения сформулировал закон нефтегазонакопления. Осадочный бассейн в ходе своего развития проходит ряд этапов и стадий, которые на примере некоторых бассейнов, располагающихся в различных тектонических зонах, были рассмотрены Б. А. Соколовым (1968). Согласно теории осадочно-миграционного происхождения нефти

(Вассоевич, 1967) установлена определенная последовательность генераций различных углеводородов в процессе преобразования органического вещества.

Исходное для нефти органическое вещество характеризуется широким распространением в осадочных породах стратиферы и поэтому гамма возможно нефтегазоматеринских пород очень велика. Их способность генерировать газ и нефть (нефтегазоматеринский потенциал) во многом зависит от содержания сапропелевой и сапроидной органики. Термобарические условия зоны раннего катагенеза обеспечивают образование сухих метановых газов. Глубже, в зоне среднего катагенеза происходит образование нефти. Реализация собственно нефтематеринского потенциала возможна лишь при опускании материнских пород на глубину свыше 2—3 км в критическую зону с температурой от 60 до 115°C и пребывания их в данных термобарических условиях в течение геологически длительного времени. Именно в этой зоне и осуществляется главная фаза нефтегазообразования. Сущность явлений заключается, во-первых, в значительном новообразовании микронепти; при этом впервые происходит образование в большом количестве низкомолекулярных углеводородов (C₂—C₁₃), увеличивающих ее подвижность. Во-вторых, осуществляется процесс широкой миграции. Первичной или начальной миграции нефти способствует наступление этапа дегидратации разбухающих глинистых минералов.

Важнейший фактор наступления главной фазы нефтеобразования — температура, при которой возможен термолиз и термокатализ нефтяных углеводородов. При достижении породами необходимой температуры определенную роль начинает играть и геологическое время. В главной зоне нефтеобразования попутно с нефтью генерируется жирный газ, а несколько позже конденсатный газ. Начиная со времени проявления главной фазы нефтеобразования, осадочный бассейн становится нефтегазоносным. При дальнейшем погружении в зоне позднего катагенеза материнские породы оказываются способными генерировать только метановый газ. Таким образом, имеет место теснейшая органическая связь нафтидогенеза с историей формирования осадочного бассейна. Прогрессивное развитие превращает его сначала в газоносный, а затем в нефтегазоносный бассейн.

Из всего сказанного можно сделать несколько выводов. Поскольку процессы изменения органического вещества, в том числе и образования из него углеводородов, дифференцированы по времени в соответствии со стадиями развития осадочного бассейна они отражаются в вертикальном распространении углеводородов по разрезу. Соответствующая зональность подчеркивалась многими авторами, в том числе Н. Б. Вассоевичем, И. В. Высоцким, А. Н. Гусевой и В. Б. Олениным (1967). Однако интеграция углеводородов в пространстве в результате их миграции может нарушить эту зональность.

Итак, в нефтегазоносном осадочном бассейне можно выделить верхнюю зону, где нефтеобразование еще не началось из-за недостаточно высоких температур (до 60—70°C). В отложениях этой верхней зоны, залегающей на относительно небольших глубинах — до 1,5—3,0 км, идет в основном процесс газообразования и, возможно, образование газовых залежей. Эта зона характеризуется буроугольной стадией изменения гумусового органического вещества (зона раннего катагенеза).

Следующая средняя зона является наиболее продуктивной для нефтеобразования. Она располагается на глубине 3—5 км, а температура в ней 150—200°C. Степень преобразования органического вещества отвечает стадии среднего катагенеза. В этой зоне идут интенсивные процес-

сы нефтегазообразования и формируются нефтяные залежи с газовыми шапками, содержащими жирный и полужирный газ.

И, наконец, третья, наиболее погруженная нижняя газогенная зона в бассейне располагается на глубине 6—10 км, где породы находятся на стадии позднего катагенеза (коксовые угли и антрацит) и уже теряют способность генерировать нефть, истощаются, и здесь возможен лишь процесс газообразования. При этом, видимо, глубина в 8—10 км является пределом распространения и промышленной газоносности.

Провести четкие, резкие границы между указанными зонами не всегда возможно, так как процесс нефтегазообразования — процесс постепенный, являющийся частью общего направленного процесса катагенетического изменения (метаморфизма) пород, вод и содержащихся в них органических веществ.

Если процесс газообразования обязателен, то нефтеобразование может в разной степени захватывать осадочный бассейн. В первую очередь оно будет происходить в более интенсивно погружающихся частях бассейна. Могут существовать бассейны, преобладающая часть которых находится в зоне действия главной фазы нефтеобразования, бассейны, наиболее прогнутые участки которых уже прошли эту зону, и, наконец, бассейны реликтовые в нефтегазоносном отношении, нефтеобразование в которых полностью прекратилось.

Сложная геологическая история формирования осадочных бассейнов нередко приводит к возникновению сложных взаимоотношений между различными частями бассейна с точки зрения процессов нефтегазообразования. Это усугубляется существованием гидродинамических связей между различными нефтегазоносными комплексами. Особенно характерно возникновение таких комбинированных условий нефтегазообразования в бассейнах, испытавших полициклическое развитие.

В истории возникновения и формирования осадочных бассейнов, превращения их в нефтегазоносные ведущими являются процессы тектогенеза. Поэтому выделяя естественные природные осадочные тела, осадочные бассейны, как системы автономные, мы должны базироваться на приуроченности бассейнов к тем или иным тектоническим зонам.

Современный уровень изученности Тихоокеанского пояса позволяет, исходя из особенностей его тектонического строения, составить представление о распределении осадочной толщи в его пределах и выделить отдельные осадочные бассейны различного типа в различных тектонических зонах. Большая часть из них, как видно уже сейчас, нефтегазоносна. Критерием для выделения последних является наличие месторождений или достоверных признаков нефти и газа. Там, где такие факты пока не известны, основанием для выделения предположительно нефтегазоносных бассейнов служит значительная мощность осадочных пород (более 3 км), которая даже при минимальном температурном градиенте позволяет рассчитывать на появление необходимых температур в их погруженных участках. При повышенном потоке тепла с глубин основным условиям удовлетворяют и бассейны, имеющие несколько меньшую мощность отложений. Определенную помощь в оценке возможной нефтегазоносности морских бассейнов оказывают геофизические исследования, которые в толще отложений, слагающих бассейн, позволяют выделять слои консолидированных пород со скоростями 2,8—4,5 км/сек и плотностью 2,4 г/см³, т. е. пород, отвечающих в первом приближении стадии среднего катагенеза или зоне действия главной фазы нефтеобразования (Соколов и др., 1973).

В пределах Тихоокеанского пояса, в границах, указанных Ю. М. Пущаровским и А. Л. Яншиным (см. статью в данном сборнике), с вклю-

чением Карибского региона, можно выделить около 140 бассейнов, что составляет примерно 40% от общего количества бассейнов, известных в настоящее время на земном шаре. Из этого количества 85 бассейнов (60%) так или иначе связаны с водами Мирового океана. Почти 50% бассейнов Тихоокеанского пояса характеризуются доказанной нефтегазоносностью.

Все бассейны пояса могут быть объединены в пять групп (рис. 1). К первой группе, названной складчато-платформенной, отнесено около

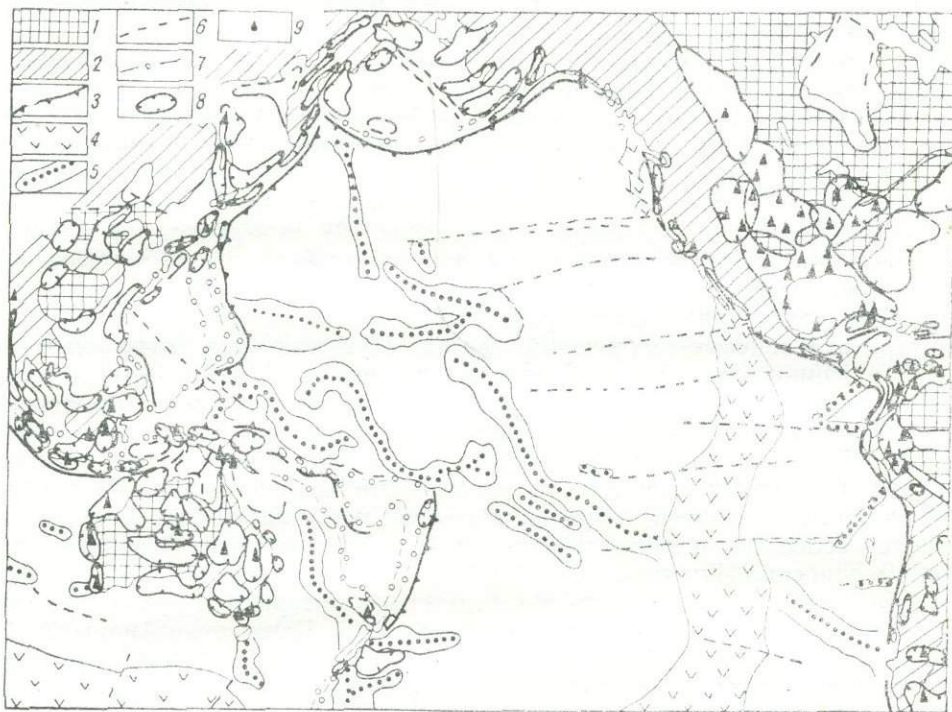


Схема распространения нефтегазоносных бассейнов в Тихоокеанском поясе (составил Б. А. Соколов)

- 1 — древние платформы, 2 — складчатые области, 3 — глубоководные желоба, 4 — срединно-океанические хребты, 5 — поднятия океанического ложа, 6 — разломы, 7 — поднятия островных дуг, 8 — границы бассейнов, 9 — нефтегазовые месторождения

20 бассейнов, расположенных на стыке складчатых сооружений внешней зоны Тихоокеанского пояса с древними платформами обрамления. Наибольшее их количество (14) известно вдоль восточной границы пояса между Кордильерами и Северо-Американской платформой, Андами и Южно-Американской платформой. Все эти бассейны сложены мощными толщами мезозоя и кайнозоя, частично палеозоя и известны своей нефтегазоносностью. Крупнейшие из них — бассейны Мексиканского залива, Западно-Канадский, Пермский, Западный Внутренний, Уиллстон, Оринокский.

В эту группу включены и два обширных, но почти не изученных бассейна — Росса и Уэдделла, расположенные между Антарктической платформой и Антарктической складчатой зоной.

Вдоль западных границ Тихоокеанского пояса в Азии и Австралии выделяется несколько небольших бассейнов, наиболее крупный из которых Лено-Виллойский. Он заключен между Сибирской платформой и Верхоянским мезозойским складчатым сооружением. Бассейн сложен

породами рифея, палеозоя и мезозоя и известен своей газоносностью в отложениях перми, триаса и юры.

Бассейны второй группы — внутрискладчатые — находятся во внутренних частях Тихоокеанского пояса и связаны с межгорными впадинами, часть которых продолжает оставаться ареной морской седиментации.

Внутрискладчатые бассейны образуют в составе пояса самую многочисленную группу, объединяющую более 70 бассейнов. По особенностям геологического строения они могут быть подразделены на три категории: а) сформировавшиеся внутри разновозрастных складчатых зон; б) на стыке двух разновозрастных складчатых зон; в) на стыке складчатых зон и структур типа «срединных массивов». Обычно все эти бассейны располагаются на коре континентального типа, сложены толщами мезозоя и кайнозоя мощностью в 3—5 км, смятыми в системы брахиантиклинальных складок. Несколько особняком стоят бассейны Скалистых гор, в строении которых участвуют отложения палеозоя.

Большое количество бассейнов (свыше 10) выделяется на Аляске. Особый интерес представляют те из них, которые открываются в сторону Берингова моря. Это бассейн Нортон, расположенный на стыке массива Сьюард и мезозойского складчатого сооружения, бассейн Бетел — внутри мезозойских сооружений, бассейн Нушагак — на стыке мезозойской и кайнозойской складчатости и бассейн Кук-Инлет — внутри кайнозойских сооружений. Бассейн Кук-Инлет промышленно нефтегазоносный, в нем разрабатываются месторождения как на суше, так и в акватории. Основные продуктивные горизонты приурочены к песчаникам эоцена. Весьма интересны в нефтеносном отношении юрские отложения. Потенциальные запасы этого сравнительно небольшого бассейна оцениваются более чем в миллиард тонн нефти. Перспективны и другие бассейны, особенно Нушагак.

На северо-восточной окраине Азиатского материка и примыкающем шельфе расположены советские бассейны. В Пенжинско-Анадырской зоне верхнемезозойской складчатости находится Анадырский бассейн площадью 100 тыс. км², являющийся основным объектом нефтепоисковых работ на Северо-Востоке. Его границы на суше — приподнятые структурные зоны Корякской складчатой системы. В море с северо-востока и востока он ограничивается уходящей на юг ветвью вулканогенного пояса, недавно установленной работами НИИГА. Складчатым основанием бассейна служат кремнисто-вулканогенные и терригенные отложения позднеюрского-раннемелового возраста. Мощность пород бассейна достигает свыше четырех километров в наиболее прогнутых зонах. В значительной степени это полого залегающие породы неогена, однако на отдельных участках развиты также отложения палеогена и верхнего мела. Анализ степени измененности пород и заключенного в них органического вещества показывает, что неогеновые породы являются газопроизводящими, палеогеновые могут рассматриваться как нефтегенерирующие, а верхнемеловые в основном как газопроизводящие. Все комплексы Анадырского бассейна перспективны для обнаружения нефти и газа. При бурении из неогена получены достаточно крупные притоки газа и нефти из палеогена. Ряд бассейнов выделяется к западу во внутренних частях обширного района мезозойской складчатости.

К этой же группе относятся бассейны, связанные со складчатыми сооружениями советского Дальнего Востока, Камчатки, Сахалина и Японии. Наиболее интересный и перспективный в настоящее время — Северо-Сахалинский бассейн, в котором находятся нефтеносные месторождения северо-восточного Сахалина. Центральная, наиболее прогну-

тая часть этого бассейна связана со впадиной Дерюгина в Охотском море. Во впадине Дерюгина, по данным А. П. Милашина и других геофизиков, отмечаются большие (более 5 км) мощности благоприятных по составу отложений. Кроме ранее известных месторождений, поиски нефти привели к открытию залежей в неогене на крупных поднятиях, частично расположенных в море. Это Одоптинская и Окружная площади. С востока бассейн ограничивается Центрально-Охотским массивом, за которым расположен Западно-Камчатский бассейн с наиболее прогнозируемой частью в области Прикамчатского шельфа.

Сравнительно слабо изучен Сахалинско-Хоккайдский бассейн, который охватывает Западно-Сахалинский прогиб, Татарский пролив, северную часть Японского моря и заходит в пределы Хоккайдо, где ему соответствует зона Исикари. Бассейн сложен отложениями исключительно большой мощности от верхнемеловых до четвертичных. Исследования А. Я. Табоякова, И. И. Хведчука и др. свидетельствуют о наличии процессов нефтеобразования в толщах этого бассейна. Кроме того, в бассейне известны мелкие нефтегазовые месторождения на Хоккайдо. Перспективы как Западного Сахалина, так и Татарского пролива оцениваются весьма высоко.

Северо-Японский бассейн расположен в основном в Японском море и объединяет в себе целую систему небольших впадин, заходящих на сушу: Аомори, Акита, Ниигата и др. Основными продуктивными горизонтами в имеющихся здесь газонефтяных месторождениях являются песчаники и туфы миоцена и плиоцена. Самое крупное газовое месторождение — Ниигата с запасами в 70 млрд. м³. Интересно, что скопления газа в молодых миоценовых и плиоценовых отложениях, как и в Анадырском бассейне, находятся в стадии активного формирования: воды по всему разрезу насыщены и пересыщены газом.

К рассматриваемому типу отнесены бассейны, располагающиеся в пределах складчатых сооружений Зондских островов и Андаманского моря. Бассейны приурочены к межгорным впадинам кайнозойских и мезозойских складчатых сооружений и стыку их со срединными массивами. Бассейны Калимантан-Меконгский и Яванско-Калимантанский заняты шельфовыми морями. Крупный нефтегазоносный бассейн расположен на острове Суматра, где интенсивно разрабатываются месторождения нефти. Поиски нефти ведутся как в континентальных, так и в морских районах бассейнов Зондского архипелага. Продуктивны песчаники верхнего миоцена и плиоцена, собранные в антиклинальные складки. Несомненный интерес представляют бассейны Андаманский и Таиландский.

Индийская складчатая система отличается сравнительно ограниченным распространением внутрискладчатых бассейнов. Основные промышленные бассейны приурочены к северному разветвляющемуся погружению Анд. Здесь известны два очень крупных по запасам бассейна: Магдалены и Маракаибский. Бассейны открываются в Карибское море, сложены кайнозоем и мезозоем мощностью до 15 км. Продуктивны отложения кайнозоя и мела.

Во внутренней зоне Анд выделяется самый высокогорный бассейн Титикака, сложенный кайнозойскими (7 км) породами, а в краевой приокеанической — бассейны Продольной долины Чили. К Северо-Американским Кордильерам приурочены бассейны Скалистых гор (Паудер Ривер, Уинд Ривер, Грин Ривер, Сан-Хуан, Биг-Хорн и др.), в которых нефтеносны отложения среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и палеогена.

На североамериканском побережье выделяются лишь два небольших

нефтегазоносных бассейна внутрискладчатого типа: Калифорнийского залива и Пьюджет-Фрезер, связанные с Северо-Американскими Кордильерами. В последнем бассейне известны незначительные скопления и нефтегазопроявления из совсем молодых отложений.

Особую группу образуют периконтинентально-складчатые бассейны, развитые на стыке складчатых континентальных сооружений и ложа океана. Они располагаются преимущественно вдоль американского и австралийского побережий Тихого океана. Значительные части бассейнов расположены в акватории. Они образованы преимущественно кайнозойскими отложениями большой мощности. Среди бассейнов американского побережья можно выделить несколько подгрупп: Северо-Американская (бассейн Сент-Элиас), Ванкувер-Северо-Калифорнийская (бассейны Королевы Шарлотты, Вашингтонский, Ил-Ривер), хорошо известная Калифорнийская (бассейны Салинас-Каяма, Санта-Мария-Вентура, Лос-Анджелес), Центрально-Американская (Гватемальский), Северо-Андийская (Отрато-Кауко, Гуаякильский). Структуры континента в этих бассейнах вплотную смыкаются с океаническими структурами. Наиболее богаты бассейны Калифорнии. Все они раскрываются в океан. Их наземное обрамление связано с антиклинорной структурой Берегового хребта. Разделяют бассейны Лос-Анджелес и Санта-Мария-Вентура древние образования Поперечного хребта, лежащего на продолжении зоны океанического разлома Меррей. Фундамент бассейнов в основном юрский, местами поздне меловой. Большое участие в его строении принимает францисканская серия. Отложения самих бассейнов представлены мощными толщами миоценовых, плиоценовых и плейстоценовых терригенных отложений. В связи с расчленением фундамента мощности пород бассейна резко изменяются — от нескольких сот метров до 10 и даже 18 км. Богатые нефтяные месторождения в этих бассейнах открыты на суше, а в последние годы ряд крупных открытий сделан в проливе Санта-Барбара. Основные продуктивные горизонты приурочены к плиоценовым и миоценовым отложениям. Всего здесь насчитывается несколько сотен нефтегазовых месторождений, но основные запасы сосредоточены в 15 крупнейших, таких как Санта-Фе-Спринг, Мидуэй, Вентура-Авеню.

Гуаякильский бассейн приурочен к сложно построенной впадине, ступенчато погружающейся по системе разломов в Тихий океан. Бассейн сложен меловыми и кайнозойскими породами, мощность которых колеблется от нескольких сотен метров на поднятых блоках до 6—7 км в опущенных. В настоящее время здесь выявлено более 30 нефтяных месторождений, часть из которых расположена в море. Основной продуктивной толщей является эоцен.

В бассейне Сент-Элиас известно одно месторождение Каталла. Нефтеносны песчаники неогена. В бассейнах Ванкувер-Северо-Калифорнийской группы известны пока полупромышленные притоки газа и нефти.

К периконтинентально-складчатому типу несколько условно можно отнести небольшие по размерам бассейны Тихоокеанского побережья Австралии (Гипсленд, Сидней, Кларенс, Мэриборо, Маккей и др.), сложенные отложениями мезозоя и кайнозоя. Наиболее интересным является Гипсленд, с нефтегазоносностью в отложениях верхнего мела и эоцена.

Четвертую группу образуют периокеанические бассейны, связанные с островными дугами, развивающимися в периферийной части структуры океанического ложа. Эти бассейны, количество которых достигает 30, могут быть подразделены на фронтально-перикокеанические, т. е. расположенные между поднятием островной дуги и ложем океана (обычно

осложнены глубоководным желобом), и тыльно-периокеанические, занимающие глубоководную котловину окраинного моря, сопряженную с островной дугой.

Бассейны котловин окраинных морей относятся к современным геосинклинальным областям. Сюда входят бассейны Алеутский, Олюторско-Командорский и Бауэрс в Беринговом море, Южно-Охотский, связанный с котловиной Охотского моря, бассейны восточных районов Зондского архипелага, Новой Гвинеи, Кораллового моря, Новой Зеландии и Карибского региона. В Олюторско-Командорском бассейне на современном этапе изучения, кроме Командорской котловины, выделяется Олюторский и, вероятно, связанный с ним Восточно-Карагинский прогибы. Алеутская и Командорская котловины изучены слабо. Имеются данные о том, что мощность осадочного выполнения Алеутской котловины составляет 6 и более км, а Командорской и Бауэрс — несколько меньше. Предполагается также (А. Г. Гайнанов), что у подножья континентального склона Камчатки, примыкающего к Командорской котловине, имеется погребенный глубоководный желоб, засыпанный мощной толщей осадков. По скоростным характеристикам можно произвести стратификацию осадков в котловине. Верхний самый рыхлый слой характеризуется скоростями 1,7-2,1 км/сек. Нижняя часть разреза сложена наиболее плотными осадочными породами со скоростями до 4-4,3 км/сек. По-видимому, по составу этот слой соответствует породам так называемого «акустического фундамента» в северной шельфовой части Берингова моря. Там этот фундамент связывается с поверхностью юрских и меловых вулканогенно-осадочных пород. Анализ всех данных свидетельствует об устойчивом прогибании дна Берингова моря в области котловин, начиная, по-видимому, с олигоцена. Это прогибание сопровождалось накоплением осадков значительной мощности. Все это должно было привести к реализации процессов нефтегазообразования в осадочных породах рассматриваемых бассейнов.

Бассейны глубоководных котловин Зондского архипелага характеризуются большой общностью строения и условий проявления нефтегазоносности. Они обрамлены кайнозойскими складчатыми сооружениями островных дуг, сложены мощным разрезом неогеновых отложений в глубоководных котловинах. Нефтегазоносность этих бассейнов известна в их краевых прибрежных частях и на суше. Это бассейны Сулавеси, Центрально-Индонезийский, Западно-Новогвинейский и ряд других.

Своеобразное положение занимает бассейн Кораллового моря, который частично можно отнести к внутрискладчатым. Он ограничен с севера складчатыми зонами Папуа, архипелага Луизианы и островов Реннел, с запада — складчатыми зонами Австралии, а с юга, юго-востока и востока — погребенными и субконтинентальными блоками Квинсленд, Лорд-Хау. Большая часть бассейна располагается в котловине с корой океанического типа. В строении впадины Папуа в северной части бассейна принимают участие терригенные и карбонатные отложения перми, триаса, мела, палеогена и неогена. Разрез центральной части представлен слоями со скоростями в пределах того же интервала — от 2 до 4,3 км/сек, что и в Алеутском бассейне. Мощность этих слоев превышает 5 км. На севере бассейна открыто несколько газовых залежей в песчаниках нижнего мела и миоцена.

Несколько бассейнов выделяется у берегов Новой Зеландии. В Северо-Новозеландском бассейне во впадине Таранаки-Рангатикен выявлены газоконденсатные месторождения в отложениях эоцена.

В Карибском море выделяется до 10 периокеанических бассейнов,

сложенных в основном мезозойскими отложениями мощностью до 10 км. Промышленная нефтеносность установлена в пределах Северо-Кубинского бассейна на Кубе в отложениях верхнего мела.

Бассейны, относящиеся к фронтально-периокеаническим, пока немногочисленны. Они связаны с такими характерными структурами, как островные дуги и глубоководные желоба. По возрасту слагающие их отложения вряд ли древнее кайнозоя, но их мощность может быть достаточно большой. Эти бассейны выделены по внешней периферии Курильских и Японских островов, вдоль северного побережья Новой Гвинеи, у островов Тонга, Новой Зеландии и вдоль западного фронта Большой Зондской дуги в Индийском океане.

С внешней стороны Курильской дуги расположены Курило-Камчатский и Южно-Курильский бассейны, представляющие собой узкие прогибы, заполненные мощной (около 10 км) толщей кайнозойских осадков. Северо-западные границы бассейнов совпадают с Большой Курильской дугой. Внешняя граница проводится вдоль оси глубоководного Курило-Камчатского желоба, где происходит выклинивание или резкое уменьшение мощности осадочных пород. Внешнюю Малую Курильскую дугу в пределах этого бассейна нужно рассматривать как систему внутренних поднятий, имеющих глыбово-складчатую структуру. В продольном направлении бассейны замыкаются поперечными поднятиями. Одно такое поднятие располагается на Хоккайдо, куда заходит Южно-Курильский бассейн. В пределах этого бассейна, на о-ве Кунашир при бурении до глубины 700 м в полученных водах установлено присутствие нефтяных углеводородов.

На Южно-Курильский бассейн похож бассейн Тонга, расположенный между вулканической островной грядой и глубоководным желобом на коре субконтинентального типа. Восточная внешняя цепь островов является зоной возможного нефтегазонакопления и представляет интерес для поисков нефти. Бурение на о. Вавау привело к открытию нефтепроявлений, первых в таких тектонических условиях. В качестве нефтесодержащих выступают коралловые и фораминиферовые известняки неогенового возраста.

Ряд бассейнов располагается на восточном побережье Новой Зеландии. Есть основания предполагать также существование бассейна в районе островов Фиджи.

Последняя пятая группа объединяет внутриплатформенные бассейны. Они имеют ограниченное распространение в основном в Австралии, в пределах Восточно-Австралийского палеозойского складчатого пояса. Все бассейны представляют собой впадины, заполненные отложениями среднего и верхнего палеозоя и мезозоя мощностью в несколько километров. Наиболее крупными бассейнами являются Восточный, Внутренний и Боуэн-Сурат, в которых обнаружены месторождения нефти и газа. Продуктивны отложения юры, триаса, перми и девона.

В пределы Тихоокеанского пояса следует включить и краевую часть Китайско-Корейской платформы, занятой водами Желтого моря. Здесь выделяется одноименный бассейн, сложенный 5—7-километровой толщей палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Промышленная нефтеносность установлена в его западной континентальной части.

Анализ распространения нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных осадочных бассейнов в пределах Тихоокеанского тектонического пояса достаточно однозначно показывает, что основным критерием нефтегазоносности является мощность осадочных пород. Функцией мощности выступает степень катагенетической преобразованности рассеянного органического вещества субаквальной части осадочного разреза. Все

мощные, свыше 5 км, осадочные бассейны, независимо от морфологического положения (выше или ниже уровня моря), практически содержат нефтегазовые месторождения.

Следует особо отметить, что нефтегазоносность контролируется не разломами, а именно мощными осадочными бассейнами. Разломы оказывают влияние на формирование осадочных тел, но прямой связи разлом — нефть не существует. Разломы имеют очень широкое распространение, а месторождения нефти приурочены к достаточно мощным осадочнопородным бассейнам.

Согласно концепции «новой глобальной тектоники» не наблюдается четкой зависимости нефтегазонакопления от положения зон, разграничивающих различные плиты земной коры. Наоборот, в зонах, сопряженных с глубоководными желобами, например, вдоль Чилийско-Перуанского желоба, имеет место ничтожная нефтегазоносность. Причем увеличение последней наблюдается именно там, где получает развитие сравнительно крупный бассейн (Гуаякильский).

Результаты изучения строения и нефтегазоносности Тихоокеанского пояса в целом позволяют считать осадочные бассейны, развитые в пределах дальневосточных морей Советского Союза, реальными объектами поисково-разведочных работ на нефть и газ.

ЛИТЕРАТУРА

- Брод И. О., Васильев В. Г., Висоцкий И. В., Кравченко К. Н., Левинсон В. Г., Львов М. С., Оленин В. Б., Соколов Б. А. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., «Недра», 1965.
- Бурлин Ю. К., Драбкин И. Е., Иванов В. В. Структура северной части Корякско-Камчатской складчатой области. Межд. геол. конгресс XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. Орогенич. пояса. М., «Наука», 1968.
- Бурлин Ю. К., Куприн П. Н., Калятин О. А., Иванов М. К. Геологическая структура дна Берингова моря и смежных территорий суши. Вестник МГУ, сер. геол., № 5, 1972.
- Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1967.
- Вассоевич Н. Б., Висоцкий И. В., Гусева А. Н., Оленин В. Б. Углеводороды в осадочной оболочке Земли. Вестник МГУ, Геология, № 5, 1967.
- Вассоевич Н. Б., Архипов А. Я., Бурлин Ю. К., Серегин А. М., Соколов Б. А., Трофимчук А. А. Нефтегазоносный бассейн — основная единица нефтегеологического районирования. Вестник МГУ, Геология, № 5, 1970.
- Геодекян А. А., Троцюк В. Я., Ульмишек Г. Ф. Геолого-геохимические аспекты оценки перспектив нефтегазоносности акваторий. «Советская геология», 1972, № 10.
- Игrevский В. И., Будников Н. П., Левченко В. Л. Основные задачи морских геологоразведочных работ в СССР. «Советская геология», 1972, № 11.
- Калинко М. К. Нефтегазоносность акваторий Мира. М., «Недра», 1969.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 134, М., «Наука», 1965.
- Кузнецов Ю. Я., Левин Л. Э., Маловицкий Я. П., Милашин А. П., Деменецкая Р. М., Байбулатова З. К., Головинский В. И., Зорина Ю. Г., Корсаков О. Д., Фельдман С. Л. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., «Недра», 1970.
- Моделевский М. Ш., Толстой Н. С. Геология и нефтегазоносность Арктических и Субарктических районов Мира. ВНИИОЭНГ, М., 1970.
- Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР. М., «Недра», 1971.
- Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Оленин В. Б. Новый нефтегазоносный континент. М., «Недра», 1969.
- Оленин В. Б., Соколов Б. А. Новые перспективы нефтегазоносности земного шара. ДАН СССР, т. 134, № 6, 1970.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Соколов Б. А. О направленности и стадийности развития нефтегазоносных бассейнов (на примере бассейнов СССР). Сб.: «III научная отчетная конференция геологического факультета МГУ». Тезисы докладов. Изд-во МГУ, 1968.

- Соколов Б. А., Серегин А. М. К проблеме нефтегазоносности морей и океанов. Вест. МГУ, Геология, № 5, 1970.
- Соколов Б. А., Гайнанов А. Г., Несмеянов Д. В., Серегин А. М. Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.

С. М. Тильман, Н. А. Шило, В. М. Мерзляков, К. Б. Мокшанцев,
Г. С. Гусев

МЕЗОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

На Северо-Востоке СССР могут быть выделены следующие тектонические единицы, отвечающие рангу геосинклинально-складчатых систем: Яно-Колымская, Аноийско-Чукотская, Алазейско-Олойская, Гижигинская (Кони-Тайгоноская), Анадырско-Корякская и Олюторская. Шельф, острова и побережья морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского заняты Арктическим поясом (рис. 1).

Первые четыре системы и Арктический пояс составляют Верхояно-Чукотскую область, в которой формирование основных структурных элементов закончилось в эпоху главной колымской складчатости (поздняя юра — ранний мел, апт). Анадырско-Корякская и Олюторская системы — это части Корякско-Камчатской области. Последняя отличается от Верхояно-Чукотской иным структурным планом и тектоническим положением, иными хронологическими рамками основных геологических процессов и рядом других признаков. Считается, и не без оснований, что геосинклинальные прогибы этой области заложены на океанической коре, претерпели сложный путь развития и окончательно замкнулись в раннем и среднем кайнозое. Только Восточно-Камчатская зона, кажется, пребывает еще в состоянии орогенного (позднегеосинклинального) развития. Граница между Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областями в Анадырском и Чукотском районах совмещается с разломами, контролирующими структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Настоящее сообщение преследует цель расшифровать тектонику мезозойских складчатых зон, принадлежащих Верхояно-Чукотской области.

В пределах Яно-Колымской системы отчетливо обособляются три тектонические зоны: Верхоянская, Янская и Полоусненско-Колымская, отличающиеся друг от друга особенностями строения и развития.

Верхоянская зона включает краевые поднятия (Быковское, Джарджанское, Сеттэ-Дабанское), Верхоянский мегантиклинорий, Сартангский и Южно-Верхоянский синклинории.

В краевых поднятиях зоны обнажаются верхнепротерозойские и (или) палеозойские отложения. В разных районах рифейско-вендские толщи имеют различную мощность: в Юдомо-Майском до 12 км, а в Хараулахском до 4 км. Между тем разрезы рифея везде однотипны и представлены наслоенными друг на друга ритмично чередующимися трансгрессивными сериями. Каждая серия начинается грубо терригенными породами, которые сменяются алевролитами, аргиллитами и сланцами,

а последние — известняками. Перерывы и несогласия в основании каждой серии наблюдаются лишь в районах, приближенных к Сибирской платформе. Породы рифея, венда и кембрия образовали единые складчатые структуры. Местные размыты и несогласия фиксируются в осно-

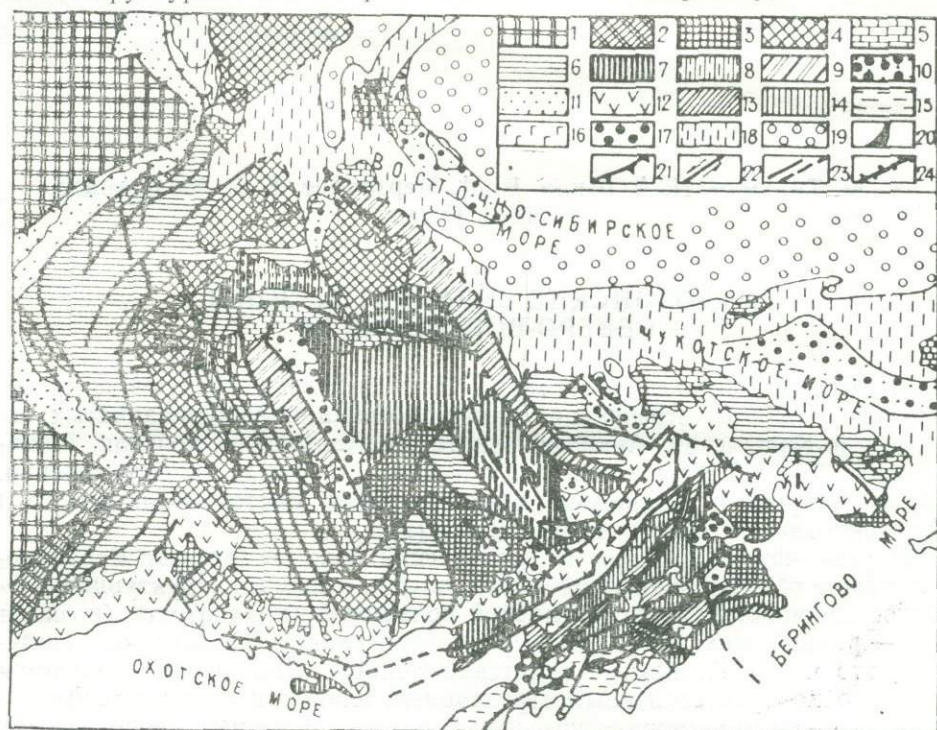


Схема тектоники Северо-Востока СССР

1 — Сибирская платформа; 2 — выступы платформы, переработанные мезозойской складчатостью; 3 — срединные массивы; 4 — районы пологого залегания пород верхоянского комплекса. Яно-Колымская и Аноийско-Чукотская системы: 5 — поднятия, сложенные палеозоем; 6 — многогеосинклинальные прогибы. Алазейско-Олойская и Гижигинская системы: 7 — эвгеосинклинальный комплекс нерасчлененный. Позднегеосинклинальные структуры в мезозоидах: 8 — остаточные геосинклинальные впадины; 9 — рифтогенные зоны; 10 — наложенные впадины, выполненные молассой; 11 — Приверхоанский краевой прогиб; 12 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Анадырско-Корякская и Олюторско-Камчатская системы: 13 — поднятые зоны; 14 — опущенные зоны; 15 — поздне-меловой — кайнозойский эвгеосинклинальный комплекс Олюторской зоны; 16 — плато-базальты; 17 — неотектонические депрессии. Арктический пояс: 18 — зона затухания мезозойских; 19 — новейшие опускания. Структурные знаки: 20 — зоны меланжа и гипер-базитовые пояса; 21 — надвиги; 22 — сдвиги; 23 — границы тектонических элементов вероятные и предполагаемые (пунктиром); 24 — граница внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского пояса

вании юдомской свиты венда и в основании кембрия, но нигде они не несут признаков структурных несоответствий. На рубеже верхнего протерозоя и палеозоя не обнаружены молассовые отложения, не установлены проявления интрузивного и эффузивного магматизма. Все это убедило нас в том, что в Верхоянской зоне, как, впрочем, и в других зонах Яно-Колымской системы, движения байкальской складчатости не нашли существенного отражения (Тильман, 1973₂). Представления о наличии на Северо-Востоке СССР самостоятельного байкальского комплекса несомненно ошибочные.

Наиболее типоморфной структурой, где обнажен полный разрез палеозоя мощностью до 10 км, является Сеттэ-Дабанское поднятие. Кемб-

рий, ордовик, силур и нижний девон сложены преимущественно карбонатными формациями. Средний девон состоит из терригенных, карбонатных и вулканогенных пород. В верхнем девоне преобладают доломиты и песчанистые известняки с редкими прослоями базальтов и их туфов. В турнейском ярусе (хамамытская свита) карбонатная часть разреза пока еще продолжается, а уже в визейских слоях явно преобладают терригенные породы.

Переход карбонатных формаций к терригенному верхоянскому комплексу здесь постепенный. Аналогичные соотношения установлены и в более северных районах Верхоянской зоны, что дало основание сформулировать новый и важный вывод о сквозном (непрерывном) ее развитии, начиная с рифея и, по крайней мере, до раннего мезозоя включительно (Тильман, 1973₂).

Краевые поднятия построены просто. Это крупные моноклинали с крутыми (до 60°) углами падения пластов. Они разбиты крутыми надвигами, опрокинутыми в сторону платформы. Иногда моноклинали осложнены асимметричными складками шириной не более 400—500 м.

Верхоянский мегантиклинорий объединяет Орулганский, Куранахский и Бараинский антиклинории. Стратиграфический разрез мегантиклинория на современном эрозионном срезе образован верхнепалеозойскими нижнетриасовыми отложениями. В южной его части геосинклинальный комплекс состоит из нескольких крупных трансгрессивно построенных подразделений общей мощностью около 10 000 м. Максимальные мощности наблюдаются на восточном крыле. Северная часть мегантиклинория отличается от южной чередованием в разрезе морских и континентальных фаций, появлением регрессивных серий, наличием локальных размылов, общим уменьшением мощностей и ослабленной складчатостью. Верхоянский мегантиклинорий представляет собой сложное складчатое сооружение. В целом это крупная асимметричная структура, обладающая западной вергентностью. Несмотря на разнообразие типов дислокаций, положение зеркала складчатости в пределах мегантиклинория пологое, приближающееся к горизонтальному.

Сартагский синклинорий находится восточнее Куранахского антиклинория, с которым граничит по разлому надвигового типа. В его строении принимают участие триасовые отложения, преимущественно песчанико-сланцевые, общей мощностью до 4 км. Породы триаса сматы в узкие линейные складки асимметричного поперечного профиля.

Южно-Верхоянский синклинорий, располагающийся между Сеттэ-Дабанским поднятием и Охотским массивом, в отличие от других элементов рассматриваемой зоны, обладает ступенчато-блоковым строением. Причем в направлении с севера на юг происходит заметное ослабление геосинклинальных качеств. Складчатая структура синклинория, нарушенная поперечными и продольными разломами, вмещает Аллах-Юньский пояс гранитоидов. Южнее р. Юдомы при приближении к краю Сибирской платформы синклинорий центриклинально замыкается.

В тектоническом строении Яно-Колымской системы важную роль играют так называемые районы пологого залегания пород верхоянского комплекса. Сейчас, по геологическим и геофизическим данным, таких районов насчитывается не менее восьми. Шесть из них: Иняйский, Сунтарский, Адыча-Эльгинский, Средне-Янский, Нижне-Янский и Хромский, последовательно сменяя друг друга по простиранию, укладываются в самостоятельную широкую зону, именуемую Янской (Мокшанцев и др., 1964, 1968, 1971). Рассматриваемые тектонические элементы обладают в плане изометричной или угловатой формой. Они со всех сторон обрамляются узкими линейными складчатыми полосами, в том числе попереч-

ными перемычками. Подавляющее большинство названных районов находится внутри системы, а Иняйский и Сунтарский непосредственно примыкают к Охотскому массиву, являясь, по существу, его продолжением. Несмотря на разное тектоническое положение, все характеризуемые районы обладают многими общими особенностями строения. Их разрезы образованы пермскими, триасовыми и иногда юрскими отложениями, тоже терригенными, на первый взгляд не отличимыми от верхоянского комплекса. Однако терригенные толщи рассматриваемых районов разделены внутрiformационными размывами, характеризуются скачкообразным изменением состава пород по площади. Они отличаются косо́й слоистостью, грубозернистостью, содержат некоторое количество туфогенного материала, причем туфы и туффиты, как правило, обладают кислым и в редких случаях средним составом. Мощности отложений, хотя и весьма значительные, но крайне невыдержанные.

Эти структурные элементы характеризуются преобладанием нелинейных дислокаций. Различаются брахиантиклинали с широкими сводами и пологими крыльями, сундучные и щелевидные складки и очень пологие моноклинали с углами падения пород 5-15°. Складки разбиты поперечными и продольными сбросами и сдвигами, иногда контролирующими дайки и гранитоидные интрузии.

Природа таких районов с пологой складчатостью пока однозначно не выяснена. Имеются достаточно веские основания рассматривать их в качестве своеобразного чехла, развившегося на опущенных блоках фундамента срединных массивов. Такое заключение вытекает из сравнения Иняйского и Сунтарского районов, примыкающих к Охотскому массиву, с Адыча-Эльгинским и другими, находящимися внутри Яно-Колымской системы.

Контуры Верхоянской и Янской зон, как это видно на схеме, в общих чертах совпадают; к последней в свою очередь приспособились палеозойские и мезозойские структуры Полоусненско-Колымской зоны. Таким образом, тектонический план Яно-Колымской системы, взятой в целом, пространственное размещение интрузий и металлогенических поясов предопределены не Колымским срединным массивом, существование которого, как это будет показано далее, ставится под большое сомнение, а группой охарактеризованных структурных элементов и восточной окраиной Сибирской платформы, обладающих относительной устойчивостью к тектоническим напряжениям.

Полоусненско-Колымская зона объединяет поднятия, сложенные палеозоем (Полоусненское, Селенняхское, Тас-Хаяхтахское, Омудевское), ряд антиклинорий и синклинорий; среди последних наиболее крупным является Иньяли-Дебинский. Здесь нет необходимости останавливаться на характеристике перечисленных элементов, поскольку они подробно рассмотрены в литературе. Отметим лишь, что эта зона в целом обладает большой тектонической динамичностью. Геосинклинальные свойства в ней проявлены намного полнее, нежели в Верхоянской зоне. Об этом свидетельствуют следующие факты. В палеозойских разрезах большая роль принадлежит рифогенным разностям известняков. Карбонатные толщи заключают слои и пачки кремнистых пород, мощность которых увеличивается, начиная с девона. Породы палеозоя дислоцированы и метаморфизованы интенсивнее по сравнению, например, с Сеттэ-Дабанским поднятием. Граница между палеозойским карбонатным и верхоянским терригенным комплексами проходит здесь в основании фаменского яруса. Верхоянский комплекс имеет значительно больший стратиграфический диапазон. Его разрез наращивается до келловя, а в остаточных геосинклинальных впадинах и прогибах — до берриаса

включительно. Резко дифференцированы формации верхоянского комплекса. В Иньяли-Дебинском синклинории геосинклинальный комплекс представлен аспидной, флишевой и шлировой формациями. Геоантиклинальные формации здесь не пользуются столь широким распространением, как в Верхоянской зоне. Важное значение в тектонике Полоусненско-Колымской зоны имеют многочисленные продольные и поперечные глубинные разломы, среди которых различаются надвиги, сдвиги, сбросы и взбросы. Наконец, эта зона вмещает уникальный Яно-Колымский пояс гранитоидов, с которыми пространственно совмещены рудные месторождения и россыпи золота, олова, вольфрама, ртути, полиметаллов и др.

Все это теперь находит объяснение, если учитывать, что Полоусненско-Колымская зона соседствует не с Колымским срединным массивом, как считалось ранее, а с Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системой.

Итак, прогибы Яно-Колымской системы претерпели длительное сквозное развитие в условиях миегеосинклинального режима. Строение системы неоднородно. Наиболее тектонически активна Полоусненско-Колымская зона. Тектонический план системы подчинен очертаниям Янской зоны, с одной стороны, и ограничениям Сибирской платформы — с другой.

Анюйско-Чукотская система отделена от Яно-Колымской и Алазейско-Олойской узкой Южно-Анюйской шовной зоной. На севере она постепенно переходит в Арктический пояс, а на юге и на юго-востоке ее структуры перекрыты вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Рассматриваемая система объединяет ряд поднятий и сопряженных с ними синклинальных прогибов. На одних поднятиях обнажаются палеозойские породы (девон и карбон, местами ордовик и силур), а на других выведены на поверхность отложения нижнего и среднего триаса. Палеозойские отложения преимущественно терригенные или карбонатно-терригенные достаточно интенсивно дислоцированы и насчитывают видимую мощность до 4 км.

Объем мезозойского геосинклинального комплекса в Анюйско-Чукотской системе сокращенный и охватывает весь триас и нижнюю часть юрской системы. Нижне- и среднетриасовые отложения представлены аспидной формацией, заключающей филлиты, кремнистые сланцы, туфогенные песчаники и туффиты. В западной части системы они содержат пласты и линзы вулканитов диабаз-спилитового состава. В карнийских отложениях развиты толщи флишеидного чередования пород, а норийские и лейасовые представлены преимущественно песчаниками, которым подчинены пласты и пачки алевролитов и сланцев. Общая мощность геосинклинального комплекса составляет около 5000 м. Напряженность дислокаций как на поднятиях, так и в синклинальных прогибах весьма интенсивная. Породы триаса и нижней части юры смяты в разнообразные складки — изоклинальные, опрокинутые, лежачие.

Мезозойский комплекс ложится на палеозойские породы со стратиграфическим и местами угловым несогласием. В отличие от Яно-Колымской системы в Анюйско-Чукотской запечатлены следы позднепалеозойской складчатости. Однако, по всем данным, она не носила здесь заверенный характер, ибо не сопровождалась образованием моласс и проявлениями гранитоидного магматизма. Основное складкообразование в Анюйско-Чукотской системе началось в средней юре и с перерывами продолжалось до раннего мела. Позднегеосинклинальная стадия здесь несколько своеобразна, однако она не имеет ничего общего с тектонической активизацией. Анюйско-Чукотская система характеризуется склад-

чато-блоковым строением. Гранитоидные интрузии размещаются в разнообразных структурных условиях. Рудные месторождения и сопровождающие их россыпи группируются в узлы и поля, часто с высокими содержаниями полезных компонентов. Несмотря на некоторые специфические особенности, прогибы Анюйско-Чукотской системы испытали миогеосинклинальный режим; тем самым она по стилю развития приближается к Яно-Колымской системе.

Продолжением Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской систем является Арктический пояс. Смысл его выделения заключается в том, что в палеозое, триасе и юре на обширных площадях Полярного бассейна не происходило образования типичных геосинклинальных прогибов. Формации рифея и палеозоя в большинстве районов приближаются к платформенным. Разрезы их редуцированные, изобилуют частыми размывами; мощности отложений раза в 3—4 уменьшены, по сравнению с Сеттэ-Дабанским, Омудевским и другими поднятиями Яно-Колымской системы. На Новосибирских о-вах, на о-ве Врангеля, на Восточной Чукотке зафиксированы чешуйчатые моноклиналильные структуры, осложненные надвигами и опрокинутые на север. Вообще на тектонический режим палеозойских прогибов заметное влияние оказывали арктические платформы, о чем можно судить по распределению обломочного материала в пространстве, по изменению мощностей отложений и типов нарушений. Палеозойские прогибы, «выдвинутые» далеко на север, заметно теряли свои геосинклинальные качества.

Пермские и мезозойские отложения Арктического пояса в формационном отношении хотя и близки верхоянскому комплексу, однако примерно наполовину представлены континентальными фациями. Суммарные мощности отложений не превышают 4000 м. Складчатые формы также очень пологие и простые. Породы относительно слабо метаморфизованы. Например, триасовые аргиллиты и сланцы Новосибирских о-вов и о-ва Врангеля очень похожи на формацию Шублик Северной Аляски. На западном фланге Арктического пояса (Таймырский п-ов) развита регрессивная группа терригенных формаций, а во фронтальной части Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской систем, открывающихся в сторону Восточно-Сибирского и Чукотского морей, распространен редуцированный терригенный геосинклинальный комплекс. В свете изложенных данных, становится понятным изменение вещественного состава пород в северной части Верхоянского мегантиклинория, ослабление дислокаций на севере Чаунского района, появление континентальных косослоистых фаций в верхнепалеозойских отложениях на мысе Шмидта и т. д.

Докайнозойская история Арктического пояса никак не увязывается с данными геофизики, согласно которым кора Арктики сейчас характеризуется резко пониженной мощностью гранитного слоя по отношению к базальтовому, а в отдельных участках она имеет океанический тип. Отсюда следует, что моря Ледовитого океана должны представлять собой новообразования, наложившиеся на складчатые сооружения разного возраста. Если посмотреть, как соотносится береговая линия морей с прилежащими каледонскими, герцинскими и мезозойскими складчатыми зонами, то можно увидеть, что эти последние везде ею срезаются. Практически нигде не обнаруживаются зоны обрамления, свойственные собственно Тихоокеанскому кольцу. Вот почему представляются неоправданными построения некоторых геологов (Churkin, 1969), согласно которым на месте морей Чукотского и Бофорта существует первичная океаническая кора, к которой южнее приспособился палеозойский геосинклинальный пояс. В сущности, мы имеем здесь дело с перiarктической частью Атлантического сегмента, где со стороны Арктики прохо-

дит зона сложного его сочленения с Тихоокеанской областью. Только этим, пожалуй, можно объяснить своеобразные особенности строения и развития Арктического пояса в фанерозое (Тильман, 1973).

Вопрос о выделении эвгеосинклинальных зон в мезозоидах уже поднимался в литературе (Тильман, 1962, 1968, 1971; Тильман и др., 1969; Русаков и Виноградов, 1969; Мерзляков, 1967, 1971₁, 1971₂; Шило, Мерзляков, 1972). Тем не менее оставались неясными масштаб их распространения и характер соотношений со смежными структурами. Например, всегда казалось неестественным западное ограничение Олойской зоны, которая вдруг обрывалась, подходя к Приколымскому поднятию и долине р. Колымы. Здесь под толщей четвертичных отложений был намечен крупный разлом, западнее которого размещался Колымский срединный массив (Тектоническая карта Северо-Востока СССР, 1966). Недавно получены материалы, позволяющие иначе интерпретировать тектонику центральной части области мезозойской складчатости.

Междуречье средних течений рр. Колымы и Индигирки, бассейны рр. Олая и Большого Анюя заняты крупной Алазейско-Олойской складчатой системой, вполне соизмеримой с Яно-Колымской, Анюйско-Чукотской и др. В ее составе выделяются западная Алазейская и восточная Олойская зоны. Первая из них теперь исключается из Колымского массива, поскольку обладает типичными геосинклинальными качествами. Строение Алазейской зоны раскрывается в пределах одноименного плоскогорья, хотя многие детали нуждаются еще в уточнении.

На междуречье Седедемы, Кыллаха и в соседних районах распространены три вещественно-структурных комплекса: геосинклинальный (палеозой — низы средней юры), позднегеосинклинальный (средняя юра — нижний мел) и послегеосинклинальный (верхний мел — кайнозой). Возможно, нижняя граница геосинклинального комплекса опустится до рифея включительно. Сборами фауны достоверно доказаны отложения карбона, перми, верхнего триаса и всех отделов юрской системы (Шило и др., 1973).

Геосинклинальный комплекс представлен многокилометровой толщей терригенно-вулканогенных морских образований: базальтов и их туфов, кератофинов, различных кремнистых пород, в том числе яшм с радиоляриями, граувакк, конгломератов и глинистых сланцев при ничтожной роли известняков. Породы круто дислоцированы; разбиты разломами на отдельные блоки, где сближены разные фации. Геосинклинальные образования подверглись интенсивному зеленокаменному перерождению. Они вмещают тела габбро и редко гипербазитов, с которыми тесно ассоциируют глаукофановые сланцы. В нижней части средней юры геосинклинальные сменяются комплексом, похожим на молассовый. Основание разреза сложено толщей валунногалечных конгломератов мощностью не менее 250 м. Среди галек присутствуют вулканиты основного и среднего состава, яшмы, кремнистые сланцы и гранитоиды. На долю последних приходится около 30% объема обломочного материала.

Сходные формации развиты в палеозойских и мезозойских разрезах Олойской зоны. На восточной ее окраине складчатый комплекс Яблонского и Еропольского массивов образован породами девона, нижнего и среднего карбона и перми. Эти подразделения сложены базальтами, спилитами, кератофирами, андезитами, граувакками, кремнистыми сланцами, известняками, песчаниками и конгломератами. Палеозойские толщи на Алучинском поднятии Яблонского массива вмещают крупные тела альпинотипных гипербазитов, с которыми также ассоциируют глаукофановые сланцы, а на Яракваамском поднятии они прорваны интрузивами.

зиями габбро, диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, галька которых содержится в конгломератах перми, триаса и средней юры.

В центральной и западной частях Олойской зоны (бассейны рр. Кричальской, Банной, Курьи, Иннаха и др.) прослеживаются линейные полосы мезозойских морских отложений. Среди них могут быть выделены вулканогенно-граувакковая и флишоидная формации. Первая объединяет карнийские и норийские слои, а толщи флишоидного чередования пород относятся к геттангскому, синемюрскому и плинсбахскому ярусам. Переход от геосинклинального комплекса к молассовому осуществляется через шпировую формацию, возраст которой приходится на среднюю юру и келловей. В основании средней юры отмечены стратиграфические перерывы и несогласия. Геосинклинальный мезозойский комплекс Олойской зоны суммарной мощностью более 6000 м смят в линейные складки и нарушен продольными и поперечными разломами, в том числе глубинными сдвигами, надвигами и взбросами.

Итак, Алазейская и Олойская зоны по парагенетическим ассоциациям осадочных и вулканогенных формаций, сочетающихся еще с гипербазитами и глаукофановыми сланцами, по условиям залегания пород и по линейной ориентировке составляющих их структурных элементов, несомненно, обладают эвгеосинклинальной природой*.

Алазейская зона является непосредственным продолжением Олойской, что нашло отражение на карте аномального магнитного поля (Беляев и др., 1970). В пределах Алазейского плоскогорья намечается кольцеобразное замыкание зоны, однако ее распространение, по-видимому, не ограничивается указанным районом. Есть основания полагать, что она прослеживается на юг и юго-запад до Омудевского поднятия; но в иных фациях, свойственных краевым частям эвгеосинклинальных поясов. На это указывают особенности строения Рассошинской зоны: терригенно-вулканогенный разрез ордовика, карбона, перми и триаса, щелочной (калиевый) состав лав, надвиги и опрокидывание складок в сторону Яно-Колымской системы (Мерзляков, 1971₂).

Магнитные полосовые аномалии ясно подчеркивают северо-западное простирание складчатых структур Олойской зоны на всем ее протяжении. На востоке эта зона вплотную подходит к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу почти под прямым углом. Аномальный Алазейско-Олойский район никогда раньше так не интерпретировался. Кольцевая Алазейская аномалия отождествлялась с магнитным полем архейских структур, а линейные знакопеременные магнитные аномалии высокой интенсивности, характерные для Олойской зоны, принимались в качестве одного из доказательств ее платформенной природы (Геология СССР, т. XXX, 1970).

Другая эвгеосинклинальная система — Гижигинская — занимает побережье одноименной губы. Фрагменты ее структур обнажаются, кроме того, из-под вулканитов пояса на Тайгоносском п-ове, в верховьях р. Парени и в некоторых других районах. Геосинклинальный комплекс в этой системе имеет объем от намюра до верхней юры. Он очень мощный (до 13 км), представлен терригенными, граувакковыми, кремнисто-вулканогенными и вулканогенными формациями, вмещает гипербазиты и габбро-плагиогранитные интрузии. Породы подверглись интенсивному зеленокаменному изменению. Геосинклинальные отложения в Гижигинской системе интенсивно дислоцированы. Здесь встречаются самые разнообразные складчатые формы, но все они имеют линейную ориентировку и простираются в северо-восточном направлении.

* По мнению К. Б. Мокшанцева и Г. С. Гусева, выводы об эвгеосинклинальной природе Алазейской зоны нельзя считать окончательными.

По мере приближения Гижигинской системы к Омолонскому массиву постепенно изменяются формации и типы нарушений геосинклинальных отложений, и они приобретают облик типичного верхоянского комплекса. То же, кстати, можно сказать и об Олойской зоне, которая вблизи Омолонского массива сменяется Березовской, где полностью исчезли эвгеосинклинальные качества.

Как продолжается Гижигинская система на северо-восток, неясно, ибо на всем протяжении от долины р. Пенжины до истоков р. Малого Аноя развиты сплошные поля меловых эффузивов, скрывающие структуры основания. Представляется, однако, вероятным, что подходя к долине р. Еропола, Гижигинская система затухает и выклинивается, а синхронные геосинклинальному мезозойскому комплексу отложения в этих районах образуют уже чехол Еропольского и Яблонского палеозойских массивов. Следовательно, через эти массивы, очевидно, происходит сочленение структур Олойской зоны с Гижигинской системой. Целесообразно, по-видимому, искать продолжение Гижигинской системы в более западных районах и, в частности, на п-ове Кони.

С Гижигинской системой структурно связана Приомолонская зона, которая представляет собой побочную ветвь. В южной ее части выявляются сходные парагенезисы пород с геосинклинальным комплексом бассейна р. Вилиги, а в северной — мезозойские толщи по формационному типу приближаются к верхоянскому комплексу.

В пределах мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области сосредоточены срединные массивы — Охотский, Прикольмо-Омолонский и некоторые другие. Они рассматриваются в качестве «обломков» структур дорифейского складчатого основания мезозойской с уже сформированной континентальной корой и отличаются двухъярусным строением. Архейский складчатый фундамент со структурным несогласием перекрыт пологодислоцированным рифейско-палеозойско-мезозойским чехлом. На срединных массивах выявляются своеобразные осадочные и магматические формации, своеобразные интрузивные комплексы и металлогенические проявления, стоящие в ряду промежуточных образований между платформенными и геосинклинальными. Все тектоно-магматические события, происшедшие на массивах, несмотря на их своеобразие, явились следствием воздействия на них соседних геосинклинальных зон. Поэтому на настоящих срединных массивах, равно как и на геоантиклинальных структурах, не могут проявляться процессы автономной тектонической активизации.

Особенности орогенного развития мезозойской представляют собой самостоятельную проблему, к которой необходимо обратиться специально. Укажем лишь, что на позднегеосинклинальном (протоорогенном) этапе образовались следующие отрицательные структурные формы: Приверхоянский краевой прогиб, внутренние наложенные впадины, остаточные и рифтогенные геосинклинальные прогибы и впадины. Перечисленные структурные элементы составляют единый парагенетический ряд, свойственный только позднегеосинклинальной стадии развития геосинклинально-складчатых областей. Выполняющие их отложения представлены нижним молассовым комплексом и синхронными ему геосинклинальными формациями. На послегеосинклинальном этапе такие парагенетические ассоциации структур отсутствуют. Характерно развитие лишь континентальных наложенных впадин, разделенных обширными сводовыми поднятиями (Тильман, 1973₁).

В соответствии с особенностями орогенного развития мезозойских зон, удалось выделить ранне-, средне- и позднеорогенные интрузивные ряды. Раннеорогенные интрузии формировались до образования нижней

молассы, а становление средне- и позднеорогенных интрузий совпало с периодами формирования нижнего и соответственно верхнего молассовых комплексов. В разных по стилю тектонического развития системах наметились различные парагенезисы интрузивных образований, что свидетельствует об их тесной связи с геосинклинальной предысторией.

Итак, мезозойская складчатая область Северо-Востока СССР включает в себе несколько типов тектонических образований, отличающихся особенностями развития. С выделением Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской миогеосинклинальных, Алазейско-Олойской и Гижигинской эвгеосинклинальных систем уточняются представления об общей тектонической зональности Верхояно-Чукотской области, иначе трактуются закономерности пространственного размещения полезных ископаемых, в другом аспекте решаются проблемы геологической эволюции северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса.

Анализ строения Верхояно-Чукотской области позволяет внести коррективы в существующие концепции орогенного развития геосинклинально-складчатых областей. Иными словами, можно найти критерии распознавания поздне- и послегеосинклинальных структур и подойти к правильному пониманию их тектонической природы.

На примере Верхояно-Чукотской области может решаться также проблема соотношения типов коры в геологическом прошлом, однако для этого необходимо осуществить широкий комплекс целенаправленных геолого-геофизических исследований, что мы и намерены сделать в самое ближайшее время.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев И. В., Беляева Д. Н., Мигович И. М., Титов В. А. Аномальное магнитное поле Северо-Востока СССР. В кн.: «Тектоника Сибири», т. IV. М., «Наука», 1970.
- Геология СССР, т. XXX, кн. 2. М., «Недра», 1970.
- Мерзляков В. М. Новый тип разреза ордовика на Колымском массиве. «Колыма», 1967, № 7.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия. М., «Наука», 1971.
- Мерзляков В. М. К проблеме структур основания Верхояно-Чукотской складчатой области. В кн.: «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1971.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Денъгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудкова А. А., Гусев Г. С., Денъгин Э. В., Штех Г. И. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Сластенов Ю. Л., Фрумкин М. И., Штех Г. И. Тектоническая карта Якутской АССР, масштаб 1:2 500 000 (объяснительная записка). Якутск, 1971.
- Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР. Уч. записки НИИГА, регион. геол., вып. 15. Л., 1969.
- Тектоническая карта Северо-Востока СССР, масштаб 1:2 500 000. М., 1966.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 1. Магадан, 1962.
- Тильман С. М. Типы мезозойского севера Тихоокеанского кольца. В кн.: «Орогенные пояса», докл. сов. геол. к XXIII сессии МГК, проблема 3. М., «Наука», 1968.
- Тильман С. М. Тектоническая природа мезозойского севера Тихоокеанского кольца. В кн.: «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1971.
- Тильман С. М. Особенности орогенного развития Тихоокеанских мезозойских поясов. В сб.: «Новые данные по геологии Северо-Востока СССР». Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 55. Магадан, 1973.

- Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойского севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 33. Магадан, 1969.
- Шило Н. А. К истории развития низменностей субарктического пояса Северо-Востока Азии. В сб.: «Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР». Тр. СВКНИИ СО АН СССР, вып. 11. Магадан, 1964.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозойского Северо-Востока СССР. Докл. АН СССР, сер. геол., т. 204, № 5, 1972.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозойского Северо-Востока СССР. Докл. АН СССР, т. 210, № 5, 1973.
- Churkin M. Paleozoic Tectonic History of the Arctic Basin North of Alaska. Science, V. 165, 1969.

С. Д. Гальцев-Безюк, Е. Н. Меланхолина, В. С. Рождественский

ТЕКТОНИКА САХАЛИНА

Сахалин — один из сложно построенных участков приокеанических областей на периферии Тихого океана. В его пределах доступны для изучения различные зоны мезо-кайнозойской геосинклинальной системы. Они сохранились значительно лучше, чем в районах более ранней складчатости, и потому представляют большой интерес для изучения тектонических процессов в приокеанических областях, хотя ряд вопросов тектоники острова и остается еще дискуссионным. Различный характер структурных элементов Сахалина, отсутствие геологических материалов об их подводном продолжении, недостаточность данных о возрасте ряда толщ и различный подход авторов к тектоническому районированию привели к появлению более пятнадцати тектонических схем, дающих разную трактовку строения острова (Смехов, 1953; Алексейчик, 1954; Кропоткин, 1954; Онихимовский, 1960; Милашин, 1960; Рудич, 1962; Лившиц, 1963; Русаков, 1963; Капица, 1963; Зытнер и др., 1964; Пущаровский, 1964; Салун, 1965; Русаков и др., 1967; Мельников, 1968; Журавлев, 1970 и др.). Для нашего сообщения был подобран материал, характеризующий основные тектонические зоны Сахалина. Восточная зона рассмотрена В. С. Рождественским, западная — Е. Н. Меланхолиной, а северная — С. Д. Гальцевым-Безюком. Кроме собственных наблюдений, использованы данные многих других геологов и геофизиков. Основное внимание обращено на новые материалы, мало отраженные в литературе. Дополнительные геологические данные и карты можно найти в томе XXXIII «Геологии СССР» (1970) и в ряде специальных статей.

Как теперь выясняется, Сахалин не представляет собой единого образования типа мегантиклинория, а состоит из фрагментов нескольких крупных структур мезо-кайнозойского возраста, обрезанных береговой линией (Пущаровский, 1964; рис. 1). В южной части острова, как и на Хоккайдо, определенно выявляется различие структур восточной и западной зон.

Восточная зона Сахалина сильно приподнята и характеризуется чередованием горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных впадин. В пределах поднятий выступают палеозойско-мезозойские эвгеосинклинальные образования, не обнажающиеся нигде на западе острова. Наиболее древние породы — далдаганская серия Таулан-Армуданского хребта и вальзинская серия Сусунайских и Восточно-Сахалинских гор. Возраст далдаганской серии устанавливается на основании находок пермских фораминифер в нижней части разреза и юрской (?) фауны в верхах. Серия представлена отложениями, типичными для спилито-диабазово-яшмовой формации, с незначительной ролью терригенных пород. Видимая мощность отложений более 3 км. На отдельных участках,

вдоль зон разломов, породы превращены в метаморфические сланцы. Вулканогенные породы повсеместно подверглись зеленокаменным изменениям.

Вальзинская серия сложена метаморфическими породами пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и местами глаукофановой фаций. В Восточно-Сахалинских горах ее нижняя тол-

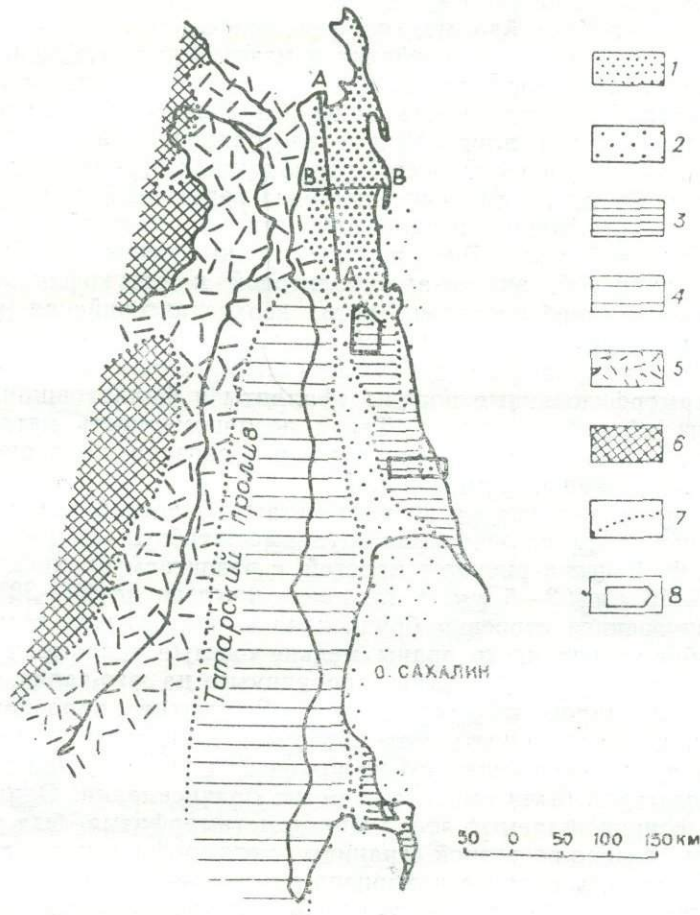


Рис. 1. Схема расположения основных структурных зон Сахалина

1 — Северо-Сахалинская зона; 2—3 — Восточная зона: 2 — неогеновые впадины и прогибы, 3 — поднятия; 4 — Западная зона; 5 — Восточно-Азиатский вулканический пояс; 6 — складчатая область мезозой; 7 — границы структурных элементов; 8 — расположение участков рис. 2, 3 и разрезов рис. 4

ща (лангерийская свита, мощностью до 1,5 км) образована при метаморфизме терригенных и глинистых пород с редкими прослоями яшм и основных эффузивов, верхняя толща (дербышевская свита, мощностью около 1 км) — при метаморфизме преимущественно лав и туфов основного состава, тел диабазов, габброидов и гипербазитов. В пределах Сунайского хребта среди исходных пород вальзинской серии преобладали эффузивные и кремнистые образования. Возраст метаморфических сланцев на основании сопоставления с породами Приморья и Японии определялся прежде то как докембрийский, то как ниже-среднепалеозойский (Пашенко, 1958; Рудич, 1962; Смехов, 1953; Алексейчик и др.,

1963; Смирнов, 1964; Капица, 1961; Геология СССР, т. XXXIII, 1970). Позднее В. С. Рождественским (1966) и А. Е. Егоровым (1967; *Метаморфические...*, 1969) были приведены доказательства их более молодого возраста. По петрографическому составу и степени метаморфизма пород пояс метаморфических сланцев Сахалина сходен с метаморфическим поясом Камункотан на о. Хоккайдо, продолжением которого он, по-видимому, и является. Ряд признаков указывает на то, что на Сахалине, как и на Хоккайдо, метаморфические сланцы представляют возрастные аналоги верхнепалеозойских и мезозойских отложений. В Восточно-Сахалинских горах между ними всегда наблюдаются своеобразные переходные тектонические зоны, сложенные рассланцованными породами пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Такие породы распространены повсюду вдоль границ метаморфического пояса. Вверх по разрезу милониты переходной зоны сменяются слабо метаморфизованными палеозойскими или мезозойскими отложениями набильской серии. Вниз по разрезу они сменяются образованиями зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и глаукофановой фаций метаморфизма (дербышевская свита, верхнелангерийская подсвита). В самых низах разреза вальзинской серии, в своде глубоко эродированной антиклинали в бассейне р. Мулейки вновь появляются сравнительно слабо метаморфизованные породы (филлиты и филлитовидные сланцы нижнелангерийской подсвиты). Такая неравномерность метаморфизма в отложениях вальзинской серии, вероятно, связана с его проявлением на участках интенсивных дислокаций.

Тектоническая структура в поясе метаморфических сланцев Восточно-Сахалинских гор на основании крупномасштабных съемок Э. А. Юревича и В. Ф. Евсеева рисуется простой, с развитием брахискладок размером $10-15 \text{ км} \times 3-5 \text{ км}$, с наклоном крыльев до $20-30^\circ$ (рис. 2). Однако внутреннее строение брахискладок оказывается весьма сложным. В обнажениях часто видны мелкие сжатые складки шириной от $0,2-0,3 \text{ м}$ до нескольких метров, опрокинутые на юго-запад, с пологим наклоном шарниров к северо-западу. Возможно, образование этих складок и неравномерность метаморфизма в отложениях вальзинской серии связаны с перемещением по крупным надвигам, плоскости которых впоследствии были смяты в пологие брахискладки. Один из таких надвигов, сопровождаемый зоной динамометаморфизма, был закартирован вдоль северо-восточной границы метаморфического пояса (см. рис. 2). Плоскость надвига наклонена на северо-восток под углом $40-45^\circ$. В аллохтонном блоке залегают упоминавшиеся рассланцованные породы пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, а выше — слабоизмененные породы набильской серии. В автохтонном блоке наблюдаются многочисленные мелкие складки, опрокинутые к юго-западу, и участки глаукофановых сланцев. Для Сусунайского хребта имеются радиометрические определения возраста зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма, отвечающие времени от позднетриасо-

Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Восточно-Сахалинских гор (по В. Ф. Евсееву, В. С. Рождественскому, А. С. Шуваеву)

1 — четвертичные отложения; 2 — неоген; 3—5 — верхний мел (рымникская серия): 3 — березовская свита, 4 — раkitинская свита, 5 — богатинская свита; 6—9 — юра — нижний мел (набильская серия): 6 — верхнехойская подсвита, 7 — нижнехойская подсвита, 8 — верхнеостринская подсвита, 9 — нижнеостринская подсвита; 10—12 — верхний палеозой — мезозой (вальзинская серия): 10 — дербышевская свита, 11 — верхнелангерийская подсвита, 12 — нижнелангерийская подсвита; 13 — гранитоиды; 14 — базиты и гипербазиты; 15 — надвиги; 16 — сдвиги; 17 — прочие разломы (выходящие на поверхность и перекрытые четвертичными отложениями); 18 — зона динамометаморфизма

вого до позднемелового или палеогенового* (К-аргоновый метод; Фирсов, Добрецов, 1969). В западной части Восточно-Сахалинских гор, в Сусунайском хребте и на Хоккайдо устанавливается опрокинутость складок на юго-запад и перемещение по надвигам в этом направлении.

Отложения набильской серии Восточно-Сахалинских гор распространены к востоку от пояса метаморфических сланцев. В средней части и в верхах они охарактеризованы фауной юры — нижнего мела. Частично же набильская серия и ее аналоги на Тонино-Анивском п-ове могут оказаться более древними. В целом они, очевидно, близки по возрасту далдаганской серии западных районов. В составе набильской серии преобладают граувакки. Нижняя толща остринской свиты распространена в центральной и южной частях Восточно-Сахалинских гор, где кремнистые и вулканогенные породы составляют не более 10—20% разреза. В северных районах в составе остринской свиты преобладают спилиты, диабазы, базальтовые и андезитово-базальтовые порфиры и их туфы, реже кремнистые породы. Местами они сочетаются с телами габброидов и гипербазитов, образуя характерный офиолитовый комплекс. Тот же состав имеют и мезозойские образования п-ова Шмидта. В верхней толще набильской серии (хойская свита) повсеместно распространены граувакки и алевро-пелитовые породы с отдельными пачками кремнистых пород и туфов, с горизонтами мелкообломочных брекчий, содержащих иногда глыбы яшм и известняков. Общая мощность отложений более 5—6 км.

В южной и центральной части Восточно-Сахалинских гор отложения набильской серии смяты в узкие (шириной 2—3 км), близкие к изоклинальным, складки северо-западного простирания, обычно опрокинутые на северо-восток. Большей частью наблюдается общий наклон слоев на юго-запад под углом 60—70° (см. рис. 2). В северных районах Восточно-Сахалинских гор закартировано несколько надвиговых чешуй, сложенных кремнисто-вулканогенными образованиями остринской свиты и надвинутых на северо-восток на граувакковые отложения хойской свиты. В Набильском хребте (на севере Восточно-Сахалинских гор) и на востоке п-ова Шмидта вдоль надвигов развиты мощные зоны меланжа, состоящего из глыб габброидов, амфиболитов, яшм, спилитов, диабазов, известняков, алевролитов и граувакк в глинисто-серпентинитовом цементе (рис. 3).

Верхнемеловые толщи Восточно-Сахалинских гор, относимые к римникской серии, также имеют эвгеосинклинальный характер (богатинская и раkitинская свиты) и весьма напоминают более древние толщи. В ряде районов они прежде и описывались как породы набильской серии. Верхнемеловой разрез заканчивается флишоидными образованиями с отдельными прослоями кремнисто-вулканогенного состава (березовская свита). В юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор и на п-ове Терпения количество вулканогенных и кремнистых пород во всем разрезе резко сокращается, появляются мелководные грубообломочные образования с линзами каменных углей, накопившиеся, возможно, вблизи крупного поднятия, располагавшегося в пределах Охотского моря. Мощность верхнемеловых толщ достигает 8 км. Дислокации их весьма интенсивны, местами сравнимы с дислокациями отложений набильской серии. От разновозрастных отложений западной зоны Сахалина верхнемеловые толщи восточной зоны отличаются своим составом, большими мощностями, существенным уплотнением пород и более напряженной складчатостью (Геология СССР, т. XXXIII, 1970; Шуваев, 1969 и др.).

* Сходные определения известны и для метаморфических комплексов Японии (см. «Геологическое...», 1968).

Все отложения Восточного Сахалина — от палеозойских до верхне-меловых — образуют единый эвгеосинклинальный комплекс мощностью

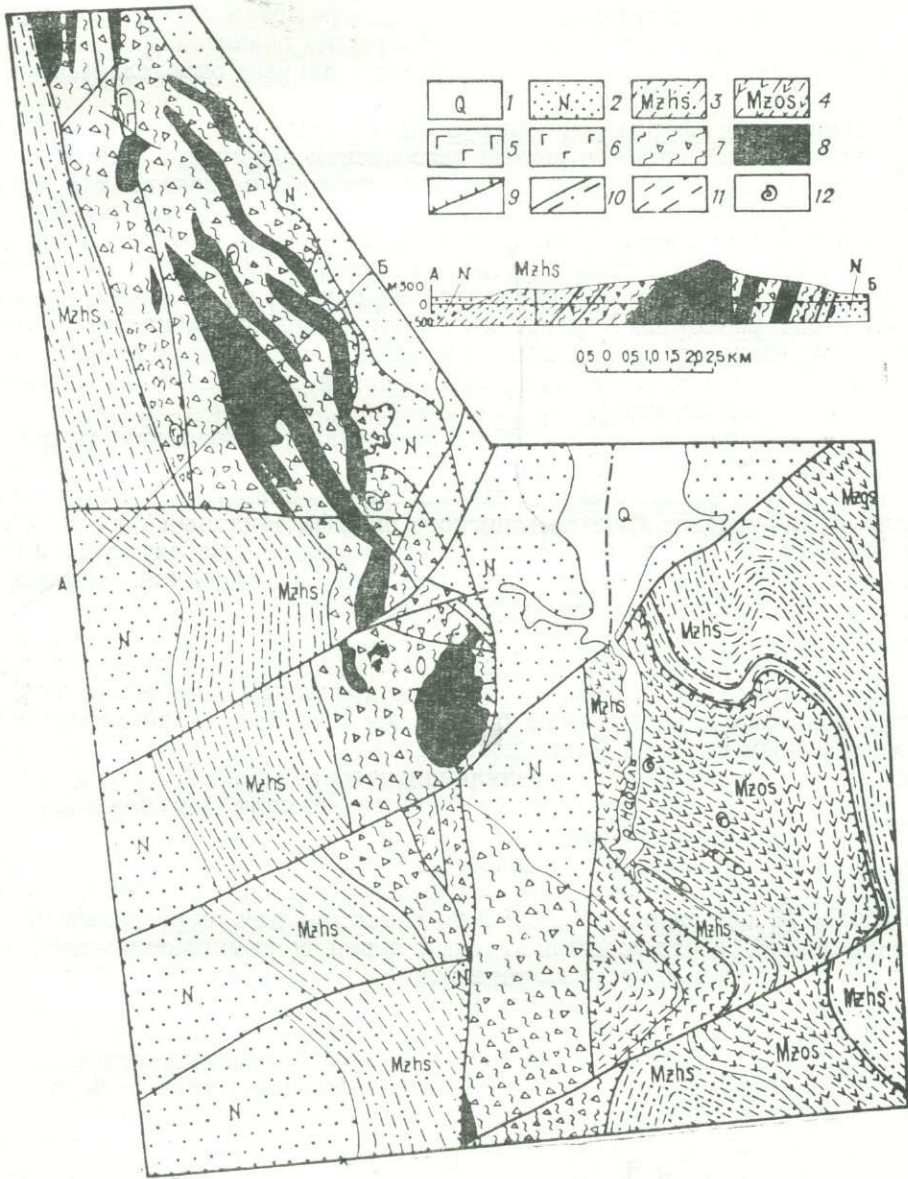


Рис. 3. Схема геологического строения северной части Восточно-Сахалинских гор (по В. С. Рождественскому, А. Н. Речкину)

1 — четвертичные отложения; 2 — неоген; 3—4 — юра — нижний мел (набильская серия): 3 — хойская свита, 4 — остринская свита; 5 — амфиболиты, эпидот-альбит-амфиболовые сланцы, габбро-амфиболиты; 6 — габброиды; 7 — меланж; 8 — серпентиниты; 9 — надвиги; 10 — прочие разломы (а — выходящие на поверхность, б — перекрытые четвертичными отложениями); 11 — зоны динамометаморфизма; 12 — места отбора юрско-нижнемеловой фауны

более 15 км, четких несогласий внутри которого пока не обнаружено. Это свидетельствует о длительном эвгеосинклинальном осадконакоплении на востоке Сахалина. В поздне-меловое и палеогеновое время отло-

жения были смяты в линейные, часто изоклиналильные и обычно опрокинутые складки и рассечены многочисленными надвигами северо-западного простирания, с развитием зон меланжа, с телами серпентинитов в основании надвиговых чешуй, с узкими зонами метаморфических сланцев. В ряде мест они были прорваны небольшими гранитоидными интрузиями, возраст которых по радиометрическим данным определяется как палеогеновый.

Тектонические формы и интрузивные тела, сформировавшиеся в мел-палеогеновое время, с резким несогласием перекрыты отложениями неогеновых впадин и грабенообразного прогиба на западе. Это морские и континентальные терригенные толщи, часто молассового облика, и кремнисто-глинистые образования с линзами эффузивов среднего и кислого, иногда субщелочного состава (Геология СССР, т. XXXIII, 1970 и др.). Дислокации неогеновых отложений пологие, усложняющиеся только около разломов. Характерны крупные субмеридиональные разломы. Устанавливается, что в конце плиоцена и в четвертичное время по ним происходили праводвиговые перемещения значительной амплитуды (Рождественский, 1969).

В западной зоне острова на 600 км протягивается моноклираль, отвечающая борту Западно-Сахалинского прогиба. Расположение другого — западного борта выявляется, по сейсмическим данным, под Татарским проливом. В пределах Сихотэ-Алинского шельфа западный борт прогиба смыкается со структурами вулканического пояса, протянувшегося по границе с мезозойской складчатой областью Сихотэ-Алиня. Западно-Сахалинский прогиб выполнен верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями.

В основании разреза по рр. Арково и Рождественке залегают породы нижнего мела (?): яшмы, кремнистые аргиллиты, диабазы и туфогенные образования мощностью более 1 км. Они близки по характеру одновозрастным породам Восточного Сахалина и, возможно, соответствуют части отмеченного эвгеосинклиналильного комплекса. Обособление Западно-Сахалинского прогиба от эвгеосинклинали устанавливается в сеномане или несколько раньше.

Отложения верхнего мела, палеогена и неогена залегают без существенных перерывов и региональных несогласий. Они образуют мощный (более 10 км) разрез, типичный по характеру для терригенных миогеосинклиналей, с отдельными пачками пород, напоминающих то орогенные, то эвгеосинклиналильные образования (Меланхолина, 1973 и др.).

В составе верхнемеловых толщ на юге прогиба преобладают алевролиты и аргиллиты. В северных районах отложения становятся более грубозернистыми, появляются континентальные образования, увеличивается роль туфогенных пород в разрезе. Мощность возрастает от 5 до 8—10 км. Для сеноман-туронских отложений выявляется сходство состава и общность условий осадконакопления во всей миогеосинклиналильной области, существовавшей на Сихотэ-Алине и Сахалине. Более молодые слои имеют широкое распространение только в Западно-Сахалинском прогибе. В сеноманское время его развитие продолжалось без перерывов, несмотря на интенсивные тектонические движения в Сихотэ-Алине, связанные с формированием складчатого сооружения мезозонд. Правда, в северной части прогиба глинисто-алевролитовые сеноманские отложения фациально замещаются песчаными породами, нередко грубообломочными и угленосными паралического происхождения, напоминающими образования орогенного комплекса. Однако они не могут рассматриваться как орогенные образования Западно-Сахалинского прогиба, так как в своем происхождении связаны с тектоническими движениями в со-

седней области мезозойд. Их накопление происходило только в районах, близких к Сихотэ-Алиню, одновременно с завершающей складчатостью и поднятиями в мезозойдах. Отложения верхов кампана — дания содержат обильный туфогенный материал кислого и среднего состава. Поступление его устанавливается из пределов восточного Сихотэ-Алия. Здесь было образовано вулканическое поднятие, сопрягавшееся с миогеосинклинальным Западно-Сахалинским прогибом; далее в сторону океана располагалась эвгеосинклинальная зона Восточного Сахалина.

Палеогеновые слои повсеместно залегают с разрывом и представляют собой трансгрессивную серию, образованную терригенными и глинистыми породами, в низах — континентальными угленосными, вверх и по простиранию сменяющимися морскими. Накопление отложений происходило при продолжавшемся опускании в Западно-Сахалинском прогибе, одновременно с интенсивными дислокациями, поднятием и разрывом в восточной зоне Сахалина. Это определило континентальный характер палеоцен-эоценовых отложений, их фациальную изменчивость и грубость материала, напоминающего молассу. Палеогеновые слои достигают мощности 3 км в средней части прогиба, сокращаются к северу до 1 км и постепенно выклиниваются на центриклиналях. Терригенные и глинистые отложения верхов олигоцена — неогена (по датировке Ю. Б. Гладенкова) отвечают максимальному развитию трансгрессии, распространению ее и на восток Сахалина. Интересно появление в разрезе вулканогенных и кремнистых образований, необычных для миогеосинклиналей. На севере это мощная толща базальтовых лав и пирокластов. Южнее в породах преобладает перестроенный вулканогенный материал: в низах — андезитового и дацитового состава, в верхах — преимущественно базальтовый. Сравнение разновозрастных вулканогенных пород Сахалина и Сихотэ-Алия показывает их сходство и приводит к выводу, что накопление вулканических продуктов в Западно-Сахалинском прогибе было связано с развитием смежного отрезка вулканического пояса, хотя отдельные вулканы и располагались в пределах прогиба, как это было установлено В. Н. Шиловым. В северной части прогиба, приближенной к Сихотэ-Алиню, вулканические проявления были особенно значительны и продолжались длительно. На юге после вулканических извержений происходило накопление кремнисто-глинистых толщ с обилием пеплового материала. Мощность отложений на юге более 5 км, а севернее — 2—3 км. В верхних горизонтах разреза зоны максимальных мощностей несколько смещаются к западу по сравнению с нижними. Основное распространение четвертичных отложений можно предполагать в пределах Татарского пролива.

Все отложения Западного Сахалина дислоцированы совместно и образуют сложнопостроенную моноклинал с общим наклоном слоев на запад. Простирание ее меридиональное, но вдоль простирания выделяются три дугообразно изогнутых участка. В расположении осложняющих складок и разломов эти изгибы повторяются, а в местах сочленения участков мелкие структуры еще более отклоняются к западу. Дислокациями нарушены все слои моноклинали, но каждая из складок захватывает лишь несколько горизонтов разреза, как это устанавливается, например, в Томаринском районе. Обычно складки не нарушают мощные компетентные толщи, а образуются в толщах алевролитов или их переслаивания с песчаниками, в кремнисто-глинистых пачках неогена. Наиболее отчетливо выражены складки, сочетающиеся с продольными разломами: они довольно узкие и крутые, с наклоном крыльев до 40—50°. Остальные складки пологие. Еще более пологим оказывается зеркало осложняющих складок — 10—20°. Осложняющие дислокации на вос-

точном борту прогиба распределены неравномерно и не образуют настоящей складчатой структуры. Только на южной центриклинали прогиба, в пределах п-ова Крильон, наблюдается одинаковое развитие антиклиналей и синклиналей, их общее сужение и воздымание в южном направлении. Образование дислокаций в Западно-Сахалинских горах относится к плиоцен-четвертичному времени, а в ряде мест еще не закончилось и продолжается донныне. Формирующиеся складки получают прямое выражение и в рельефе, и в гравитационном поле (в редукции Буге). При этом для небольших аномальных зон четко выявляется соответствие именно складкам, продолжающим свое развитие, как это видно в самых западных районах Сахалина.

Вдоль края восточного борта прогиба верхнемеловые слои оборваны Центрально-Сахалинским разломом. В немногочисленных обнажениях разлом обычно виден как взброс. При бурении в районе Буюклы было обнаружено, что на глубине в несколько сотен метров разлом выколаживается и превращается в надвиг. Вертикальное смещение по разлому около 3—4 км, величина горизонтальной составляющей не ясна. Разлом отчетливо выражен в гравитационном поле и в современном рельефе. Движения по нему устанавливаются с конца олигоцена до настоящего времени. Представляется, что именно с надвиговыми перемещениями по разлому были связаны поднятия и дислокации на борту Западно-Сахалинского прогиба. В тылу надвига развивались погружения, которые продолжают унаследованно и сейчас в относительно узкой осевой зоне прогиба.

На сейсмических профилях МОВ через Татарский пролив, составленных М. Х. Лившицем, А. П. Милашиным, В. А. Сиплатовым и другими исследователями, по расположению отражающих площадок хорошо видна моноклинал западного борта прогиба с наклоном слоев в несколько градусов и их постепенным выклиниванием на шельфе Сихотэ-Алиня. В осевой зоне прогиба мощность отложений значительно увеличивается, и появляются более высокие горизонты разреза, по-видимому, плиоцен-четвертичные. По отсутствию несогласий на профилях выявляется, что погружения в осевой зоне не прерывались складчатостью. Участкам современного погружения отвечают наибольшие глубины Татарского пролива (до 200—300 м) и наиболее пониженные гравитационные аномалии. Вероятно, погружение почти полностью компенсируется или даже опережается осадконакоплением.

Вдоль западного побережья Сахалина известна крупная зона гравитационных максимумов, сопрягающаяся с полосой относительных минимумов Татарского пролива. Эта зона выделяется и в магнитном поле, характеризуется приуроченностью вулканических центров кайнозоя и современных землетрясений. По предположению С. Д. Гальцева-Безюка и П. М. Сычева (1963) и других исследователей, зона отвечает разлому глубокого заложения с растяжением земной коры. Она не выходит на поверхность и, по-видимому, нарушает только основание Западно-Сахалинского прогиба.

В целом Западно-Сахалинский прогиб представляет пологую синклинальную структуру (600 км × 120—150 км), асимметричную в поперечном сечении, с рядом осложняющих дислокаций на более крутом восточном борту. Простота строения сильно отличает его от синклинориев областей завершённой складчатости, например, от смежного Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория в области мезозойд. Для прогиба устанавливается миогеосинклинальный характер и устойчивое погружение в течение позднего мела и кайнозоя. Замыкание прогиба и формирование складчатой структуры началось в плиоцен-плейстоценовое время и

сейчас еще продолжается. Значительные площади в западной части прогиба пока не включены в поднятие и не деформированы.

На севере, примерно на широте Луньского залива структуры восточной и западной зон Сахалина резко погружаются, а далее, больше чем на 300 км в меридиональном направлении протягивается Северо-Сахалинская зона, отличающаяся от других зон по своему строению и по истории развития. Ее южным ограничением является Тымский разлом, а северным — Амуру-Гижигинский, прослеживаемый в пределах Охотского моря. Блок п-ова Шмидта на севере наиболее расчленен и приподнят и напоминает по строению отдельные участки Восточно-Сахалинских гор. Все крупные структуры здесь контролируются разломами. В пределах Трехбратского горст-антиклинального поднятия на востоке обнажены уже упоминавшиеся образования мезозойского офиолитового комплекса, превращенные в меланж, а также верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения, известные и в сводовой части Эспенбергского горст-антиклинального поднятия на западе. Отложения интенсивно дислоцированы и несогласно перекрыты неогеновыми слоями, выполняющими Диановскую грабен-синклиналь в центральной части полуострова. Неогеновые отложения смяты в пологие складки, сильно усложняющиеся на участках приразломных дислокаций. Неогеновые складки и разломы имеют северо-западные простирания, характерные на Сахалине для мезозойских структур и, по-видимому, унаследованные с мезозойского времени.

На остальной территории Северного Сахалина на поверхность выходят лишь неогеновые отложения. Более древние слои вскрыты бурением на отдельных структурах. В Катанглийском районе непосредственно под нижнемiocеновыми были вскрыты нормально-осадочные отложения верхнего мела; на Охинской антиклинали — эффузивно-пирокластические породы основного состава (с абсолютным возрастом 75—72 млн. лет; К — аргоновый метод); на Музьминской, Восточно-Музьминской и Северо-Лангрыйской антиклиналях — эффузивно-пирокластические породы основного состава музьминской толщи (72—57±2 млн. лет); на Центрально-Тамлевской — эффузивно-пирокластические породы среднего состава сладкинской толщи (44 млн. лет).

Неогеновые отложения представлены песчано-глинистыми, реже кремнистыми породами, прибрежно-морскими и отчасти континентальными, включающими иногда пласты базальтов (средний миоцен) или андезитов-базальтов повышенной щелочности (плиоцен-постплиоцен). По формационным особенностям неогеновые отложения в общем сходны с известными во впадинах Восточного Сахалина (Геология СССР, т. XXXIII, 1970). Мощность в пределах крупных синклинальных структур достигает 8 км и более.

В современном структурном плане на Северном Сахалине выделяется ряд крупных антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов, осложненных разломами и приобретающих нередко характер горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Для них характерны северо-западные простирания (Джимдан-Дагинское и Лангерийское поднятия, Приморская антиклинальная зона), северо-западные (Джолокор-Энгизпальское поднятие и др.), субмеридиональные и меридиональные (Паромайская и другие антиклинальные зоны). Наиболее крупные отрицательные структуры — Байкальская, Вальская и Нышская грабен-синклинали, Вагиская и Пильтунская синклинали.

Локальные антиклинальные складки в неогеновых слоях имеют различное строение — от сложнопостроенных линейных до брахиформных и куполовидных, причем сгруппировать их по степени сложности по каким-

либо районам не представляется возможным. Нередко антиклинали чередуются с более широкими и пологими синклиналями или же не имеют сопряженных синклинальных форм. Локальные складки сосредоточены в основном в пределах крупных поднятий, а в крупных синклинальных структурах они встречаются редко и более просто устроены.

Значительная, если не ведущая, роль в формировании структуры Северного Сахалина принадлежит разломам. Особенно отчетливо выражены крупные субмеридиональные разломы, по которым устанавливаются в ряде случаев взбросовые или надвиговые перемещения. Разломы северо-восточного направления нередко имеют характер сбросо-сдвигов со смещением по типу правого сдвига на 5—6 км и больше. Для локальных складок выявляется связь с разломами разного типа. Так, к югу от Байкальской грабен-синклинали, на участке между Южно-Байкальским и Южно-Погибинским сбросо-сдвигами, видны складки сдвигов, расположенные бессистемно или группами, часто косо по отношению к разлому и нередко с изгибом оси. При подвижках по Горомай-Эхабинскому разлому на востоке были образованы длинные и узкие (20—40 км × 3—5 км) складки надвигов Паромайской и Эхабинской антиклинальных зон с крутыми (до 80°) восточными и пологими западными крыльями. Вдоль восточного ограничения Диановской синклинали и еще в ряде мест наблюдаются зоны приразломных дислокаций (шириной до 4—5 км) с развитием мелких сложнопостроенных складок.

Для разломов субмеридионального направления повсеместно устанавливается активность в неоген-четвертичное время. Региональные разломы других направлений, вероятно, были заложены еще в мезозое и развивались длительно. Наличие решетки разломов и неоднократные подвижки по ним в течение кайнозойского времени и определили образование современной складчато-блоковой структуры Северного Сахалина.

Структурные элементы неоген-четвертичного возраста обычно не протягиваются через всю территорию Северного Сахалина и не являются непосредственным продолжением структур восточной и западной зон или структур материка. Вместе с тем, зоны крупных магнитных и гравитационных аномалий, видные на картах Северного Сахалина, прослеживаются в смежные части Восточного Сахалина и Нижнего Приамурья. Так, Лангерийскому поднятию на Сахалине, территории Амурского лимана и левобережью низовий Амура отвечает единая зона положительных аномалий силы тяжести. В пределах этой зоны, по данным КМПВ, непрерывно прослеживаются кровли слоев с $V_T = 5,4$ км/сек и $V_T = 6,2—6,5$ км/сек, постепенно воздымающиеся в сторону Нижнего Приамурья. Некоторые крупные разломы Северного Сахалина северо-восточного, северо-западного или субширотного направления также протягиваются, по-видимому, в пределы материка.

На картах пересчета гравитационного поля в верхнее полупространство на высоты 6 и 10 км, составленных Б. Л. Пивоваровым и др., видно исчезновение ряда максимумов аномалий силы тяжести, соответствующих крупным структурам в неогеновых слоях. Остаются лишь относительные минимумы, соответствующие Байкальской, Пильтун-Чайвинской, Нышской и Вальской синклинальным структурам, и относительные максимумы, соответствующие Джимдан-Дагинскому, Гыргыланьи-Осsoйскому, Лангерийскому и Погибинскому антиклинальным поднятиям. При этом максимум Лангерийского поднятия объединяется в единую аномальную зону с Амурским. Джимдан-Дагинский максимум располагается на продолжении зоны объединенных Луньского и Набильского максимумов Восточно-Сахалинских гор. А Гыргыланьи-Осsoйский максимум резко смещен по зоне градиентов к востоку от Джимдан-Да-

гинского. Так как при пересчетах гравитационного поля в верхнее полупространство влияние неглубоко залегающих отложений все более ослабевает по мере увеличения высоты пересчета, то существование максимумов на картах пересчета вызвано не влиянием кайнозойских отложений, а сокращением мощности нижележащих верхнемеловых слоев и приближением к поверхности более древних образований в сводах поднятий. Сопоставление гравитационных карт (в редукции Буге) и данных МТЗ также показывает, что значительные максимумы на Северном Сахалине отвечают поднятиям не только в неогеновых, но и в более древних слоях. В крупных синклиналиальных структурах, судя по данным гравиметрии КМПВ и МТЗ, ниже неогеновых слоев присутствуют палеогеновые и верхнемеловые отложения значительной мощности (Альперович и др., 1972; рис. 4). Иными словами, участки интенсивных, гравитационных аномалий соответствуют, по-видимому, зонам длительного унаследованного развития, заложившимся еще в мезозое (Сычев, 1966). Исчезновение на картах пересчета максимумов, отвечающих ряду субмеридиональных структур (Охинской, Восточно-Эхабинской, Паромайской антиклинальным зонам и др.), свидетельствует об их формировании только в неогеновое время. Таким образом, появляются косвенные данные для суждения о времени заложения крупных структур северной части острова.

Анализ геолого-геофизических материалов приводит к выводу о существовании в мезозое на территории Северного Сахалина крупного поднятия северо-западного простирания, включавшего современные Лангерийское, Гыргылань-Оссойское и Джимдан-Дагинское поднятия и поднятие на месте современной Вальской грабен-синклинали. Это крупное поднятие и смежные с ним прогибы представляли, по-видимому, основные структурные элементы конца мела — палеогена. Еще одно поднятие могло располагаться восточнее. Район Погиби и другие территории на западе входили в единую структурную зону с Амурским лиманом и Нижним Приамурьем (Рудич, 1962; Марков и др. 1967 и др.). Здесь существовало вулканическое поднятие — часть Восточно-Азиатского вулканического пояса. Распространение вулканогенных пород прослеживается по магнитным, гравиметрическим и буровым данным. Состав их, по-видимому, несколько более основной, чем на западе. Накопление происходило преимущественно в континентальных условиях.

В палеогеновое время выявляется постепенное изменение структурного плана Северного Сахалина. В результате перемещения по сбросо-сдвигам северо-восточного направления единое поднятие в центральной части территории распалось на ряд крупных, существующих поныне, положительных структур. В пределах широкой Верхне-Вальской зоны сдвиговых дислокаций была образована почти изометричная Вальская грабен-синклиналь.

В раннем миоцене на фоне общего погружения территории и связанной с ним трансгрессии продолжалось развитие крупных поднятий и прогибов. Максимальное накопление отложений было приурочено к Байкало-Чайвинскому и Пильтун-Помырскому прогибам северо-западного простирания. В середине миоцена из-под уровня моря была поднята сводовая часть Джимдан-Дагинского поднятия, и образовался ряд новых структурных элементов северо-западного простирания, в том числе и Джолокор-Энгизпальское горст-антиклинальное поднятие. Максимумы, соответствующие этим структурам, на картах пересчета гравитационного поля в верхнее полупространство на высоты 6 и 10 км отсутствуют и появляются лишь при пересчете на высоту 3 км.

Карты мощностей отложений конца миоцена — плиоцена (Мельников

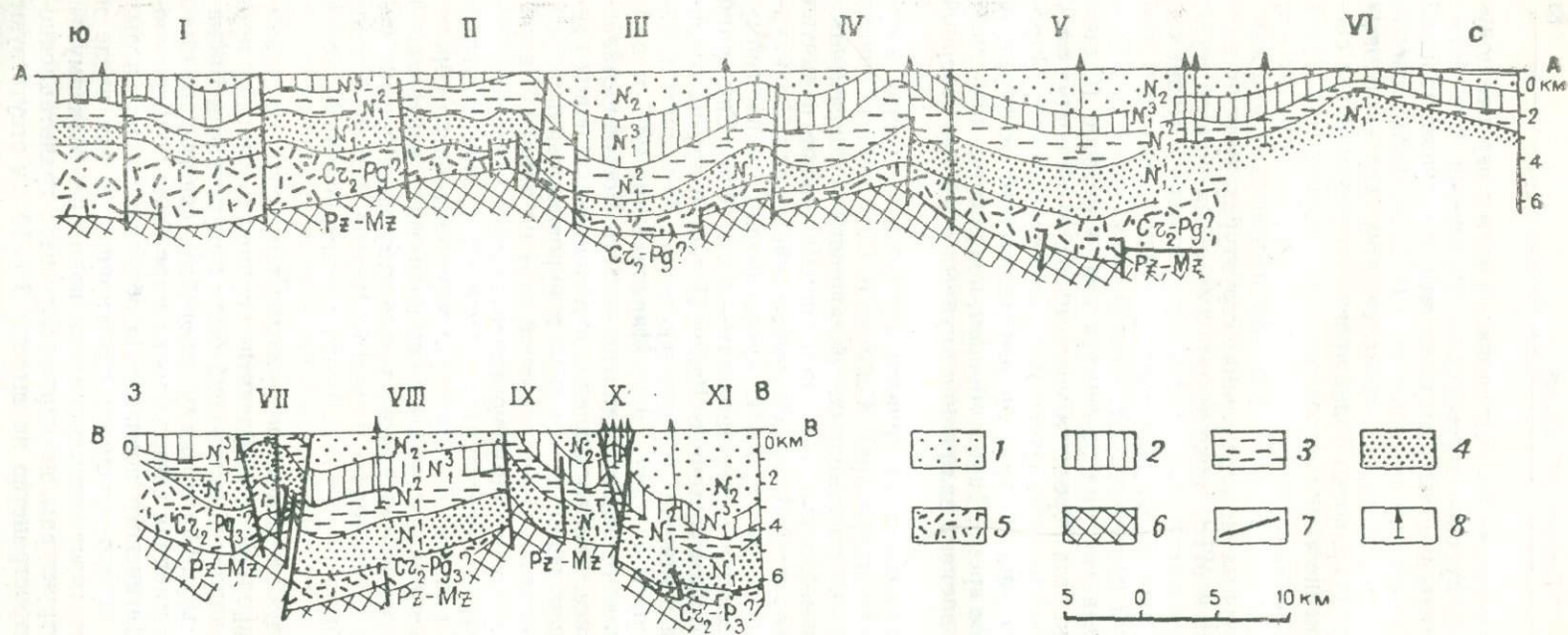


Рис. 4. Геологические разрезы через Северо-Сахалинскую зону (составлены В. Э. Кононовым, Ю. А. Троновым, В. В. Харахиновым и др. по геологическим и геофизическим данным). AA — продольный разрез по профилю Средний Ныш — Астрахановка; BB — поперечный разрез по профилю IX КМПВ

1 — плиоценовые отложения; 2 — верхний миоцен; 3 — средний миоцен; 4 — нижний миоцен; 5 — верхний мел — палеоген; 6 — верхний палеозой — мезозой; 7 — разломы; 8 — буровые скважины. Наименование структур: I — Нышский грабен; II — Аскасайская антиклинальная зона; III — Вальский грабен; IV — Средне-Лангрийское поднятие; V — Байкальский грабен; VI — Астрахановская антиклинальная зона; VII — Энгизпальское поднятие; VIII — Вальский грабен; IX — Оссойское поднятие; X — Паромайская антиклинальная зона; XI — Пильгунская синклиналь

и др., 1969) указывают на смену северо-западных простираний меридиональными и на разобшение Байкало-Чайвинского и Пильтун-Помырского прогибов на отдельные Пильтунский, Байкальский и другие прогибы. Структурный план Северного Сахалина приобрел в это время современные черты и в дальнейшем не менял своего рисунка, лишь усложняясь при продолжавшихся блоковых подвижках.

В конце плиоцена территория Северного Сахалина была вовлечена в поднятие. В четвертичное время произошла общая регрессия, но формирование ряда крупных структур еще продолжается, что доказывается увеличением мощности четвертичных отложений в депрессиях и резким сокращением ее на сводах антиклиналей, выраженностью складок и разломов в рельефе, приуроченностью к зонам разломов эпицентров землетрясений.

В современном структурном плане Северный Сахалин представляет собой, таким образом, складчато-блоковое сооружение, которое несет черты унаследованности и наложенности; крупные структуры северо-западного простирания унаследованы от мезозойского плана, а структуры меридионального и близкого к нему простирания являются наложенными.

Изучение основных структурных элементов Сахалина дает материал для выяснения тектонической зональности мезо-кайнозойского времени. Приведенные данные о мезозойских (доверхнемеловых) образованиях свидетельствуют о том, что территория острова входила в состав обширной раннемезозойской эвгеосинклинали, располагавшейся к востоку от Сихотэ-Алинской области, где формировались преимущественно миогеосинклинальные толщи. Осадконакопление происходило в условиях глубоководного моря или океана. Отметим большое сходство отложений набильской серии с отложениями францисканского комплекса и его аналогов на периферии Тихого океана, представляющими мезозойские океанические осадки (Бейли, Блейк, 1969). Возможно, что местами осадконакопление происходило непосредственно на океанической коре, фрагменты которой, представленные серпентинизированными перидотитами с линзами дунитов, габброндами и амфиболитами, выжатые вдоль зон глубинных разломов и превращенные в меланж, наблюдаются теперь в Набильском хребте и на п-ове Шмидта.

В середине мела, когда в Сихотэ-Алине началось замыкание мезозойских прогибов, миогеосинклинальная область была постепенно оттеснена на восток, в пределы Сахалина и Хоккайдо. Новообразованный Западно-Сахалинский прогиб представлял внешнюю зону молодой геосинклинали, во внутренней зоне — на востоке Сахалина и Хоккайдо — эвгеосинклинальное развитие продолжалось до конца мела. Из района Восточно-Сахалинских гор эвгеосинклинальная зона протягивалась в смежные части Северного Сахалина и п-ова Шмидта. Осадконакопление происходило в основном в глубоководных условиях: в Западно-Сахалинском миогеосинклинальном прогибе — на шельфе и отчасти, может быть, на континентальном склоне, но иногда и на суше. В развитии миогеосинклинального прогиба устанавливаются взаимосвязи с вулканическим поднятием, проходившим по границе с мезозоидами в краевой части материка. Вулканическое поднятие располагалось на востоке Сихотэ-Алиния и в прилегающей части Татарского пролива, а на севере захватывало также и западные районы Сахалина. Таким образом, тектоническая зональность позднемелового времени во многом напоминала современную, наблюдающуюся в ряде мест на периферии Тихого океана. Также выделялась линейная зона континентального вулканизма, сочетавшаяся с миогеосинклинальным прогибом; далее в сторону океана располагалась

эвгеосинклиальная область, отделенная поднятием от миогеосинклинали.

В Западно-Сахалинском прогибе погружения продолжались до конца кайнозоя (около 100 млн. лет), не прерываясь даже во время интенсивных тектонических движений в смежной области мезозой и во внутренней части геосинклинали. На востоке Сахалина в конце мела и в палеогене имели место интенсивные дислокации эвгеосинклиальных толщ, становление массивов гипербазитов, метаморфизация и внедрение небольших гранитоидных интрузий. В дальнейшем эта зона развивалась как крупное поднятие в геосинклиальной системе. В неогеновое время поднятие было осложнено несколькими наложенными впадинами и прогибами, которые выделяются и в современном структурном плане.

В Северо-Сахалинской зоне структурной перестройки в палеогене, по-видимому, не произошло и продолжалось развитие отдельных прогибов и поднятий, унаследованных с позднемелового времени. Для неогенового времени выявляется постепенное изменение структурного плана на фоне общего погружения территории. Эта часть кайнозойской геосинклиальной системы представляла собой широкую зону интенсивного прогибания, достаточно расчлененную и осложненную разломами. Осадконакопление происходило преимущественно в пределах шельфа, а в западных районах — нередко в прибрежно-морских и континентальных условиях. Основные источники сноса материала устанавливаются в материковой части Дальнего Востока. Неогеновые отложения в Северо-Сахалинской зоне и во впадинах Восточного Сахалина имеют миогеосинклиальный характер и во многом напоминают разновозрастные толщи Западно-Сахалинского прогиба. В неогеновое время территория Сахалина была удалена от океанической области, отделена от нее формирувавшейся системой островных дуг и желобов.

Таким образом, становление основных структурных элементов современного плана в разных зонах Сахалина происходило неодновременно. Развитие их было длительным. Для ряда складок в неогеновых отложениях также устанавливается длительное конседиментационное формирование. Однако основные дислокации в кайнозойских слоях, связанные с формированием складчатого сооружения, относятся к плиоцен-четвертичному времени. Местами эти дислокации весьма интенсивны, но нигде на Сахалине они не образуют настоящей складчатой структуры. Многочисленные геологические, геоморфологические и геофизические данные свидетельствуют о современном формировании складок в ряде районов, о значительных перемещениях по разломам, в том числе и перемещениях сдвигового характера (Гальцев-Безюк, 1969; Рождественский, 1969). По-видимому, орогенный этап развития продолжается на Сахалине до настоящего времени.

Тектоническая зональность, подобная сахалинской, наблюдается и в других приокеанических областях на периферии Тихого океана. Особенно хорошо сохранились мезо-кайнозойские миогеосинклиальные прогибы, длительно развивавшиеся на участках, пограничных между континентом и океаном. Такие прогибы выявляются в различных районах Восточной Азии и Америки (Тектоническая карта..., 1970; Меланхолина, 1973). Многие из них сочетаются с отрезками вулканических поясов, образуя как бы парные структуры. В зоне, расположенной ближе к Тихому океану, в пределах Корякского нагорья, Сахалина и Хоккайдо, Калимантана, Калифорнии, известны эвгеосинклиальные толщи, разновозрастные части разреза миогеосинклиальных зон. Они интенсивно дислоцированы, с образованием узких сжатых складок, с распространением в ряде мест надвиговых структур, зон меланжа, участков глауко-

фановых сланцев, тел гипербазитов. Формирование этого сложного структурного комплекса и превращение всей зоны в поднятие устанавливается в палеогене или в конце мелового времени. В неогеновое время поднятия были осложнены системой наложенных впадин и прогибов, как это выявлено на Сахалине, в Корякском нагорье, в Калифорнии и др. Неогеновые структуры Северного Сахалина, континентальной окраины Южной Калифорнии представляли собой широкие и расчлененные зоны интенсивных погружений. Сходство мезо-кайнозойских геосинклинальных структур в разных участках приокеанических областей позволяет подойти к их типизации. Хорошая сохранность этих структур по сравнению с более древними дает возможность изучить внутреннее строение мио- и эвгеосинклинальных зон, их взаимоотношения, соотношение с соседними областями мезозой и с современной геосинклинальной областью. Формирование складчатой структуры в ряде районов, по-видимому, может изучаться как современный процесс. Представляется, что дальнейшие работы на Сахалине и в сходных районах позволят достаточно полно разобрать вопросы заложения, развития и замыкания мезо-кайнозойских геосинклинальных прогибов на периферии Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексейчик С. Н. Схема тектонического районирования Сахалина. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1954.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Труды ВНИГРИ, вып. 217, 1963.
- Альперович И. М., Харахинов В. В., Чернявский Г. А. Изучение разломов Северного Сахалина по данным магнитотеллурического зондирования. «Геология нефти и газа», 1972, № 4.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. «Геотектоника», 1969, № 3, 4.
- Гальцев-Безюк С. Д. К вопросу о разрывных дислокациях Сахалина и о подвижках по ним в четвертичное время. Тр. ВНИГРИ, вып. 255, 1969.
- Гальцев-Безюк С. Д., Сычев П. М. О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория. «Геология и геофизика», 1963, № 3.
- Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
- Геология СССР. Т. XXXIII, ч. 1. Остров Сахалин. М., «Недра», 1970.
- Егоров А. Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалин. Докл. АН СССР, т. 175, № 6, 1967.
- Журавлев А. В. Характер унаследованности и наложенности тектонических процессов в разные периоды развития Хоккайдо-Сахалинской геосинклинали. В сб.: Минерально-сырьевые ресурсы Сахалинской области. Южно-Сахалинск, 1970.
- Зытнер И. Я., Ковтунович Ю. М., Табояков А. Я., Тихомиров В. М. Тектоника, магматизм и размещение рудных полезных ископаемых острова Сахалин. В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964.
- Капица А. А. Доверхнемеловые отложения Сахалина. В кн.: Унифиц. страт. схемы Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат. 1961.
- Капица А. А. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование. Труды ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части советского Дальнего Востока. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Лившиц М. Х. Новые представления о тектонике острова Сахалин в свете геофизических данных и некоторые соображения о его газонефтеносности. «Геология и геофизика», 1963, № 6.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Тараканов Р. З., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Труды ГИН АН СССР, вып. 168, 1967.
- Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. Труды ГИН АН СССР, вып. 244, 1973.

- Мельников О. А. Основные структурные элементы Сахалина. Труды СахКНИИ, вып. 18, 1968.
- Мельников О. А., Мишаков Г. С., Владимиров А. С. О характере кайнозойских тектонических движений на Сахалине и Хоккайдо. Тр. СахКНИИ, вып. 21, 1969.
- Метаморфические комплексы острова Сахалин. Труды СахКНИИ, вып. 22, 1969.
- Милашин А. П. Новые данные о тектонике Сахалина. В сб.: «Геология и геохимия», № 3, (IX). Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. В кн.: Мат. по геол., пол. иск. и минералогии южной части Дальнего Востока. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пащенко Л. Е. Нижний палеозой и протерозой на острове Сахалин. Докл. АН СССР, т. 118, № 3, 1958.
- Пушаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1964.
- Рождественский В. С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. «Геология и геофизика», 1966, № 3.
- Рождественский В. С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор. Докл. АН СССР, т. 187, № 1, 1969.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Русаков Д. Ф. Морфология и возможные способы образования третичных складчатых структур на Сахалине. Труды ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Русаков Д. Ф., Мавринский Ю. С., Брутман В. Ш. Геолого-структурное районирование о-ва Сахалин. «Советская геология», 1967, № 12.
- Салун С. А. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина. Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 5. М., «Недра», 1965.
- Смехов Е. М. Геологическое строение о-ва Сахалин и его нефтегазоносность. Труды ВНИГРИ, спец. серия, вып. 6, 1953.
- Смирнов А. М. О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Камчатки и Сахалина. В кн. «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса». М., «Наука», 1964.
- Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1 : 10 000 000. Ред. Пушаровский Ю. М., Удинцев Г. Б. М., Изд. ГУГК, 1970.
- Фирсов Л. В., Добрецов Н. Л. Возраст глаукофанового метаморфизма северо-западной части Тихоокеанского обрамления. Докл. АН СССР, т. 185, № 4, 1969.
- Шуваев А. С. Стратиграфия верхнемеловых отложений и история геологического развития о-ва Сахалин в позднемеловую эпоху. Автореф. канд. дисс. М., 1969.

Е. Б. Бельтнев, И. А. Плотников

ОСОБЕННОСТИ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ПРИАМУРЬЯ

Исключительное разнообразие структурных элементов Приамурья обусловлено его длительным многоплановым геотектоническим развитием. Здесь проявлены протогеосинклинальный, протоплатформенный, платформенный, полициклический геосинклинальный и орогенный этапы развития земной коры, а также процессы тектоно-магматической активизации. Главнейшими элементами структуры Приамурья (рис. 1) являются: юго-восточное окончание Сибирской платформы, глыбовая зона Становика-Джугджура, Восточно-Азиатская геосинклинально-складчатая область, Восточно-Азиатский вулканогенный пояс и протяженные глубинные разломы.

На севере Приамурья (рис. 2) расположена юго-восточная окраина древней Сибирской платформы. В ее состав входят архейский Алданский щит, раннепротерозойский Маймаканский выступ, Улканский прогиб и Майская впадина. Платформа имеет трехъярусное строение. Фундамент ее сложен гнейсами и кристаллическими сланцами, сформированными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Большое значение в его строении имеют гранитоиды анатектоидного происхождения и прорывающие их разновозрастные интрузии преимущественно кислого состава. Для метаморфид характерен повсеместно выраженный линейно-купольный тип пликативных дислокаций, ориентированных главным образом в северо-северо-западном направлении в архейских структурах и в близширотном — в раннепротерозойских.

Промежуточный ярус — среднепротерозойские отложения, главным образом вулканогенной улканской и осадочной учурской серий — достигает суммарной мощности 5000 м. Эти отложения выполняют сравнительно узкий Улканский прогиб, расположенный в зоне сочленения архейского и раннепротерозойского фундамента платформы. Осадки в прогибе дислоцированы с углами наклона слоев в 15—25°. Верхний ярус — собственно чехол платформы — составлен терригенно-карбонатными формациями верхнепротерозойского и нижнепалеозойского возраста, залегающими практически горизонтально. И только в вало- и куполообразных структурах слои имеют наклон в первые единицы градусов. К валообразным поднятиям тяготеют мезозойские сиедито-диоритовые интрузии. С мезозойскими движениями связано образование в пределах платформы наложенных впадин и приразломных прогибов, которые заполнены юрскими и нижнемеловыми континентальными угленосными отложениями, деформированными в пологие брахиморфные и сундучные складки, усложненные вдоль линий разломов.

Глыбовая зона Становика-Джугджура консолидировалась в раннем протерозое. Совместно со структурами Маймаканского выступа она служит раннепротерозойским складчатым обрамлением Алданского щита. От Сибирской платформы глыбовая зона отделена Становым разломом,

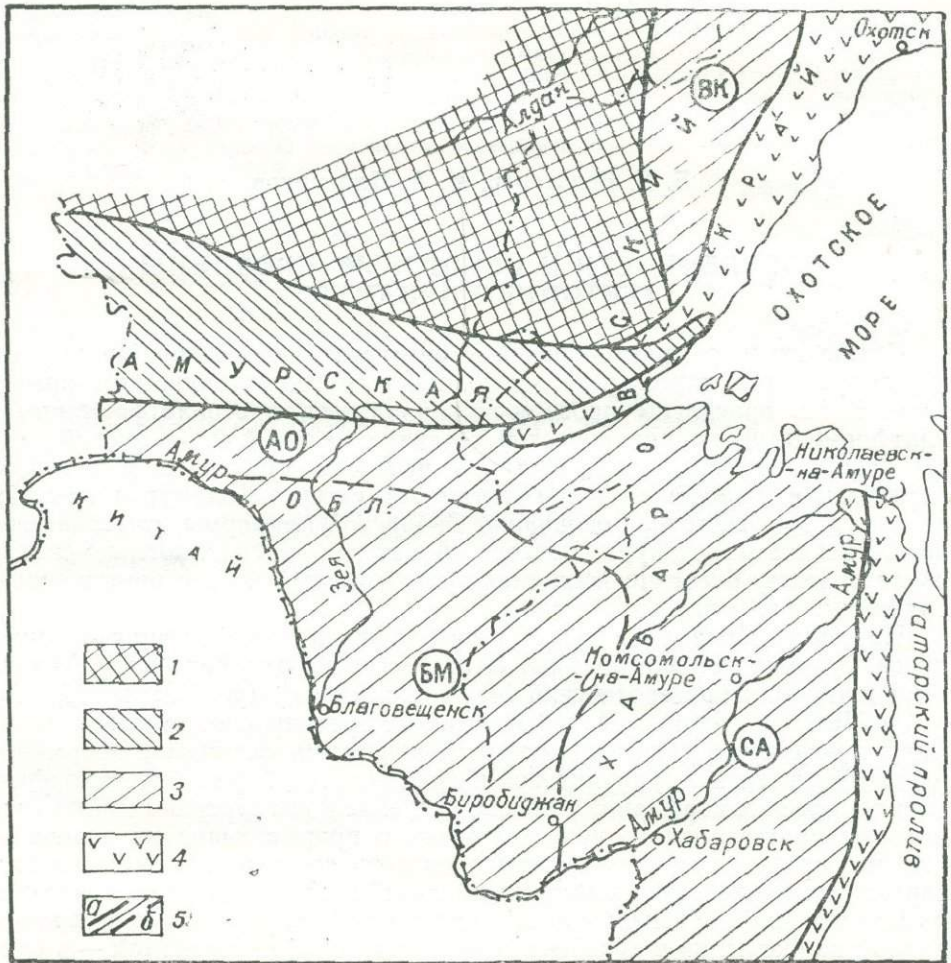


Рис. 1. Схема тектоники Приамурья

1 — Сибирская платформа; 2 — глыбовая зона Становика-Джугджура; 3 — Восточно-Азиатская геосинклинально-складчатая область; БМ — Буренский массив, АО — Амуро-Охотская складчато-глыбовая ветвь, СА — Сихотэ-Алинская ветвь, ВК — Верхояно-Колымская складчатая ветвь. 4 — Восточно-Азиатский вулканогенный пояс; 5 — границы тектонических элементов: а — между главнейшими структурами; б — между структурами, составляющими Восточно-Азиатскую геосинклинально-складчатую область

выраженным широкими зонами рассланцованных и диафортированных пород. Принципиально новым является разделение зоны на глыбовые поднятия и погружения. В первых из них архейские образования, метаморфизованные первоначально в гранулитовой фации, претерпели регрессивный раннепротерозойский метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Только глыбам архея присущи крупные интрузивы архейских анортозитов и габбро-анортозитов; гранитоидный магматизм идентичен таковому Алданского щита. Глыбовые погружения выполнены нижнепротерозойскими породами, прогрессивно метаморфизованными

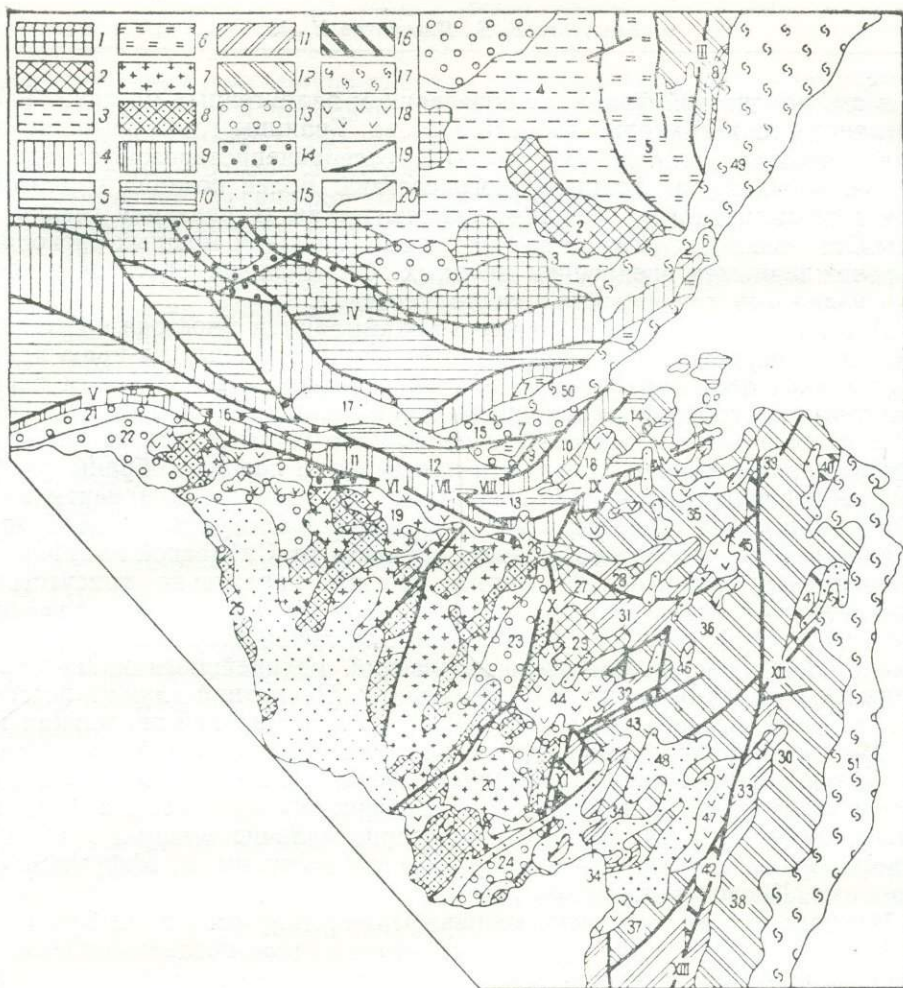


Рис. 2. Карта структурного районирования Приамурья

1 — щит, 2 — выступы фундамента, 3 — платформенный чехол, 4 — глыбовые поднятия, 5 — глыбовые погружения, 6 — перикратонные прогибы, 7 — гранитная основа массива, 8 — ксенолиты фундамента и кровли, 9 — горст-антиклинории, 10 — грабен-синклинории, 11 — антиклинории, 12 — синклинории, 13 — наложенные прогибы, 14 — приразломные прогибы, 15 — кайнозойские впадины, 16 — приразломные поднятия, 17 — ветви Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, 18 — внутренние вулканические зоны, 19 — разломы, 20 — границы структур

Названия структур (цифры). Сибирская платформа: 1 — Алданский щит, 2 — Маймаканский выступ, 3 — Улканский прогиб, 4 — Майская впадина. Зона переходной складчатости (перикратонные прогибы): 5 — Юдомо-Майский, 6 — Аянский, 7 — Шевлинский. Верхояно-Колымская ветвь: 8 — Билякчанский выступ. Амуро-Охотская ветвь: 9 — Баладецкий выступ. Горст-антиклинории: 10 — Джагдинский, 11 — Тукурингрский. Грабен-синклинории: 12 — Ланский, 13 — Тугурский, 14 — Торомский. Прогибы: 15 — Зейско-Удский, 16 — Ундытканский; 17 — Верхне-Зейская впадина, 18 — Селитканская вулканическая зона. Буреинский массив, блоковые антиклинории: 19 — Октябрьский, 20 — Мало-Хинганский. Наложенные прогибы: 21 — Омутнинский, 22 — Верхне-Амурский, 23 — Буреинский, 24 — Урмийский, 25 — Суходинский; 26 — Умлекано-Огоджинская вулканическая зона. Сихотэ-Алинская ветвь, выступы фундамента: 27 — Софийский, 28 — Кербинский, 29 — Сулудский, 30 — Анойский. Антиклинории: 31 — Ниланский, 32 — Баджалский, 33 — Центрально-Сихотэ-Алинский, 34 — Хабаровский. Синклинории: 35 — Амгунский, 36 — Горинский, 37 — Западно-Сихотэ-Алинский, 38 — Восточно-Сихотэ-Алинский. Приразломные поднятия: 39 — Соминское, 40 — Орельское, 41 — Киселевское, 42 — Хорское; 43 — Курский приразломный прогиб. Вулканические зоны: 44 — Баджалская, 45 — Эвурская, 46 — Комсомольская, 47 — Западно-Сихотэ-Алинская; 48 — Средне-Амурская впадина. Ветви Восточно-Азиатского вулканогенного пояса: 49 — Охотская, 50 — Удская, 51 — Приморская. Главнейшие разломы: I — Нельканский, II — Улахан-Бамский, III — Вилякчанский, IV — Становой, V — Северо-Тукурингрский, VI — Южно-Тукурингрский, VII — Ланский, VIII — Улигданский, IX — Тугурский, X — Тастахский, XI — Куканский, XII — Амурский, XIII — Центрально-Сихотэ-Алинский.

ми в амфиболитовой фации, с образованием палингенных массивов плагиогранитного и гранодиоритового состава. Границы глыб проходят по зонам крупных разломов, по которым в послераннепротерозойское время внедрялись интрузии гранитоидного состава. Более поздняя палеозойская и раннемезозойская тектоно-магматическая активизация глыбовой зоны Становика-Джугджур выражена образованием мощных расколов, сопровождавшихся внедрением крупных гранитоидных массивов и местами излиянием лав среднего и кислого состава.

Древнейшие структуры Приамурья окаймляются с востока и юго-востока зоной переходной складчатости. В сформированных на краю древних жестких структур Юдомо-Майском, Аянском и Шевлинском перикратонных прогибах формационный состав выполнения близок платформенному чехлу. Но мощность его превышает 12 000 м, разрез наращивается верхами нижнего и средним палеозоем, и породы собраны в крутые гребневидные антиклинали и широкие синклинали. Фрагменты аналогичного прогиба известны и много западнее, в бассейне р. Джелтулак.

Юдомо-Майский прогиб отделен с запада от Сибирской платформы Нельканским надвигом. Для этого прогиба характерно присутствие в разрезе послынных интрузий позднепротерозойских и среднепалеозойских диабазов, флексурных и коробчатых дислокаций при широком развитии надвиговых и сбросовых нарушений, крупнейшими из которых являются Улахан-Бамский и Билякчанский. Последний служит восточной границей прогиба. Аянский прогиб, непосредственно продолжая на юг Юдомо-Майский, отличается от него более интенсивной дислоцированностью нижне- и среднепалеозойских отложений и обилием палеозойских и мезозойских интрузивов. Для Шевлинского прогиба, расположенного к юго-западу от Аянского, характерно наличие мощных кембрийско-ордовикских толщ, составленных карбонатными и эффузивными породами. Дислоцированы они слабо.

Наличие краевых структур по периферии платформы и глыбовой зоны Становика-Джугджур указывает, что в начале послераннепротерозойского времени Алданский щит и его складчатое обрамление слагали фундамент единого платформенного сооружения. Граница платформы, безусловно, проходила южнее Станового разлома, а в пределах глыбовой зоны какое-то время накапливался платформенный чехол. Это подтверждается увеличением мощности чехла в Майской впадине к югу и присутствием в пределах зоны Становика-Джугджур платформенных карбонатно-терригенных формаций, сохранившихся от эрозии в приразломных впадинах. Учитывая сказанное, ряд геологов при тектонических построениях включает в состав Сибирской платформы и ранние протерозойские Становика-Джугджур. Данная точка зрения отражена на тектонической карте СССР масштаба 1:2 500 000. Однако насыщенность глыбовой зоны Становика-Джугджур постскладчатыми протерозойскими, палеозойскими и особенно мезозойскими интрузиями свидетельствует о тектонической мобильности этой структуры, поэтому включение ее в состав платформы нецелесообразно. Палеотектонические построения показывают, что с момента заложения Восточно-Азиатской геосинклинали в среднем или позднем протерозое глыбовая зона являлась ее краевой геоантиклиналью. На протяжении длительного времени, до раннего мела включительно, эта структура претерпевала неоднократное дробление, сопровождавшееся внедрением колоссальных масс интрузивных образований. Испытывая длительное воздымание, она являлась источником сноса обломочного материала в прогибы Восточно-Азиатской подвижной области. Поэтому вполне справедливо мнение, что масштабы послераннепротерозойской тектонической переработки глыбовой

зоны Становика-Джугджура сделали ее несомоставимой с платформенными структурами и приблизили к зонам геосинклинального развития.

На северо-восток от Юдомо-Майского прогиба расположено южное окончание Яно-Колымской складчатой системы, сформированной на месте одноименной геосинклинали. Поздние палеозойды — ранние мезозойды сложены в основном терригенными, менее — карбонатными, вулканогенными, кремнистыми породами. Они собраны в сложные линейные складки близмеридионального направления и интродированы ранне- и поздне меловыми гранитоидами. В юго-восточной части этой структуры выступает древний фундамент Охотского массива (Билякчанский выступ), большей частью закрытого меловыми и палеогеновыми вулканитами Охотской ветви вулканогенного пояса. В этой ветви вулканиты среднего и кислого состава дислоцированы в пологие брахиморфные и сундучные складки.

Считалось, что на Дальнем Востоке к югу от ранних протерозойд Становика-Джугджура, срезанных Северо-Тукурингским (Монголо-Охотским) разломом, располагаются две разновозрастные складчатые системы: Монголо-Охотская широтная и более молодая Сихотэ-Алинская субмеридиональная, ориентированные поперек структур первой из них. С установлением в хребтах Джагды и Соктахан геосинклинальных толщ верхнего палеозоя и мезозоя, а в Сихотэ-Алине — среднего палеозоя становится очевидным, что эти системы являются ветвями единой подвижной области. Они были заложены одновременно и развивались синхронно до среднего мезозоя на севере, западе и юге, в то время как на востоке полициклическое развитие геосинклинали продолжалось до позднего мела включительно. Таким образом, на Дальнем Востоке выделяется единая Восточно-Азиатская подвижная область, в пределах которой Буреинский массив, расположенный в Верхнем и Среднем Приамурье, разделяет складчато-глыбовую и складчатую ветви: широтную Амуро-Охотскую и северо-восточную Сихотэ-Алинскую. С первой из них Буреинский массив граничит по зоне Южно-Тукурингского разлома, со второй — по Тастахскому и Куканскому разломам. Западная и южная границы массива не определены.

Северо-Тукурингский структурный шов трассируется мезозойскими и мезо-кайнозойскими структурами, относящимися уже к Амуро-Охотской складчато-глыбовой ветви. Сюда входят наложенный Зейско-Удский и приразломный Ундытканский прогибы с юрско-нижнемеловыми континентальными отложениями и вулканитами, а также Верхне-Зейская впадина, выполненная в основном континентальными образованиями. К пограничным структурам относится и Удская ветвь вулканогенного пояса, сложенного раннемезозойскими вулканитами, прорванными интрузиями умеренно кислого и среднего состава. В целом простые пологие складки в отложениях перечисленных прогибов иногда резко усложнены по периферии вдоль разломов. Простираение структур согласуется в большинстве с направлением разломов.

В строении Амуро-Охотской складчато-глыбовой ветви участвуют образования нижнепротерозойского, нижнепалеозойского, ниже-среднепалеозойского и верхнепалеозойско-нижнемезозойского возраста. Они слагают соответственно Баладекский выступ фундамента, Джагдынский и Тукурингский горст-антиклинории, Тугурский и Ланский грабен-синклинории, ограниченные Улигданской, Тугурской и более мелкими зонами разломов. В пределах этих структур верхнепротерозойские и палеозойские карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения, метаморфизованные частично в условиях зеленосланцевой фации, собраны в сложные линейные складки субширотного, северо-западного и севе-

ро-восточного простирания и несогласно перекрыты верхнетриасово-нижнемеловыми породами Торомского прогиба и меловыми вулканитами Селитканской вулканической зоны.

Интрузии в этой ветви распространены ограниченно. Они представлены разновозрастными породами ультраосновного, основного, среднего и кислого состава: архейского и раннепалеозойского возраста в Баладекском выступе, средне-позднепалеозойского — в Тукурингском горст-антиклинории и Тугурском грабен-синклинории и раннего и позднего мела — соответственно на западе и востоке складчато-глыбовой ветви.

Специфической структурой Восточно-Азиатской складчатой области является Буреинский массив, граничащий на севере с Амуро-Охотской, а на востоке — с Сихотэ-Алинской ветвями Восточно-Азиатской геосинклинально-складчатой области. Южно-Тукурингская, Тастахская и Куканская зоны краевых разломов выражены на поверхности почти на всем протяжении узкими интрузивами габбро-диорит-плагиигранитного состава, полями даек и покровами эффузивов Умлекано-Огоджинской и других вулканических зон. Докембрийские и нижнепалеозойские породы массива переработаны крупными интрузиями палеозойских и частично мезозойских гранитоидов и являются, по существу, разбросанными ксенолитами, имеющими различную величину и возраст. Простирание сложной и просто построенных складчатых структур внутри ксенолитов фундамента и остатков кровли интрузий в грубых чертах согласуется с внешними контурами массива, изменяясь от меридионального на юге, через северо-восточное до северо- и юго-западного на севере.

Буреинский массив в современном виде — это эпипалеозойская платформа трехъярусного строения. В прогибах на кристаллическом фундаменте (нижний ярус) ее, начиная с позднего триаса до раннего мела включительно, формировались морские, параличские, континентальные, часто угленосные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Они составляют средний структурный ярус, имеют углы наклона слоев до 15—25° и выполняют Ушумунский, Белогорский, Лермонтовский*, Екатеринославский и другие прогибы, ориентированные перпендикулярно северному ограничению массива. Верхний ярус — собственно платформенный чехол — составлен верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми континентальными, местами угленосными отложениями, лежащими практически горизонтально. Платформенное строение массива подчеркивается краевыми структурами, сформированными по его периферии. Это Урмийский, Буреинский, Омутнинский и Верхне-Амурский прогибы. По своему структурному положению на краю жесткого сооружения, присутствию вулканитов, повышенной карбонатности пород, характеру складчатости, промежуточной между геосинклинальной и платформенной, они имеют много общего с перикратонными прогибами на докембрийских структурах востока Азии.

Вопрос о внутреннем строении и времени формирования Буреинского массива, как жесткой структуры, исключительно сложен. И существующее представление ряда геологов о том, что это срединный массив, сформированный байкальскими движениями, нельзя признать обоснованным.

Наличие краевых структур, заложенных в силуре и развивавшихся до начала раннего карбона и среднего триаса, указывает, что отдельные части массива были консолидированы в раннем палеозое, после завершения каледонских складчатых движений. Подтверждением этому служит наличие карбонатно-терригенных осадков эпиконтинентального мо-

* На рис. 2 не показаны.

ря в Гонжинском* и Мамыньском* выступах Октябрьского блока. Они имеют силурийский и девонский возраст, сокращенную мощность и сравнительно слабо дислоцированы. Вместе с тем приращение эвгеосинклинальных палеозойских структур к границам массива под острым углом на севере, в бассейне р. Селемджи, и почти перпендикулярно на востоке, в бассейне р. Буреи, указывает, что в палеозое значительная часть этого сооружения испытывала глубокое погружение. Присутствие эвгеосинклинального среднего палеозоя в Сухотинском прогибе, исключительно большая мощность (до 6000 м) силура по рр. Зее и Норе свидетельствуют о существовании в палеозое в приамурской части Буреинского массива глубокого прогиба, разделяющего Октябрьский и Мало-Хинганский блоковые антиклинории ранней консолидации. И только после инверсии в этом прогибе, сопровождавшейся внедрением колоссальных масс средне- и позднепалеозойских гранитоидов, Буреинский массив был спаян в единую жесткую структуру. Начиная с поздне триасового времени, по ее периферии вновь стали закладываться уже мезозойские краевые структуры Буреинского и Верхне-Амурского прогибов и начал формироваться платформенный чехол. Таким образом, даже беглое рассмотрение строения и истории развития Буреинского массива свидетельствует, что проблема классификации подобных структур еще не разработана. По терминологии А. Л. Яншина, ему присущи черты сложного «блокового антиклинория», «массива ранней консолидации», но не срединного массива, так как формирование Буреинского массива в до-мезозойское время шло параллельно с полициклическим развитием подвижной области.

Несомненный интерес представляют краевые структуры, обрамляющие жесткие блоки. Они закладывались одновременно с внутренними прогибами соседних геосинклиналей и развивались параллельно с ними. Так, Юдомо-Майский, Аянский и Шевлинский прогибы были заложены синхронно с возникновением наиболее ранних внутренних погружений Восточно-Азиатской геосинклинали. Замыкание первого из них связано с каледонскими движениями, в то время как развитие Аянского и Шевлинского прогибов продолжалось до раннего карбона. На площади последнего уже в мезозое начал формироваться Зейско-Удский прогиб. Омутнинский и Урмийский прогибы возникли на каледонском основании, а замыкание их вызвано соответственно ранне- (Омутнинский) и позднегерцинскими (Урмийский) движениями. Мезозойский этап полициклического развития Восточно-Азиатской подвижной области ознаменовался формированием верхнетриасово-меловых Буреинского и Верхне-Амурского прогибов.

Превращение отдельных частей массива (Мало-Хинганский блок) в ядра ранней консолидации подчеркивается обрамлением их с востока позднепалеозойскими и раннемезозойскими складчатыми поясами, возникшими на месте краевых антиклиналей Сихотэ-Алинской подвижной ветви. Этот процесс легко читается на мелкомасштабных геологических картах и дополнительных комментариях не требует.

Как уже указывалось, сочленение Сихотэ-Алинской складчатой ветви с Буреинским массивом происходит по сложной системе краевых разломов (Куканский, Тастахский и др.), перекрытых в центральной части вулканитами Баджалской зоны. С другой стороны, система краевых разломов (Приморская* зона), контролирует вулканогенный пояс, который отделяет мезозойды Сихотэ-Алиния от кайнозойских структур о. Сахалин. Четкой границы между Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской вет-

* На рис. 2 не показаны.

виями нет. В месте их сочленения складчатые структуры обеих ветвей становятся параллельными, а разновозрастные мезозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные формации Сихотэ-Алиния постепенно замещаются терригенными молассоидными формациями Амуро-Охотской складчато-глыбовой ветви.

В составе Сихотэ-Алинской ветви выделяются Ниланский, Баджалский, Хабаровский и Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинории; Амгунский, Горинский, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский синклинории; Хорское, Киселевское, Орельское, Сомнинское приразломные поднятия; Курский приразломный прогиб; Приморская ветвь вулканогенного пояса; Баджалская, Комсомольская, Эвурская, Западно-Сихотэ-Алинская вулканогенные зоны; Средне-Амурская и локальные Нижне-Амурские * впадины.

В строении антиклинориев и доваланжинской части синклинориев участвуют вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи соответственно палеозойского и мезозойского возраста. Как правило, в ядрах антиклинориев выступают метаморфизованные образования комплекса основания (Кербинский, Софийский, Сулукский и Анюйский выступы фундамента), окруженные аспидной, вулканогенно-кремнисто-терригенной и терригенной формациями палеозойского и раннемезозойского возраста. В антиклинориях и синклинориях породы сложно дислоцированы в линейные складки северо-восточного простирания с отклонением в Ниланском, Баджалском антиклинориях и Амгунском синклинории до северо-западных и субширотных. Терригенные флишеидные толщи, участвующие в строении средне- и позднемезозойских структурных комплексов синклинориев, дислоцированы неравномерно, но в том же плане. Сочленение антиклинориев и синклинориев в ряде мест происходит по структурным швам, но в большинстве случаев крупные разломы между ними отсутствуют.

Куканский, Курский, Амурский, Центрально-Сихотэ-Алинский и другие разломы, разделяя различные структурно-формационные зоны, контролировали размещение приразломных прогибов и поднятий, палеозойские, мезозойские и кайнозойские интрузивные и вулканоплутонические образования. Для приразломных прогибов, при их небольших размерах характерны большие мощности отложений и присутствие в них туфогенного материала. В поднятиях как правило выступают метаморфические образования на юге и метаморфизованные тектониты — на севере. Последние представлены спилитами, кремнями, карбонатными и терригенными породами.

Характерными структурами Сихотэ-Алиния являются позднемезозойско-кайнозойские и кайнозойские впадины, заполненные слабо диагенезированными и рыхлыми осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями.

Сихотэ-Алинская геосинклиналь заложилась на гетерогенном фундаменте. Судя по физическому полю, фундамент геосинклинали к югу от линии Комсомольск-на-Амуре — Советская Гавань относится к континентальному типу. Это подтверждается также выходом в Анюйском выступе гранитизированных метаморфид комплекса основания протерозойско-нижнепалеозойского возраста. Формационный состав отложений, выступающих в Сомнинском, Орельском и Киселевском поднятиях, позволяет предполагать заложение северной части Сихотэ-Алинской геосинклинали на коре океанического или переходного типа. Для севера складчатой ветви характерны положительные аномалии Буге и резко повы-

* На рис. 2 цифрами не указаны.

шенная по сравнению с югом основность магматических формаций, а также высокие петромагнитные характеристики пород.

В истории развития Сихотэ-Алиня выделяются геосинклиальные (силур — поздняя пермь, поздний триас — валанжин), орогенные (поздняя пермь — средний триас, готерив — поздний мел) и посторогенный (палеоген — антропоген) этапы. Раннегеосинклиальные прогибы силурійско-позднепермского возраста характеризуются накоплением вулканогенно-кремнистой, аспидной, терригенной сероцветной и рифогенной формаций при резком расчленении фундамента геосинклинали на протяженные трог и поднятия. Приразломные зоны на границах поднятий в Центральном-Сихотэ-Алинском, Баджалском и Ниланском антиклиналях фиксируются формированием существенно вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций. Внутренние поднятия выделяются по увеличению роли терригенно-карбонатных осадков, их сокращенным мощностям и протяженным рифовым постройкам.

На позднюю пермь падает переломный этап. С этого времени по средний триас включительно произошло замыкание прогибов внешней зоны, сопровождаемое интрузиями кислого состава. На данный рубеж пришлось формирование паралической терригенной молассы, выполняющей межгорные впадины, и излияния андезитов и других вулканитов контрастной базальт-липаритовой формации. В прогибах внутренней зоны геосинклинали осадконакопление происходило без заметных переывов.

Нисходящие движения следующего геотектонического этапа вызвали в позднем триасе обширную трансгрессию. С активизацией разломов связано развитие внутренних и внешних прогибов, первые из которых заполнялись образованиями преимущественно вулканогенно-кремнисто-терригенной, а вторые — терригенной формаций с элементами флиша в юре. В позднюрскую эпоху частная инверсия охватила внешнюю зону, прогибы которой, смещаясь к востоку, заполнялись вулканогенно-кремнисто-терригенными формациями по фронту перемещения и флишоидными, частью паралическими отложениями в их тыловых частях. Завершение развития раннегеосинклиальных прогибов позднего этапа приходится на валанжинский век. Регрессивный характер разреза этих отложений свидетельствует о преобладающей роли восходящих движений.

Процессы, характеризующие начало орогенного этапа, достигли кульминации в раннеготеривское время. Кратковременные, но интенсивные движения в раннем готериве вызвали регрессию и напряженную складчатость триасово-валанжинских отложений и внедрение интрузий гипербазит-габбро-гранитового ряда формаций (по Э. П. Изоху). Раннеготеривские движения явились переломным моментом в меловой истории региона, ибо после них морское и континентальное осадконакопление происходило на фоне интенсивной субаэральной магматической деятельности. На протяжении орогенного этапа, до позднего мела включительно на востоке Сихотэ-Алиня существовали остаточные прогибы, которые заполнялись вначале флишоидными осадками, а затем терригенной и вулканогенной молассой. Местные размыты и несогласия в разрезах мела свидетельствуют о дифференцированном развитии остаточных прогибов; частые структурные перестройки фиксируются интрузиями высокоглиноземистых гранитов и диорит-гранодиоритовой формации. Замыкание прогибов происходило неодновременно, что обусловило «скользящий» возраст интрузий.

Посторогенный этап характеризуется развитием двух типов структур: вулканических зон, являющихся частями Приморской ветви

вулканогенного пояса, с одной стороны, и кайнозойских грабенов — с другой. Пространственное расположение вулканогенных сооружений определяется региональными разломами между разновозрастными структурами, в то время как грабенообразование происходило в пределах мезозойской эры, в центральных частях и на крыльях сводовых поднятий. Вулканогенные сооружения представляются либо серией изолированных, либо вытянутых в виде непрерывной цепи вулканотектонических структур, образованных продуктами кислого, среднего и основного состава повышенной щелочности. Магматические процессы в вулканогенных структурах Сихотэ-Алиня протекали, не прерываясь во времени, но проявляясь асинхронно на различных участках с различным составом магматических продуктов. Грабенообразование, начавшись в начале палеогена (Переяславский* и др. грабены), достигло апогея в эоцене и олигоцене (Эворон-Чукчагирский*, Тугуро-Нимеленский* и др. грабены). Они заполнялись аллювиально-лимническими отложениями; с эоцена осадконакопление в грабенах сопровождалось периодическими проявлениями основного магматизма. В пределах грабенов и их обрамления выделяются три вспышки магматической деятельности: эоценовая (кузнецовская свита, ее аналоги), миоценовая (кизинская свита, ее аналоги) и плиоцен-раннеантропогеновая (совгаванская свита, ее аналоги). Вехой кайнозойской истории является миоценовый рубеж, когда грабенообразование сменилось опусканиями обширных участков (Средне-Амурская впадина и др.). В миоцен-антропогеновое время произошла кайнозойская трансгрессия, на которую указывают остатки морской травы в туфах кизинской свиты, прослеживание (по геофизическим данным) вулканогенных сооружений Приморской ветви вулканогенного пояса в акватории Охотского моря, продолжение речных долин материка в рельефе дна Охотского моря и ингрессия его в пониженные участки суши (зал. Николая и др.).

Итак, складчатая структура Сихотэ-Алиня возникла в результате тектонических движений, проявившихся в поздней перми, среднем триасе, готериве и позднем мелу. Формирование ее во времени и пространстве происходило за счет консолидации краевых поднятий, при миграции геосинклинальных прогибов к востоку и северу. Складчатые структуры Сихотэ-Алинской ветви представляются в виде двух развернутых вееров с широким развитием надвигов на крыльях опрокинутых складок, разделенных крупным разломом.

Анализ геологических и геофизических материалов показывает, что в областях домезозойской и мезозойской консолидации постскладчатые тектонические напряжения в палеозойскую и мезозойскую эры разрешались в основном вертикальными перемещениями разновеликих блоков. Глубокие расколы, ограничивающие эти блоки, на поверхности фиксируются вулканогенными поясами и зонами, а в физическом поле выражаются интенсивными гравитационными ступенями, сериями субпараллельных полосовых и линейных магнитных аномалий, вызванных трещинными телами магматических пород основного и среднего состава. Эволюция коры происходила в сторону ее гранитизации и в образовании сводовых поднятий. В кайнозойскую эру, наряду с вертикальными движениями, нашли отражение также и горизонтальные. Растягивающие усилия привели к образованию грандиозной системы грабенов, прослеживающихся в пределах Приамурья более чем на 900 км — от устья р. Сунгари на юге до Ульбанского залива Охотского моря на севере. Система грабенов Приамурья может быть сравнима с рифтовыми струк-

* На рис. 2 не показаны.

турами. Наиболее сложно построена среднеамурская часть системы. В ней грабены северо-восточного простирания (Переяславский, длиной 150 км, при ширине 7 км и глубине 2 км) и другие ему подобные чередуются со столь же протяженными горстами. Приблизительно на линии Комсомольск-на-Амуре — Советская Гавань северо-восточное направление системы меняется на меридиональное, а сама система в нижнеамурской ее части представлена кулисно расположенными грабенами и горстами. По существующей классификации для рифтов, система может быть разделена на две части: среднеамурскую, в которой развиты вулканические типы, и нижнеамурскую — с невулканическим типом. Положительные аномалии поля силы тяжести в пределах системы не позволяют отрицать процессы раздвигания блоков коры в окраинной части материка.

Вопрос о характере границы между Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской ветвями требует специального рассмотрения. К изложенному ранее следует добавить, что геологическим картированием установлена постепенная смена северо-северо-восточных простираний на юге Сихотэ-Алиния северо-восточным и широтным — на севере и в Нижнем Приамурье. Таким образом, в бассейнах рр. Амгуни, Тугура и в верховьях р. Бурен, где происходит сочленение Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской ветвей, какого-либо структурного несогласия как между палеозойскими, так и мезозойскими образованиями нет. Больше того, отсутствие формационных различий в структурах, находящихся вблизи сочленения ветвей, приводило к тому, что при тектоническом районировании ряд авторов (Геология СССР; Геологическое строение...; Красный, 1959; Красный, 1960; Нагибина, 1963) одни и те же структуры (Ниланский антиклинорий, Амгунский, он же Ульбанский, синклиорий и др.) включали то в состав Амуро-Охотской, то Сихотэ-Алинской ветвей.

Палеотектонические построения показывают, что в среднем палеозое блоковый антиклинорий Малого Хингана прослеживался далеко на северо-восток и служил разделом эвгеосинклинальных прогибов Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской областей. В его пределах формировались геоантиклинальные ниже-среднедевонские карбонатно-терригенные, в том числе грубообломочные образования и вулканиты кислого состава (сивакская свита), выступающие сейчас в Ниланском антиклинории и присутствующие в гальке мезозойских конгломератов в устье р. Им. В позднем палеозое среднепалеозойский барьер между Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской подвижными ветвями был уничтожен, и установились свободные связи между морскими бассейнами. Об этом свидетельствуют единство формационного набора отложений карбона Ниланского, Баджальского антиклинориев и Тугурского синклиория, а также идентичность каменноугольной и нижнепермской фауны в амуро-охотских и сихотэ-алинских бассейнах. Но в поздней перми амуро-охотские и сихотэ-алинские морские бассейны вновь были разъединены. На это указывает резко различный состав фауны в верхнепермских отложениях Баджальского, Хабаровского антиклинориев, с одной стороны, и Ланского синклиория — с другой. На мезозойском этапе развития каких-либо естественных разделов между прогибами Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской подвижных ветвей также не существовало. При прослеживании изменения формационного выполнения с юга на север в Горинском, Амгунском и Торомском синклиориях отчетливо фиксируется постепенное снижение тектонической активности. Так, Горинский синклиорий выполнен сложноскладчатыми флишoidalными и вулканогенно-кремнистыми отложениями при мощности только морской юры около 10 000 м. В Амгунском синклиории мощность юры сохраняется, но рит-

мичный характер наложения терригенных отложений выражен менее четко, а мощность вулканогенно-кремнистой формации значительно меньше и складки построены проще. Торомский синклиорий имеет простую структуру, выполнен молассондными терригенными отложениями, мощность юры в нем около 4 000 м.

Итак, геологические материалы последних лет убедительно показывают, что Амуру-Охотская и Сихотэ-Алинская ветви не являются разновременными, перекрещивающимися геосинклинально-складчатыми системами. Поэтому тектонические построения (Геологическое строение...; Нагибина, 1963), в которых граница между ними проводится по тому или иному разлому, довольно искусственны, ибо эта граница или сечет единые структуры, или делит структуры с одинаковым формационным выполнением.

В настоящей работе рассмотрены только три проблемных вопроса геологии Приамурья: положение юго-восточной и южной границ Сибирской платформы; время формирования и тектоническая сущность Буринского массива; характер сочленения Амуру-Охотской и Сихотэ-Алинской ветвей Восточно-Азиатской геосинклинально-складчатой области.

Помимо этого следует указать, что материалы по геологии Приамурья не подтверждают представления о так называемой «автономной тектоно-магматической активизации» в областях негеосинклинального развития, каковой являлась глыбовая зона Становика — Джугджура в палеозое и особенно в мезозое. Они свидетельствуют о тесной связи процессов тектоно-магматической активизации в стабилизированных структурах с общим ходом геологического развития соседней подвижной области. Например, максимальное для мезозоя дробление фундамента и прогибание его в геосинклинальных прогибах Восточно-Азиатской геосинклинали, сопровождавшееся накоплением вулканогенно-кремнистых формаций и интрузивным магматизмом начальных и ранних стадий, приходится на поздний триас — юру. И на это же время падает максимальная мезозойская активизация глыбовой зоны Становика — Джугджура, выразившаяся оживлением ранее заложенных, образованием новых разломов, внедрением по ним интрузий удско-зейского комплекса и излиянием вулканитов как в пределах Удской ветви вулканического пояса, так и вне ее.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельтенов Е. Б., Золотов М. Г., Онихимовский В. В., Плотников И. А., Шапочка И. И. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. В кн.: «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1971.
- Геология СССР, т. XIX, ч. 1. М., «Недра», 1966.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
- Красный Л. И. Тектоническая карта Хабаровского края и Амурской области. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 37. Л., 1960.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79, 1963.
- Спижарский Т. Н. Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. ВСЕГЕИ, Л., 1966.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. XI, 1965.

С. А. Салун

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

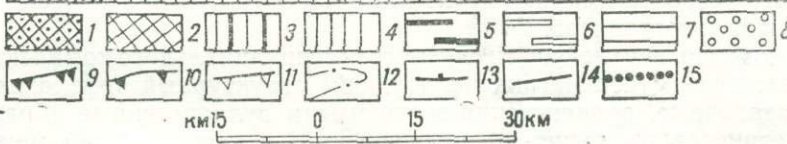
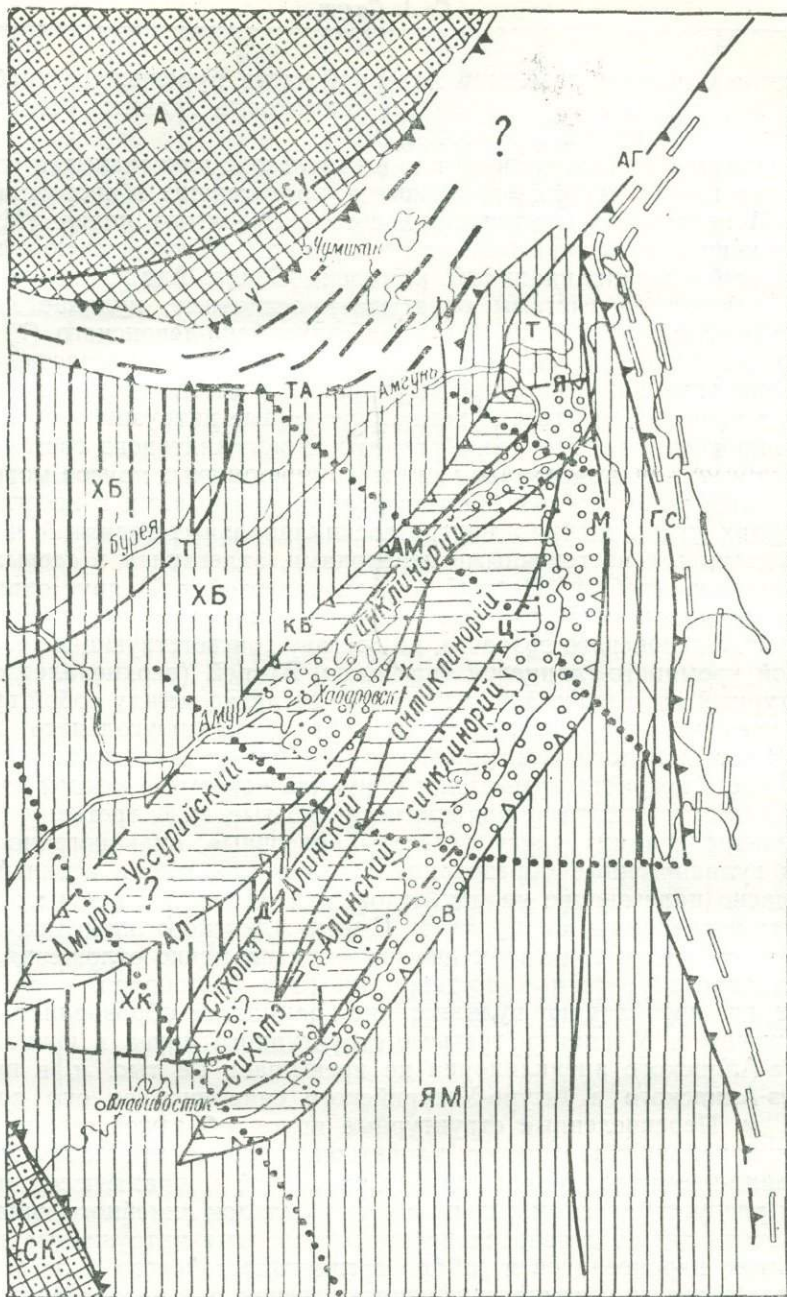
Тектоника Сихотэ-Алиня изучалась Г. П. Воларовичем и В. З. Скороходом, А. З. Лазаревым, С. А. Музылевым, Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым, П. Н. Кропоткиным, Л. И. Красным, В. В. Онихимовским, М. Г. Золотовым, А. И. Савченко, Е. Б. Бельтеневым, И. И. Берсеневым и многими другими геологами. Опираясь на работы этих исследователей, а также на собственные наблюдения, мы рассматриваем Сихотэ-Алинскую геосинклиналиную систему как составную часть Дальневосточной области мезозойской складчатости, представляющую собой совокупность разнообразных тектонических структур, формировавшихся в условиях геосинклинального и орогенного этапов развития. Наиболее значительными структурами геосинклинального этапа являются Сихотэ-Алинский и Амуру-Уссурийский синклинории и Сихотэ-Алинский антиклинорий. В ходе орогенного этапа развития сформировались многочисленные вулкано-тектонические структуры, в совокупности образовавшие Восточно-Сихотэ-Алинский и менее четко выраженный Западно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса, а также системы грабенов и грабен-синклинальных структур, получившие наиболее широкое распространение в пределах Средне-Амурской и Удиль-Кизинской межгорных впадин (рис.).

Вслед за Н. А. Беляевским, Ю. Я. Громовым, С. А. Музылевым, М. И. Ициксоном, А. М. Смирновым и многими другими исследователями мы полагаем, что геосинклинальные структуры Сихотэ-Алинской системы закладывались на более древних складчатых сооружениях, реликты которых сохранились в пределах Хингано-Буреинского кряжа, Ханкайского массива и зоны Хида (северное побережье о-ва Хонсю). В пользу этого предположения говорят такие давно известные факты, как сходство состава и строения древнего складчатого основания Хингано-Буреинского кряжа и Ханкайского массива, и четко выраженные северо-западные и близширотные простирания древних структур в северо-восточной части Хингано-Буреинского кряжа и северной части Ханкайского массива, пересекаемые более молодыми северо-восточными разломами, ограничивающими структуры Сихотэ-Алинской системы. Кроме того, в последнее время в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория в Аюйском выступе фундамента (Бельтнев и др., 1971), представляющем собой тектонический блок (15 × 30 км), обнаружены слюдяные и амфиболовые сланцы, филлиты и кварциты, прорванные гнейсовидными плагиогранитами с абсолютным возрастом 488—443 млн. лет. Обращает на себя внимание и широкое распространение своеобразных поперечных тек-

тонических зон или поперечных глубинных разломов близширотного или северо-западного простирания, выраженных на поверхности зонами повышенной трещиноватости, системами флексуорообразных перегибов, цепочками интрузивных тел и т. д. Удско-Амгунский, Селемджа-Тумнинский, Улунга-Бикинский и некоторые другие поперечные разломы не могут, по нашему мнению, интерпретироваться иначе, как разломы складчатого основания, отраженные в более высоких структурных комплексах. Эти разломы прослеживаются геологическими и геофизическими методами на сотни и тысячи километров, от Буреинского хребта до Татарского пролива и Западного Сахалина (Хаин, 1971; Чеботарев, Усенко, 1967), проявляются в течение длительного времени и в различные этапы развития Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы и оказывают, как будет показано ниже, значительное влияние на формирование ее главнейших структур. Наконец, нельзя не принимать во внимание выводы петрологов, считающих, что габбро, габбро-диориты и габбро-монциты первой фазы среднепалеозойского и, возможно, более молодых интрузивных комплексов образовались в результате глубинного габри-дизма гранитной магмы за счет ассимиляции известняков и доломитов, богатых кальцием и магнием, а также пород, содержащих значительные концентрации железа.

В составе складчатого основания Сихотэ-Алинской системы выделяются три структурных яруса: нижнепротерозойский, верхнепротерозойско-нижнекембрийский и нижнепалеозойский. Нижнепротерозойский ярус сложен глубоко метаморфизованными и очень сложно дислоцированными биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами (амурская серия Малого Хингана, ружинская, матвеевская и тургеневская свиты Ханкайского массива, гнейсы Хида Северного Хонсю), а также многочисленными интрузивными телами серпентинитов, ортоамфиболитов и анатектитов. Верхнепротерозойско-нижнекембрийский структурный ярус охватывает хлоритовые и графит-кварц-серицитовые сланцы, кварциты, известняки, доломиты, мергели, кремнистые породы, филлиты, эффузивы и туфы кислого состава общей мощностью 5—15 тыс. м, смятые в сильно сжатые складки линейного типа, нередко запрокинутые, осложненные взбросами и надвигами. Менее широко распространены нижнепалеозойский структурный ярус, к которому отнесены собранные в широкие и пологие складки конгломераты, седиментационные брекчии, гравелиты, песчаники, андезитовые порфириды и туфы реттиховской свиты, фанзой и снегуровской толщ Ханкайского массива (Геология СССР, т. XXXII, 1969)

Дорифейские платформы: 1 — шты (А — Алданский, СК — Сино-Корейский), 2 — Шевли-Аянский перикратонный прогиб. Складчатые структуры байкаlid Урало-Монгольского пояса: 3 — лишенные чехла (ХБ — Хингано-Буреинский выступ, Хк — Ханкайский массив), 4 — перекрытые чехлом более молодых образований (ХБ — восточная окраина Хингано-Буреинского выступа, Т — Тахтинский массив, ЯМ — гипотетический Япономорский массив). Складчатые системы, развившиеся из эвгеосинклиналей: 5 — палеозойская Удско-Шантарская, 6 — мезозойская Восточно-Сахалинская. Мезозойская Сихотэ-Алинская геосинклинально-складчатая система: 7 — геосинклинальный комплекс, 8 — орогенный комплекс. Границы структурных элементов: 9 — дорифейских платформ, 10 — Урало-Монгольского эпипайкальского складчатого сооружения, 11 — Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы, 12 — ее орогенного комплекса, 13 — синклинориев и антиклинория; 14 — разрывные нарушения, 15 — главные поперечные тектонические зоны. Разломы: У — Удский, СУ — Северо-Удский, АГ — Амуро-Гижигинский, ГС — Главный Сахалинский, ТА — Тукуруингра-Амгунский, КБ — Куро-Бичинский, Ал — Алчанский, Д — Даубихинский, В — Восточный Сихотэ-Алинский, М — Монеронский, Я — Ярки-Акшинский, Ам — Амурский, Х — Хорский, Т — Тас-тахский, Ц — Центральный Сихотэ-Алинский



и сходные с ними образования северной части Буреинского хребта (до 5 тыс. м), а также порфириовидные биотитовые граниты биджанского комплекса (Геология СССР, т. XIX, 1966).

— Складчатое основание возникло в результате длительных и сложных процессов геосинклинального развития, протекавших в восточной части Урало-Монгольского геосинклинального складчатого пояса (Муратов, 1970) в непосредственной близости от границы с Тихоокеанским поясом.

Главный геосинклинальный комплекс Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы охватывает осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования силурийско-девонского (?) карбонового, пермского, триасового, юрского и мелового возраста, смятые в складки линейного типа, простирающиеся в северо-восточном направлении, а также сравнительно немногочисленные интрузивные тела перидотит-пироксенит-габбрового и гранит-плагиогранитового состава. Комплекс может быть подразделен на шесть структурных ярусов мощностью от 2 до 10 тыс. м каждый. Они разделены перерывами и несогласиями в пределах антиклинория и внутригеосинклинальных поднятий, по связям согласным, с постепенными переходами, залеганием в осевых зонах синклиналиев (табл.). Первый (среднепалеозойский) ярус охватывает отложения тудовакской свиты (4—5 тыс. м) предположительно поздне-силурийско-девонского возраста, по составу соответствующие геосинклинальной кремнисто-сланцевой формации. Второй (верхнепалеозойский) структурный ярус включает залегающие согласно между собой вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи раннекаменноугольного (скорее всего, более молодого, чем турнейский), раннепермского и частично позднепермского возраста, суммарная мощность которых в южной части Сихотэ-Алинского антиклинория достигает 9,5 тыс. м. К третьему (верхнепермско-триасовому) ярусу отнесены осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования верхнего подотдела верхней перми и согласно налегающие на них отложения нижнего и среднего триаса. Возраст последних в южной части Сихотэ-Алинского антиклинория, где они так же, как и подстилающие их верхнепермские отложения, имеют существенно терригенный состав, определен достоверно, в других же местах, где преобладают вулканогенно-кремнистые образования, — предположительно. Мощность третьего структурного яруса в южной части Сихотэ-Алинского антиклинория не превышает 1,8 тыс. м, в пределах Сихотэ-Алинского и Амуро-Уссурийского синклиналиев она достигает 3 тыс. м. Перечисленные структурные ярусы образуют нижнюю часть геосинклинального комплекса, характеризующуюся преобладанием вулканогенно-кремнисто-терригенных образований и практически повсеместным распространением сильно сжатых складок линейного типа. К ней приурочены также сравнительно многочисленные интрузивные тела перидотитов, пироксенитов и габбро среднепалеозойского и позднепалеозойского возраста и немногочисленные массивы позднепалеозойских гранитов и плагиогранитов.

Основание верхней части главного геосинклинального комплекса образует четвертый (верхнетриасово-юрский) структурный ярус, охватывающий осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования познетриасового, ранне- и среднеюрского возраста общей мощностью 3,5—4,5 тыс. м. В нижней части яруса, соответствующей верхнему триасу и нижней юре, преобладают формации из группы вулканогенно-кремнисто-терригенных, в верхней, соответствующей средней юре, — формации из группы геосинклинальных сероцветных терригенных. Пятый (верхнеюрско-валанжинский) структурный ярус сложен преимущественно терригенными отложениями. Нижняя его часть, по возрасту соответ-

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Структурные комплексы		Индекс, мощность	Типичные формации и надформации		Тип складчатости	Соответствующие этапы и стадии развития геосинклинально-складчатой системы и их продолжительность		
			Осадочные и вулканогенные	Интрузивные				
Неотектонический комплекс		$N_{2-3} - Q$ до 0,5 тыс. м	Молассоидная, толент-базальтовая	—	Слабое коробление	Стадия неотектонической активизации (8—10 млн. лет)		
Орогенный (молассовый) комплекс (5—7,5 тыс. м)	Верхний ярус	$P_{2-3} - N_1 - N_2^1$ до 2,5 тыс. м	Континентальная угленосная моласса, липарито-базальтовая	Габбро-монцит-щелочно-гранитовая	Тафросинклинали, брахиформные и вулканотектонические структуры	Орогенный этап (75 млн. лет)		
	Нижний ярус	$K_{2snt-d} - P_1$ 2,5—5 тыс. м	Липарито-дацит-андезитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Брахиформные и вулканотектонические структуры		Раннеорогенная (стадия гранитизации) (25 млн. лет)	
Главный геосинклинальный комплекс (25—35 тыс. м)	Верхняя часть (12—20 тыс. м)	Шестой (меловой) ярус	$K_1B - a_1 - K_{2sp} - t$ 6—9 тыс. м	Песчаниковая. Терригенный флиш. Сероцветная терригенная	Линейная, местами гребневидно-коробчатая	Позднегеосинклинальная (предорогенная) стадия (35 млн. лет)		
		Пятый (верхнеюрско-валанджинский) ярус	$J_3 - K_1h - b$ 2,5—6,5 тыс. м	Терригенный флиш. Сероцветная терригенная			Гранитно-батолитовая, перидотит-пироксенит-габбровая	Стадия зрелой геосинклинальной системы (90 млн. лет)
	Нижняя часть (15,5—17,5 тыс. м)	Четвертый (триасово-юрский) ярус	$T_3 - J_{1-2}$ 3,5—4,5 тыс. м	Сероцветная терригенная. Вулканогенно-кремнисто-терригенная. Щелочно-базальтоидная.	Линейная	Геосинклинальный этап (340 млн. лет)		
		Третий (верхнепермско-триасовый) ярус	$P_2^2 - T_{1-2}$ 2—3 тыс. м	Сероцветная терригенная. Вулканогенно-кремнисто-терригенная			Перидотит-пироксенит-габбровая, гранит-плагиогранитовая	Раннегеосинклинальная стадия (215 млн. лет)
		Второй (верхнепалеозойский) ярус	$C_{1am} - C_{2-3} - P_1 - P_2^1$ 9,5 тыс. м	Вулканогенно-кремнисто-терригенная				
Первый (среднепалеозойский) ярус	$S_2^2 - D - C_1t - v$ 4—5 тыс. м	Кремнисто-сланцевая						

ствующая поздней юре, представлена сероцветной песчано-алевролитовой формацией, которая местами замещается вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями; в верхней части преобладает терригенный флиш. Суммарная мощность яруса 2,5—6,5 тыс. м.

Шестой (меловой) структурный ярус также сложен преимущественно терригенными образованиями барремского, аптского, альбского, сеноманского и туронского (возможно, турон-коньякского) возраста, общая мощность которых колеблется от 6 тыс. м в северной части Сихотэ-Алинского антиклинория до 8,5—9 тыс. м в осевой зоне Сихотэ-Алинского синклиория. По составу и строению разреза нижняя часть яруса соответствует геосинклинальной сероцветной песчано-алевролитовой формации, средняя часть близко напоминает терригенный флиш, верхняя представлена песчанниковой формацией. Вблизи главнейших глубинных разломов терригенные толщи обогащены пирокластическим материалом, а местами заключают покровы андезитовых порфиритов. В отличие от подстилающих структурных ярусов породы мелового яруса собраны в менее сжатые складки, местами (в особенности в периклинальной части Сихотэ-Алинского антиклинория) приближающиеся к гребневиднокоробчатым. Некоторые геологи рассматривают меловой структурный ярус как часть орогенного комплекса Сихотэ-Алия. Такому подходу противоречат не только состав яруса, но и его согласные соотношения с подстилающими образованиями пятого яруса в осевых зонах Сихотэ-Алинского и Амуру-Уссурийского синклиориев при резко несогласных соотношениях с перекрывающим орогенным комплексом. По нашему мнению, меловой ярус может быть сопоставлен только с образованиями предорогенной стадии, в понимании В. Е. Хайна (1971).

Таким образом, верхняя часть главного геосинклинального комплекса, сохраняя структурный план нижней части, отличается от последней по формационному составу, обнаруживая закономерное строение формационного ряда, сходного с формационным рядом Зилаирского синклиория (Келлер, 1969). Существует также определенное различие в составе интрузивных образований, выражающееся в том, что для верхней части характерно сравнительно широкое распространение интрузий гранит-гранодиоритового состава, в то время как перидотит-пироксенитовые интрузии имеют лишь ограниченное распространение. По-видимому, формирование трех нижних структурных ярусов происходило в условиях сравнительно слабо дифференцированного тектонического рельефа; четвертый и пятый ярусы формировались в условиях «зрелой», интенсивно дифференцированной геосинклинальной системы, а шестой — в заключительную «предорогенную» стадию развития геосинклинали.

Из сделанного обзора со всей очевидностью следует, что мы не можем согласиться с неоднократно высказывавшимися предположениями о том, что период геосинклинального развития Сихотэ-Алинской системы может быть разделен на два самостоятельных этапа, соответствующих герцинскому и мезозойскому тектоническим циклам. «Незавершенный» характер формационного ряда нижней части геосинклинального комплекса не позволяет рассматривать его в качестве самостоятельного; в то же время и верхняя часть комплекса (в отрыве от нижней) не содержит элементов, свойственных ранним стадиям развития геосинклинальной системы. Таким образом, главный геосинклинальный комплекс представляет собой как бы единое целое. Его специфические особенности — огромная мощность, длительность формирования, многочисленность структурных ярусов — по-видимому, обусловлены своеобразным положением Сихотэ-Алинской системы в структуре внешней зоны Тихоокеанского пояса.

Как уже упоминалось, главные структурные элементы геосинклинального этапа развития Сихотэ-Алинской системы — Амуро-Уссурийский и Сихотэ-Алинский синклинорий и Сихотэ-Алинский антиклинорий с четко выраженным северо-восточным простираем.

Амуро-Уссурийский синклинорий, расположенный в западной части системы, имеет длину свыше 900 км при ширине от 75 км в низовьях р. Уссури до 200 км на широте оз. Б. Кизи (см. рис.). Со всех сторон синклинорий ограничен глубинными разломами: на севере Ярки-Акшинский разлом отделяет его от Тахтинского массива (Салун, 1971); западная граница (с погруженной восточной окраиной Хингано-Буреинского кряжа) проходит по Куро-Бичинскому разлому; на юго-востоке Алчанский разлом отделяет синклинорий от Ханкайского массива. Наконец, Даубихинский разлом, по которому Амуро-Уссурийский синклинорий граничит с Сихотэ-Алинским синклинорием, образует его восточную границу. Продольные Амурский и Култухинский разломы разделяют Амуро-Уссурийский синклинорий на три зоны: западную (Хехциро-Чаятынскую), осевую и восточную (Бикино-Самурскую); поперечные разломы разделяют его на южную (центриклинальную), среднюю и северную части. В пределах синклинория достоверно установлено распространение меловых, юрских, триасовых и пермских отложений и предполагается присутствие каменноугольных отложений. Палеозойские отложения распространены главным образом в центриклинали синклинория; триасовые и юрские — во фланговых зонах; в северной части синклинория и в осевой зоне (за исключением центриклинали) распространены преимущественно породы мелового возраста. Таким образом, устанавливается общее погружение зеркала складчатости по простираанию синклинория. Складчатая структура синклинория характеризуется преобладанием сильно сжатых, нередко наклоненных или запрокинутых складок длиной от 30 до 150 и шириной от 5 до 12 км; только на севере и в осевой зоне, где распространены образования мелового структурного яруса, складчатость приобретает менее напряженный характер.

Сихотэ-Алинский антиклинорий имеет длину около 850 м при ширине от 50 до 100 км. На западе он граничит с Ханкайским массивом и Амуро-Уссурийским синклинорием, от которых отделен Даубихинским глубинным разломом; восточная его граница образована Центральным Сихотэ-Алинским разломом, отделяющим антиклинорий от Сихотэ-Алинского синклинория. Необходимо специально оговорить, что нередко Центральный Сихотэ-Алинский разлом идентифицируется с меридиональным Хорским разломом, заложившимся скорее всего в позднемеловую эпоху (во всяком случае, не ранее готеривского времени) и секущим под косым углом однородную структуру антиклинория. В действительности Центральный Сихотэ-Алинский разлом на участке от р. Бикин до нижнего течения р. Тумнин сохраняет северо-восточное простираем 30—35° и на всем своем протяжении является границей резко различных по своему строению структур. Как и Амуро-Уссурийский синклинорий, антиклинорий разделен поперечными разломами на три части: Селемджа-Тумнинский разлом представляет собой границу между северной (периклинальной) и средней частями, а Улунга-Бикинский — между средней и южной частями. В южной части антиклинория распространены преимущественно породы двух нижних структурных ярусов, в совокупности образующие относительно симметричную систему складок с поперечным профилем, близким к веерообразному. Средняя часть антиклинория, сложенная в основном породами второго, третьего, четвертого и пятого структурных ярусов и вмещающая многочисленные массивы раннемеловых гранитоидов, имеет четко выраженное асимметричное строение. Оно

обусловлено смещением оси антиклинория к западной границе, в то время как триасово-юрские и валанжинские отложения слагают его широкое восточное крыло. Северная часть антиклинория сложена породами пятого и шестого структурных ярусов, причем первые слагают систему веерообразно расходящихся складок, образующую ядро структуры, а вторые, дислоцированные несравненно слабее, — ее свод и крылья.

Сихотэ-Алинский синклиниорий, расположенный к востоку от одноименного антиклинория, имеет длину около 900 км при ширине 100—175 км. Как уже указывалось, с запада он ограничен Центральным Сихотэ-Алинским разломом; Монеронский разлом отделяет его от структур Западного Сахалина, а Восточно-Сихотэ-Алинский — от предполагаемого Япономорского жесткого массива. Улунга-Бикинский поперечный разлом разделяет Сихотэ-Алинский синклиниорий на две части — южную и северную. Характерная черта южной части синклиниория — наличие двух краевых поднятий — Сидатунского и Прибрежного, сложенных породами второго, третьего и четвертого структурных ярусов и ограничивающих с запада и с востока осевую зону, выполненную породами пятого и шестого структурных ярусов. В пределах северной части наблюдается повсеместное распространение образований двух верхних ярусов. Таким образом, общее погружение зеркала складчатости в северо-восточном направлении устанавливается для всех трех основных структур главного геосинклинального комплекса.

Орогенный комплекс Сихотэ-Алинской системы охватывает вулканогенные, вулканогенно-осадочные, в меньшей степени осадочные образования позднемелового (сантон-датского), палеогенового, миоценового и раннеплиоценового возраста, налегающие не только на структуры геосинклинального комплекса, но и на структуры граничащих с Сихотэ-Алинской системой Хивгано-Буреинского кряжа, Амуро-Охотской геосинклинально-складчатой системы, Ханкайского и Тахтинского массивов. Исходя из различий состава пород и морфологии тектонических структур, орогенный комплекс разделяется на два структурных яруса: верхнемеловой — палеоценовый и палеогеново-миоценовый.

Нижний (верхнемеловой — палеоценовый) структурный ярус охватывает андезит-дацит-липаритовые серии сантон-кампанского и маастрихт-датского возраста (суммарной мощностью 2,5—5 тыс. м) и коагматичные им многочисленные интрузивные тела габбро-диорит-гранодиоритового состава. В строении вулканогенных серий наблюдается закономерная цикличность, выраженная тем, что основание каждой серии сложено породами андезитового и андезито-дацитового состава, а верхняя часть — породами липаритового и липарито-дацитового состава. Ярус формировался в условиях раннеорогенной стадии (или стадии гранитизации).

Верхний (палеогеново-миоценовый) структурный ярус представлен двумя пространственно разобщенными сериями пород. Одна из них охватывает липариты, липарито-дациты и трахилипариты эоцена и олигоцена, а также андезито-базальты среднеэоценового и раннесреднемиоценового возраста (общей мощностью до 2,5 тыс. м). С этой серией пространственно и генетически связаны немногочисленные интрузии габбро-монцит-гранитового состава. В строении вулканогенной серии наблюдается закономерная цикличность иного, чем в нижнем ярусе, характера: здесь вулканогенные серии начинаются породами липаритового и завершаются породами андезито-базальтового состава (Салун, 1969). Вторая серия охватывает имеющие ограниченное распространение толщи конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, заключающие местами покровы андезито-базальтов, пласты и линзы ту-

фов и бурых углей мощностью от нескольких десятков до 1—2 тыс. м.

Породы нижнего яруса и вулканогенной серии верхнего яруса образуют многочисленные вулканогенно-тектонические структуры с радиусом от 5—7 до 50—70 км. Вдоль побережья Татарского пролива и Японского моря, где наблюдается максимальная концентрация этих структур, они сливаются в единый Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, представляющий собой сочетание вулканических построек и кальдер опускания с прогибами, выполненными преимущественно туфогенно-осадочными образованиями. В пределах пояса обособляются две зоны: восточная, наиболее хорошо выраженная на участке побережья от устья р. Амгу до хр. Пуэр, и западная, протягивающаяся вдоль всего побережья. Восточная зона характеризуется наиболее полным и, возможно, практически непрерывным разрезом вулканогенной серии, преобладанием в разрезе пород основного и среднего состава и широким распространением вулканогенно-осадочных пород. Для западной зоны характерны, наоборот, относительно частые перерывы, ограниченное распространение в разрезе вулканогенно-осадочных пород и четкая дифференциация вулканических образований основного и кислого состава (Салун, 1964). Западная граница этой зоны имеет извилистые очертания, обусловленные чередованием отрицательных и положительных структур, причем к последним нередко приурочены крупные интрузивные тела. Таким образом, западная зона представляет собой своеобразную периклиналь вулканического пояса. Вдоль западного склона Сихотэ-Алиня расположена цепочка вытянутых в северо-восточном направлении разобщенных вулканогенно-тектонических структур, в совокупности образующих Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Среди названных поясов обособляются лишь немногочисленные локальные вулканогенно-тектонические структуры, выполненные кислыми игнимбритами. Отдельные относительно крупные вулканогенно-тектонические структуры (Баджальская, Ям-Алинская, Верхне-Эвурская и др.) сформировались за пределами Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Континентальные молассы верхнего яруса выполняют многочисленные грабены и грабен-синклинальные структуры, реже изометричные брахисинклинали, контролируемые унаследованными от предыдущего этапа или вновь образованными разломами северо-восточного, северо-западного меридионального и широтного простирания. Для грабенов характерна значительная длина (в отдельных случаях до 150 км) и сравнительно небольшая ширина (10—20 км); породы в пределах грабенов (особенно вблизи разломов) нередко собраны в пологие складки. Как правило, грабены образуют группы и системы структур. Некоторые геологи сопоставляют описываемые грабены с рифтовыми структурами. Подобной точке зрения противоречат относительно небольшие размеры грабенов, кратковременность их существования, отсутствие признаков далеко зашедшей деструкции земной коры в их пределах. Более правдоподобным представляется сопоставление рассматриваемых структур с тафросинклиналями отраженных палеозойских плит, детально изученными В. Н. Соболевской (1963). Соответственно, вторая стадия формирования орогенного комплекса может рассматриваться как позднеорогенная или предчехольная.

Особого внимания заслуживает самый верхний структурно-формационный комплекс Сихотэ-Алинской складчатой системы, представленный плиоцен-антропогеновыми озерно-аллювиальными галечниками, песками и глинами (до 200 м) и толеит-базальтами (до 400 м). По мнению Е. Б. Бельтенева и других геологов (1971), эти образования следует включать в состав орогенного комплекса; по нашему мнению, их следует

выделять в качестве самостоятельного комплекса неотектонической активизации, поскольку его формирование непосредственно связано с неотектоническими движениями, охватившими в среднем и позднем плиоцене и антропогене значительную часть Евразии.

Таким образом, формирование орогенного комплекса началось в сantonское время и завершилось в раннем плиоцене. Широко распространено представление о том, что время главной складчатости геосинклинали, геосинклинальной системы или геосинклинальной области определяется сменой геосинклинальных формаций формациями орогенного класса. Исходя из этого, мы считаем доказанной принадлежность Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы к мезозойским складчатым сооружениям и, в частности, к группе поздних мезозойских, геосинклинальное развитие которых завершилось в поздне меловую эпоху (в отличие от ранних мезозойских, завершивших свое геосинклинальное развитие в поздней юре).

Поскольку, как это было показано выше, орогенный комплекс, с одной стороны, распространен не повсеместно, а с другой — в ряде случаев накладывается на структуры, заведомо не подлежащие включению в состав Сихотэ-Алинской системы, границы последней могут быть определены только по распространению геосинклинального комплекса. Таким образом, мы полагаем, что ее северную границу следует проводить по Ярки-Акшинскому разлому, восточную — по Монеронскому (до сочленения с Восточно-Сихотэ-Алинским) и Восточно-Сихотэ-Алинскому разломам, южную — по Даубихинскому (до сочленения с Алчанским) и Алчанскому разломам; западная граница проводится нами по Куро-Бичинскому разлому. Такое определение северной, восточной и южной границ не вызывает возражений со стороны большинства специалистов, однако проведение западной границы по Куро-Бичинскому разлому оспаривается А. И. Савченко (1965) и некоторыми другими геологами. В связи с этим целесообразно рассмотреть этот вопрос более подробно.

В 1963 г. Куро-Бичинский разлом под наименованием Курского был описан в качестве границы между Сихотэ-Алинской и Лаоелин-Урмийской складчатыми системами (Салун, Бобылев, 1963). Уже тогда были выяснены резкие различия состава и структур палеозойских и триасово-юрских отложений, распространенных западнее разлома (хребты Охчинский и Поликанский) и восточнее него (хр. Ванданский). Суть этих различий заключалась в том, что к западу от разлома породы верхней части верхней перми, раннего и среднего триаса представлены паралической молассой, выполняющей Куканский грабенообразный прогиб и не распространяющейся за пределы последнего, а к востоку от разлома соответствующие образования представлены широко распространенной в пределах Амуро-Уссурийского синклинория геосинклинальной вулканогенно-кремнисто-терригенной формацией. К западу от разлома верхнетриасовые и нижнеюрские отложения представлены псефитовыми и псаммитовыми толщами, сформировавшимися в континентальных и прибрежно-морских условиях, резко несогласно налегающими на подстилающие их породы верхнего палеозоя. К востоку от разлома соответствующие отложения опять-таки представлены геосинклинальной вулканогенно-кремнистой формацией, дислоцированной в едином структурном плане с верхнепалеозойскими образованиями. По нашему мнению, различия подобного масштаба на участках, отдаленных один от другого не более чем на 10—15 км, могут быть объяснены только наличием мощного глубинного разлома. Как показали дальнейшие исследования, на участке от г. Комсомольска-на-Амуре до среднего течения р. Бичи описываемый разлом выражен системой разрывных нарушений, исключи-

тельно выдержанной, практически прямолинейной границей юры и мела, а также особенно широким распространением вулканогенных и главным образом кремнистых образований в составе средней и верхней юры. В районе среднего течения р. Бичи к разлому приурочен крупный массив гранитоидов; еще далее к Северо-Востоку он образует западную границу Тахтинского массива и уже под водами Охотского моря сочленяется с Аму́ро-Гижигинским глубинным разломом (Беляевский, Борисов, 1964). На всем своем протяжении Куро-Бичинский разлом совмещен с западной границей распространения верхнего яруса геосинклинального комплекса Сихотэ-Алинской системы и обуславливает существенные различия в составе, мощности и строении разреза более древних (валанжинских, юрских, верхнетриасовых) отложений в зависимости от структурного положения последних.

Все это, по нашему мнению, подтверждает высказанное ранее предположение о том, что именно по Куро-Бичинскому глубинному разлому следует проводить западную границу Сихотэ-Алинской системы. Его определяющая роль в формировании геосинклинальных структур может быть в полной мере оценена только с учетом связи с Аму́ро-Гижигинским разломом, играющим важную роль в структуре всего Дальневосточного региона. Предположение о том, что такие глубинные разломы северо-восточного и близмеридионального простирания, как Амурский, Даубинский, Центральный Сихотэ-Алинский и некоторые другие, представляют собой ответвления Аму́ро-Гижигинского разлома, уже высказано Н. А. Беляевским и А. А. Борисовым. Аму́ро-Гижигинский разлом образует, по-видимому, единую непрерывную систему с Главным Сахалинским разломом (Салун, 1965) и разломом Медиана, в совокупности представляющую границу между внутренней и внешней зонами Тихоокеанского пояса в пределах его северо-западного сегмента. Ответвление Куро-Бичинского, Монеронского и других разломов от этой системы осуществляется именно на том участке, где она меняет свое простирание с северо-восточного на близмеридиональное. Если принять это во внимание, то получают естественное объяснение такие особенности Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы, как длительность геосинклинального развития, ярко выраженный эвгеосинклинальный характер, а также ее форма в плане — с расходящимися центриклиналями синклиналиев, разделенными Ханкайским массивом.

В заключение необходимо рассмотреть соотношения между Сихотэ-Алинской и Аму́ро-Охотской геосинклинально-складчатыми системами. В последнее время в связи с открытием в хр. Джагды средне- и верхнепалеозойских и мезозойских (триасово-юрских) отложений, по мощности и по составу приближающихся к геосинклинальным, многие геологи склонны рассматривать обе названные геосинклинальные системы в качестве ветвей единой Восточно-Азиатской геосинклинальной области, полагая при этом, что четкой границы между ними не существует. По нашему мнению, которое основывается на исследованиях по тектонике Аму́ро-Охотской системы, выполненных в последние годы В. Б. Карауловым и В. И. Гольденбергом, Сихотэ-Алинская система отличается от Аму́ро-Охотской как по времени и условиям заложения, так и по времени замыкания.

В самом деле, как показано выше, Сихотэ-Алинская система заложилась в позднем силуре или в раннем девоне на древнем складчатом основании, консолидированном в результате байкальской или протерозойской (в широком смысле) складчатости; Аму́ро-Охотская система заложилась в позднем протерозое (возможно, в позднем рифее), причем ее восточная (эвгеосинклинальная) часть скорее всего представляет собой

талассогеосинклиналь, сформировавшуюся на коре океанического типа. Среднепалеозойский структурный ярус в геосинклинальном комплексе Амуро-Охотской системы является самым молодым, в геосинклинальном комплексе Сихотэ-Алинской системы — самым древним. В пределах как миеогеосинклинальной, так и эвгеосинклинальной зон Амуро-Охотской системы установлено распространение верхнепалеозойских (средний карбон — пермь) моласс; ничего подобного в синклиналиях Сихотэ-Алинской системы не наблюдается. В осевых зонах синклиналиев Сихотэ-Алинской системы непрерывное геосинклинальное осадконакопление продолжалось до середины позднемеловой эпохи; в пределах Амуро-Охотской системы (за исключением зоны хр. Джагды) верхнетриасовые отложения налегают на смятые в складки породы палеозоя с резким угловым и азимутальным несогласием, а морские отложения послеваланжинского возраста вообще не известны. Что же касается зоны хр. Джагды, о которой говорилось выше, то она, по-видимому, представляет собой шовную синклинальную структуру, сопровождающую Южно-Туруингский глубинный разлом (Нагибина, 1963).

Опыт картосоставительских работ, выполненных в последние годы, свидетельствует, что наиболее вероятной юго-восточной границей Амуро-Охотской системы является Туруингра-Амгунский разлом (Нагибина, Потапов, 1965). Северо-западная граница Сихотэ-Алинской системы проходит, как указывалось выше, по Куро-Бичинскому и Ярки-Акшинскому разломам. Таким образом, Амуро-Охотская геосинклинальная система отделена от Сихотэ-Алинской не только северо-восточным выступом Хингано-Буреинского кряжа, перекрытым мезозойскими толщами, но и Тахтинским массивом.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельтенева Е. Б., Золотов М. Г., Онихимовский В. В. и др. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. В кн.: «Мезозойский тектогенез». Магадан, 1971.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. «Сов. геология», 1964, № 9.
- Геология СССР, т. XIX. Хабаровский край и Амурская область, ч. I. Геологическое описание. Редактор Л. И. Красный. М., «Недра», 1966.
- Геология СССР, т. XXXII. Приморский край. ч. I. Геологическое описание. Редактор И. И. Берсенева. М., «Недра», 1969.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Залаирском синклинории и сходные с ней образования. Труды ИГН АН СССР, вып. 104, сер. геол. М., Изд-во АН СССР, 1969.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. «Геотектоника», 1970, № 2.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Нагибина М. С., Потапов Ю. И. Тектоника Тугуро-Нимеленского прогиба (Западное Приохотье). В сб.: «Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса». М., «Наука», 1965.
- Савченко А. И. О характере северо-западной границы Сихотэ-Алинской складчатой области. Зап. Ленингр. горного института им. Г. В. Плеханова. т. VIII, вып. 2, 1969.
- Салун С. А. Тектоника позднемеловых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алинской области. В кн.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
- Салун С. А. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина. В кн.: «Сборник статей по геологии и гидрогеологии». Вып. 5. М., «Недра», 1965.
- Салун С. А. Основные черты истории геологического развития Сихотэ-Алиня и некоторых сопредельных территорий в позднем мезозое и кайнозое. В кн.: «Сборник статей по геологии и гидрогеологии». Вып. 7. М., «Недра», 1969.

- Салун С. А. Основные черты мезозойского тектогенеза в южной части советского Дальнего Востока. В кн.: «Мезозойский тектогенез». СВКНИИ, Магадан, 1971.
- Салун С. А., Бобылев В. В. К вопросу о положении и характере западной границы Сихотэ-Алинской складчатой области. Изв. вузов, сер. «Геология и разведка», № 5, 1963.
- Соболевская В. Н. Некоторые закономерности формирования структур чехла эппалеозойских плит. В кн.: «Проблемы региональной тектоники». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ханн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., «Недра», 1971.
- Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. Разломы и их роль в развитии геологических структур Приамурья. «Сов. геология», № 7, 1967.

И. И. Берсенеv

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Фактический материал по тектонике Приморья и связанные с ним дискуссионные вопросы освещены в XXXII томе издания «Геология СССР» (1969). Вместе с тем в этой книге не могли быть учтены данные, полученные после 1968 г., в той или иной мере меняющие или уточняющие взгляды автора на тектонику Приморья. В пределах края развиты структуры среднепротерозойского (?), раннепалеозойского, среднепалеозойского, позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

Среднепротерозойские (?) структуры развиты в северной части Ханкайского срединного массива, то есть в Лесозаводской зоне. Здесь распространены нижне-среднепротерозойские отложения, представленные эвгеосинклинальными формациями: спилито-диабазовой, вулканогенно-терригенной, вулканогенно-кремнистой и терригенно-карбонатной общей видимой мощностью более 10 000 м. Породы глубоко метаморфизованы — превращены в кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы, мигматизированы и прорваны интрузиями гранитоидов. Они слагают брахиформные складки типа «гнейсовых куполов». В их ядрах залегают наиболее древние отложения, последовательно сменяющиеся более молодыми концентрически расположенными толщами.

Раннепалеозойские структуры предположительно выделяются в пределах Кабаргинского синклинория. Наиболее полно развиты они в Черниговском синклинории и в Вознесенской складчатой зоне, занимающих южную часть Ханкайского массива. Кабаргинский синклинорий, рассекающий Лесозаводскую зону в широтном направлении, сложен верхнепротерозойскими (?) и предположительно кембрийскими отложениями. Взаимоотношение их с породами среднепалеозойского возраста не установлено. Рассматриваемые отложения отличаются от более древних меньшей степенью регионального метаморфизма и отсутствием объемной гранитизации. Они сложены преимущественно миогеосинклинальными формациями: терригенно-карбонатной, песчано-алевритовой, терригенно-кремнистой при небольшой роли терригенно-вулканогенной. Общая мощность их около 7 000 м.

Черниговский синклинорий отделен от Лесозаводской зоны Спаским глубинным разломом, выделенным по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) А. А. Поповым, А. Б. Османовым и др. Одно из нарушений этой зоны разлома прослеживается на поверхности в виде надвига или взброса, по которому протерозойские метаморфические породы контактируют с кембрийскими отложениями. В пределах Черниговского синклинория наиболее древними являются нижнекембрийские отложения. Они имеют мощность до 6 000 м и представлены терригенно-карбонатной и в меньшей мере песчано-алеврито-глинистой

и терригенно-кремнистой формациями. Выше залегает регрессивная молассоидная толща ранне-среднекембрийского возраста мощностью 600—2 000 м. В юго-восточной части синклинория она согласно перекрыта песчано-алеврито-глинистой формацией мощностью около 2 500 м предположительно средне-позднекембрийского возраста.

В Вознесенской складчатой зоне, отделенной от Черниговского синклинория разломами, выделяются нижекембрийские и предположительно верхнепротерозойские отложения. В них участвуют терригенно-карбонатная, песчано-алеврито-глинистая, терригенно-кремнистая и частично песчано-гравийно-галечниковая формации общей видимой мощностью до 8 000 м. Значительное количество аркозового материала в перечисленных отложениях дало основание М. И. Липкиной и др. предположить о размыве обширных площадей, сложенных породами гранитного состава во время их накопления в миогеосинклинальном прогибе. Разместить необходимого размера сушу в пределах Ханкайского массива невозможно, поскольку на большей его части протекала седиментация. Следовательно, можно допустить, что в конце протерозоя и в раннем кембрии не существовало Туманганского прогиба, отделившего позднее Ханкайский массив от Буреинского, Фэншуйлинского и Кэнтэйского срединных массивов.

Верхнепротерозойские (?) и кембрийские отложения смяты в крутые, часто опрокинутые складки, осложненные многочисленными разломами. В Вознесенской зоне их простирание близко к меридиональному, в Черниговской — северо-западное, в Кабаргинской — субширотное. В Вознесенской зоне рассмотренные выше отложения прорваны габброидами и гранитоидами, небольшие интрузии которых залегают согласно со структурами вмещающих пород. Абсолютный возраст их, определенный калий-аргоновым методом, 423—482 млн. лет.

Среднепалеозойские структуры распространены в Тамгинской зоне, расположенной в северо-восточной части Ханкайского массива, на юго-восточной оконечности Черниговского синклинория, в Гродековской зоне Ханкайского массива и в Южно-Приморской складчатой зоне.

Тамгинская зона отделена от Лесозаводской разломом меридионального простирания. Складчатый фундамент зоны сложен миогеосинклинальными формациями: песчано-алевритовой, песчано-алеврито-глинистой и терригенно-карбонатной общей видимой мощностью более 5 000 м. В верхней части разреза собраны остатки предположительно силурийской флоры. Породы метаморфизованы в разной степени от фации зеленых сланцев до кристаллических сланцев и гнейсов. Высокую степень метаморфизма Ю. Н. Олейник связывает с образованием среднепалеозойских метасоматических гранитоидов (Геология СССР, 1969, стр. 519). Складчатые структуры имеют субширотное простирание с углами падения до 70°. Выше резко несогласно залегают пермские отложения.

В юго-восточной части Черниговского синклинория на среднекембрийских (?) отложениях с размывом и, по-видимому, с небольшим угловым несогласием залегает мощная (до 6 000 м) толща, сложенная преимущественно песчано-алевритовой формацией, для которой характерно обилие аркозового материала. Разрез, вероятно, венчает согласно залегающая андезито-липаритовая формация мощностью около 1 000 м. Возможно, к ней относятся слои, содержащие остатки ранне-среднедевонской флоры.

Гродековская зона занимает юго-западную часть Ханкайского массива. От Вознесенской зоны она отделена разломами меридионального простирания. Зона сложена преимущественно гранитоидами с абсолютным возрастом до 384 млн. лет, среди которых имеются ксенолиты мета-

морфических пород. В западной части зоны залегает кордонкинская свита, содержащая остатки силурийской фауны. Свита сложена терригенно-кремнистой, вулканогенно-терригенно-кремнистой и песчано-алевритоглинистой формациями видимой мощностью 3 500 м. Абсолютный возраст эффузивов из этой свиты 371—347 млн. лет. Перечисленные породы образуют синклиналиную складку меридионального простирания с углами падения крыльев до 70°. Восточное крыло синклинали ассимилировано гранитоидами. Ядро складки выполнено трансгрессивно залегающими верхнепермскими отложениями, дислоцированными с той же интенсивностью, что и силурийские (Геология СССР, 1969).

В Южно-Приморской складчатой зоне среднепалеозойские отложения установлены в северной части Муравьевского антиклинория и в Сучано-Судзухинском антиклинории. В первом из указанных районов, по данным Н. Г. Мельникова, наиболее древние породы — вулканогенные отложения силур-раннедевонского возраста мощностью до 4 500 м, относящиеся к андезито-липаритовой формации. Они с разрывом перекрыты пестроцветной молассоидной формацией мощностью до 1 500 м, содержащей остатки среднедевонских растений. Эта толща с разрывом залегает на гранитоидных интрузиях, которые Н. Г. Мельников считает одновозрастными с вулканогенной формацией.

В Сучано-Судзухинском антиклинории наиболее древним, по-видимому, является комплекс метаморфических пород, получивший название «габброидов». С ним по разломам контактирует толща среднепалеозойских морских геосинклиналиных отложений видимой мощностью около 3 000 м. Она представлена преимущественно терригенно-кремнистой и вулканогенно-терригенно-кремнистой формациями. Породы слагают опрокинутую на юго-восток антиклиналь северо-восточного простирания, осложненную дополнительными складками, разбиты многочисленными разломами и прорваны среднепалеозойскими интрузиями гранитоидов. На «габброидах» и гранитоидах резко несогласно залегают верхнепермские отложения.

Позднепалеозойские структуры распространены на значительной части Приморья. На Ханкайском массиве, в Алчанской и Даубихинской впадинах и в Южно-Приморской складчатой зоне каменноугольные отложения не обнаружены. Здесь на среднепалеозойских и более древних отложениях или на интрузивных породах залегают пермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные континентальные или мелководные морские осадки, выполняющие в ряде случаев вулканотектонические впадины. Эти отложения представлены в основном андезито-липаритовой, песчано-алевритовой и терригенно-карбонатной формациями. Общая мощность их колеблется от нескольких сотен метров до 10 000 м в восточной краевой части Ханкайского массива. С вулканическими породами ассоциируют небольшие интрузии гранитоидов.

Нижне-Бикинский (Самурский) антиклинорий сложен каменноугольными — нижнепермскими эвгеосинклиналиными отложениями, представленными вулканогенно-терригенно-кремнистой формацией видимой мощностью до 8 000 м. Выше согласно залегают предположительно верхнепермские кремнисто-терригенные отложения мощностью около 1 000 м.

В зоне Сихотэ-Алинского (Главного) антиклинория наиболее древние породы представлены метаморфизованными эффузивами основного и среднего состава и связанными с ними интрузиями габброидов, возраст которых, по данным Н. И. Кузнецова и В. К. Матушкина, 338—364 млн. лет. Выше, по-видимому, согласно залегают эвгеосинклиналиные отложения каменноугольного — раннепермского возраста общей мощностью до 10 000 м. Они сложены спилито-диабазовой и вулканоген-

но-кремнистой формациями и прорваны небольшими единичными интрузиями габброидов и диоритов. На карбон-нижнепермских отложениях несогласно залегают верхнепермские вулканогенно-терригенно-кремнистые отложения мощностью около 1 000 м, прорванные небольшими интрузиями позднепермских гранитоидов. В выделявшейся ранее тудовакской свите условно силур-девонского возраста (Геология СССР, 1969, стр. 102—103) в последние годы собраны остатки мезозойской фауны. Таким образом, подтвердилось высказанное автором предположение о залегании в основании этого разреза вулканогенной толщи (Берсенеv, 1968).

В основании разреза Прибрежного антиклинория залегают каменноугольные — нижнепермские эвгеосинклинальные отложения мощностью около 2 000 м. Среди них имеются мощные (до 1 400 м) линзы рифогенных известняков. Верхнепермские отложения представлены песчано-алевритовой и терригенно-кремнистой формациями мощностью до 600 м, а также рифогенными известняками мощностью до 300 м.

Верхнепалеозойские отложения, слагающие указанные антиклинории, дислоцированы очень сильно. Здесь развиты крутые, сжатые, часто опрокинутые складки северо-восточного простирания, направленные под углом 10—15° к ограничивающим антиклинории разломам. Особенно широко распространены надвиги, сдвиги и сдвиго-надвиги.

Складчатая зона Туманган расположена преимущественно за пределами Приморского края. В северной части КНДР она сложена мощной (более 5 000 м) толщей эвгеосинклинальных отложений, представленных вулканогенно-терригенно-кремнистой формацией. Не исключено, что к этому комплексу относятся толщи, имеющие ограниченное развитие на крайнем юго-западе Приморья. Указанные породы прорваны многочисленными интрузиями позднепермских гранитоидов.

К западу от Ханкайского массива, в Краевской подзоне, нижнюю часть разреза слагает краевская толща условно силурийско-девонского возраста, представленная кристаллическими сланцами видимой мощностью 2 000 м. Выше с неясным, возможно, постепенным переходом залегает предположительно каменноугольно-нижнепермская вулканогенно-терригенная формация мощностью 3 700 м. Разрез венчает верхнепермская терригенно-карбонатная формация мощностью 500 м. Перечисленные породы прорваны позднепермскими гранитоидами. Вблизи Западно-Приморского разлома палеозойские отложения дислоцированы очень сильно, с удалением от него развиты складки с углами падения крыльев до 70°.

Структуры Приморья четко подразделяются на две области: Западно-Приморскую область палеозойской консолидации и Сихотэ-Алинскую — мезозойской консолидации.

В Западно-Приморской области мезозойские отложения залегают несогласно на размытой поверхности позднепермских интрузий и более древних пород и выполняют Алчанскую, Даубихинскую, Суйфунскую, Супутинскую, Сучанскую и другие впадины меньших размеров. На отдельных участках они согласно подстилаются пачкой отложений, относящихся к верхней части верхней перми. В состав рассматриваемого комплекса входят триасовые, юрские, нижнемеловые и сеноман-туронские отложения. Они представлены континентальными или мелководными прибрежно-морскими отложениями. Внутри комплекса имеется много перерывов, связанных как с выклиниванием толщ по простиранию, так и с выпадением из разрезов отдельных ярусов во всей области. Триасовые, юрские и нижнемеловые отложения относятся к песчано-гравийно-галечниковой, песчано-алевритовой, песчано-алеврито-глинистой и

угленосной формациям. Сеноман-туронские отложения представлены вулканогенно-терригенной красноцветной молассой, а в Алчанской впадине — андезито-липаритовой формацией. Общая мощность мезозойских отложений колеблется в широких пределах, достигая максимальных значений до нескольких тысяч метров в северных частях Суйфунской и Супутинской впадин.

Мезозойские отложения, до сеноман-туронских включительно, обычно смяты в брахиформные складки с преобладающими падениями крыльев 20—30 до 60°, малоамплитудными взбросами и взбросо-сдвигами. Впадины, выполненные этими отложениями, с востока и юго-востока обычно ограничены разломами, по которым палеозойские и более древние толщи надвинуты на мезозойские формации. Последние вблизи разломов слагают сжатые, иногда опрокинутые, линейные складки, осложненные надвигами, взбросами и сдвигами.

В Сихотэ-Алинской области мезозойские геосинклинальные отложения слагают Главный синклиниорий Сихотэ-Алиния, а в пределах антиклинория они развиты в пригеосинклинальных прогибах, приуроченных преимущественно к их крыльям.

В синклиниории к триасу в известной мере условно относятся терригенно-кремнистая и песчано-алевритовая формации общей мощностью более 2500 м. Юрские отложения представлены флишоидной песчано-алевритовой, в меньшей мере терригенно-кремнистой формацией видимой мощностью 1800 м. Нижнемеловые отложения, имеющие максимальное развитие и мощность до 10 000 м, сложены песчано-алевритовой, флишоидной и флишевой песчано-алевритовыми формациями. Разрез мезозойских отложений до нижнемеловых включительно непрерывный, и лишь в основании лужкинской свиты средне-позднеальбского возраста местами наблюдается разрыв. В северной части Приморья, по данным В. П. Коновалова, И. К. Пуцина, А. В. Олейникова, Н. К. Цесарского и др., в толщах, относившихся ранее к сеноман-турону и к нижнему сенону, собрана ископаемая фауна, указывающая на их альбский возраст. Таким образом, неоднократно опубликованные сведения о наличии в Приморье морских геосинклинальных отложений позднемелового возраста не подтвердились. К аналогичному выводу пришли А. Г. Аблаев, В. П. Коновалов и В. А. Краснов (1972).

В зонах антиклинориев разрез мезозойских отложений обычно отличается прерывистостью и наличием угловых несогласий между отдельными толщами. Характерной особенностью нижнемеловых отложений Прибрежного антиклинория и восточной части Главного синклиниория Сихотэ-Алиния является преимущественно аркозный состав обломочного материала. Этот факт указывает на разрыв суши, сложенной в значительной мере породами гранитного состава, располагавшейся к востоку от зоны седиментации (П. В. Маркевич, 1970).

Нижнемеловые и более древние отложения в Сихотэ-Алинской области дислоцированы очень сильно. В пределах Самурского, Главного и Прибрежного антиклинориев и Главного синклиниория характерна комбинация линейных складок, северо-восточных надвигов или сбросов с сопряженными с ними сдвигами. Складки имеют северо-восточное простирание и под острым углом срезаются разломами, ограничивающими указанные зоны. Складки сжатые, косые или опрокинутые обычно на северо-запад, местами лежащие и перевернутые.

Указанные структуры ассимилированы интрузиями гранитоидов, получивших в северной части Сихотэ-Алиния название сангинских, а в Приморье — татибинских. В северной части Приморья, по данным И. К. Пуцина, А. В. Олейникова и др., нижнемеловые отложения с резким угло-

вым несогласием перекрыты локально развитой континентальной толщей аркозово-туфогенного состава мощностью около 1 000 м. По мнению С. А. Невотиной, определявшей остатки флоры из этой толщи, она имеет сеноман-туронский возраст. В зоне Прибрежного антиклинория нижнемеловые и более древние отложения также несогласно перекрыты сеноман-туронской вулканогенно-терригенной молассой. Таким образом, по условиям залегания эта толща существенно отличается от одновозрастных моласс Западно-Приморской области.

Позднетуронские структуры, ярко выраженные в Западно-Приморской области, в Сихотэ-Алинской области расшифровываются с трудом вследствие весьма незначительной площади развития сеноман-туронских отложений. Последние смяты в брахиформные складки с углами падения крыльев до 30° и разбиты многочисленными разломами.

Позднесенонские — раннепалеогеновые структуры наиболее четко выражены в пределах Прибрежного вулканического пояса. Они сложены мощным комплексом сенон-датских эффузивов и генетически связанных с ними интрузий. Эффузивы и сопутствующие им туфогенно-осадочные отложения выполняют вулканотектонические впадины глубиной до 2 500 м. Внутри вулканического комплекса отмечаются размыты и небольшие угловые несогласия, связанные с перерывами в вулканической деятельности. Интрузии приурочены к ядрам тектоно-магматических куполовидных поднятий амплитудой до 2 000 м. Существенную роль в формировании этих структур играют разломы. Значительная часть из них являются унаследованными, дугообразные разломы в их пределах связаны с образованием вулканотектонических структур.

Палеоген-миоценовые структуры представлены в основном двух- или односторонними грабенами, выполненными преимущественно угленосными отложениями. Цепочки тектонических впадин северо-восточного простирания протягиваются через Приморье и смежные с ним территории на многие сотни километров. Разломы, ограничивающие впадины, служили путями движения базальтоидных магм, дававших покровы эоценовых и олигоцен-миоценовых базальтоидов.

Неоген-четвертичные структуры выражены в сводовых поднятиях горных хребтов и нагорий и прогибаниях межгорных впадин. В неогеновую эпоху в Приморье продолжали существовать разломы, по которым на поверхность изливались базальтоиды. На смежной территории Китая и Кореи вулканическая деятельность продолжалась и в четвертичное время.

История геологического развития Приморья описана автором в книге «Геология СССР» (1969). В этой статье предлагаются палеотектонические схемы с палинспатическими построениями. При составлении их использован опыт П. Н. Кропоткина (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кропоткин, 1971). Реконструкция взаимного расположения отдельных блоков земной коры для отдаленных во времени периодов представляет трудную задачу и поэтому предлагаемые схемы сугубо гипотетические.

В конце среднего или в начале раннего протерозоя Буреинский, Фэншуйлинский, Кэнтэйский и Ханкайский срединные массивы, по-видимому, представляли собой единую консолидированную область (рис. 1). В позднем протерозое значительные их части начали прогибаться. В пределах Приморья оси прогибов совпадали с Кабаргинским и Черниговским синклинориями и Вознесенской складчатой зоной. В прогибах в конце протерозоя и в раннем кембрии формировались мощные толщи миогеосинклинальных отложений. Снос терригенного материала шел преимущественно с северо-запада.

В конце раннего, начале среднего кембрия внутренняя часть Ханкай-

ского массива испытывала воздымание, что привело к формированию молассоидных отложений. В дальнейшем эти толщи были дислоцированы, особенно интенсивно в Вознесенском прогибе. Можно предположить, что указанные деформации были связаны с тангенциальными напряжениями, вызванными образованием западного Вознесенского прогиба зоны растяжения, то есть с формированием Туманганского прогиба

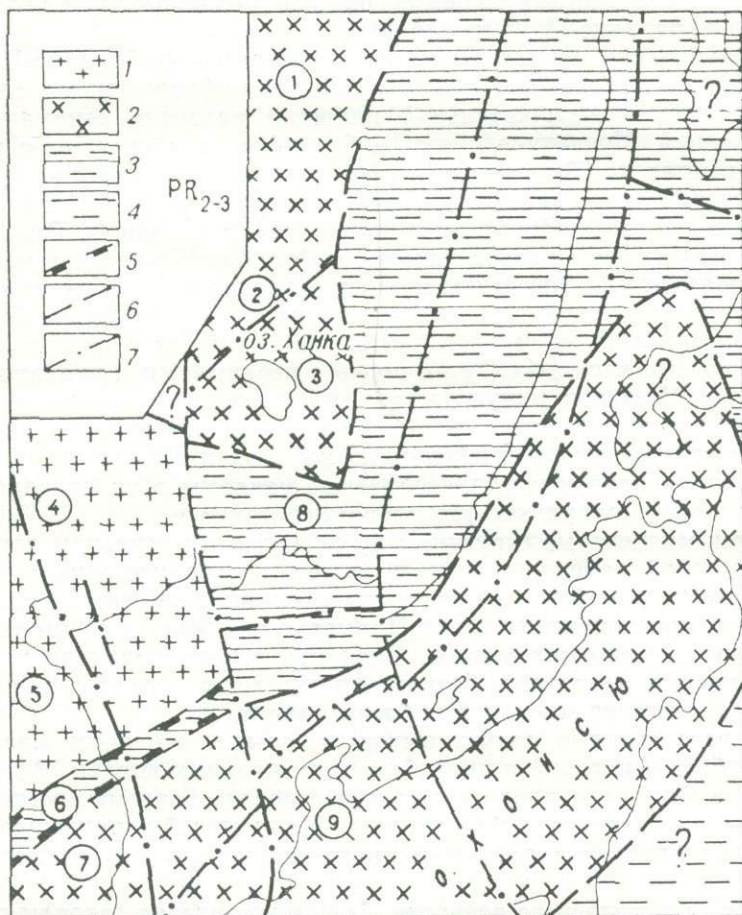


Рис. 1. Палеотектоническая схема для конца среднего (?) — начала позднего протерозоя

1 — древние платформы; 2 — области протерозойской консолидации (срединные массивы); 3 — геосинклинальные прогибы; 4 — предполагаемые океанические области; 5 — раздвиги; 6 — предполагаемые глубинные разломы; 7 — проекция глубинных разломов, возникших в конце раннего — начале позднего мела. Названия структур (цифры в кружках): 1 — Бурейский массив, 2 — Фэншуйлинский и Кэнтэйский массивы, 3 — Ханкайский массив, 4 — массив Кванмо, 5 — массив Кёнги, 6 — прогиб Очхон, 7 — массив Собэк, 8 — Южно-Приморский прогиб, 9 — массив Хида

(рис. 2). О времени указанных дислокаций можно судить лишь приблизительно. В кордонкинской свите, выполняющей Туманганский прогиб, связанные с ним дислокации могли образоваться в интервале времени от конца кембрия до начала силура. В районах, примыкающих к Ханкайскому массиву, а также в Тамгинском прогибе в это время седиментация в геосинклинальных условиях не прерывалась.

В конце силура или в начале девона на обширных пространствах Ханкайского массива и Южно-Приморской складчатой зоны сформировались крупные интрузии, приведшие к консолидации этих территорий и их воздыманию. Продукты размыва гранитоидов, по-видимому, служили основным источником аркозового материала, слагающего мощную

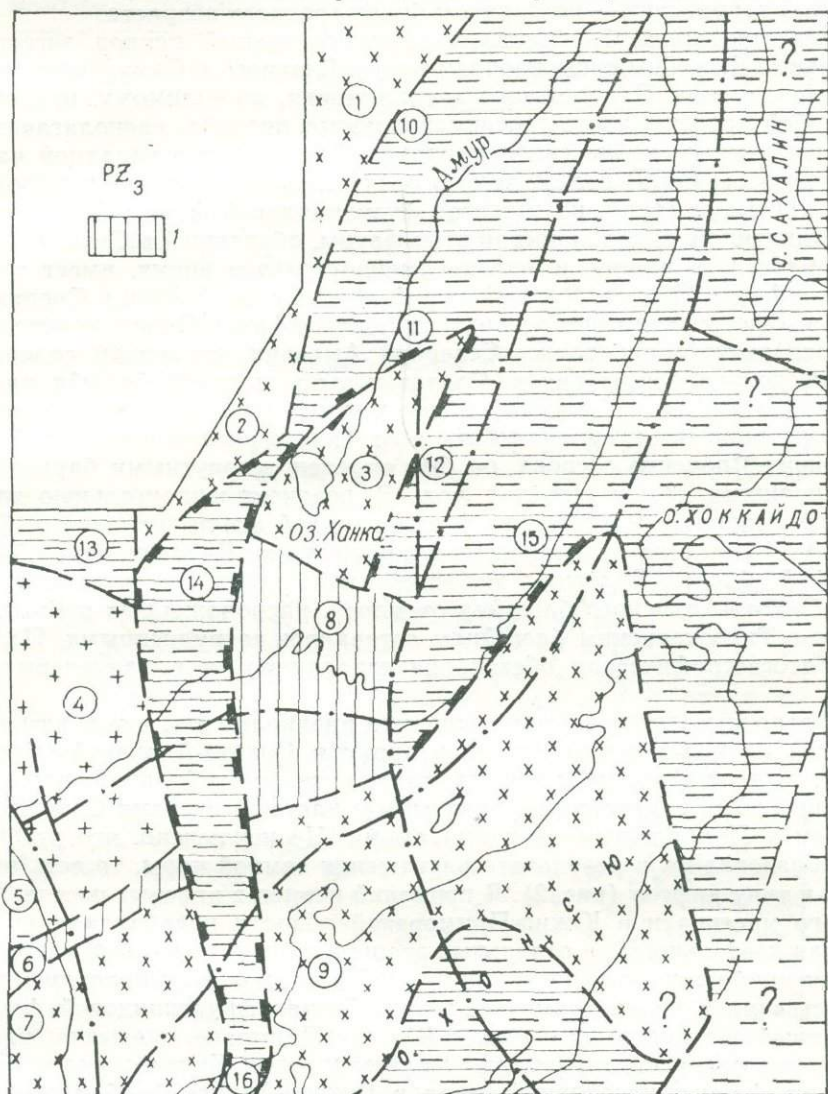


Рис. 2. Палеотектоническая схема для позднего палеозоя

1 — области раннепалеозойской и позднепалеозойской консолидации. Другие знаки см. на рис. 1. Зоны 6, 8 из прогибов превратились в одноименные консолидированные складчатые структуры. Новообразованные прогибы (цифры в кружках): 10 — Урмийский, 11 — Нижне-Бикинский (Самурский), 12 — Центральный, 13 — Чжангуанцяолин, 14 — Туманган, 15 — Прибрежный, 16 — Майдзуру

толщу осадков в восточной части Черниговского синклиналия. В Южно-Приморской зоне, по данным Н. Г. Мельникова, на денудированной поверхности гранитоидов местами формировались вулканогенные отложения и комагматичные им небольшие интрузии. В девоне эти породы были перекрыты пресноводными терригенными осадками.

В каменноугольный период Ханкайский массив и Южно-Приморская зона представляли собой поднятые участки суши, подвергавшиеся денудации. Это подтверждается отсутствием здесь находок органических остатков каменноугольного возраста, залеганием пермских отложений непосредственно на девонских толщах в отдельных впадинах, а на всей остальной территории — на породах более древнего возраста.

В Сихотэ-Алинской области в каменноугольный период эвгеосинклинальные бассейны существовали в зоне Главного и Самурского антиклинориев, а зона Прибрежного антиклинория, по-видимому, представляла собой краевую часть геосинклинального прогиба, располагавшуюся на подводном склоне суши, находившейся на месте западной части Японских островов. В пользу такого предположения свидетельствуют не только типы формаций, но и состав фузулинидовой фауны. По данным А. П. Никитиной, видовой состав этой фауны, обитавшей в Сихотэ-Алинской области в ранне- и среднекаменноугольное время, имеет много общего с фауной Урала, Русской платформы, Средней Азии и Средиземноморья. Вместе с тем она резко отличается от фауны Японских островов и Тихоокеанского побережья Северной Америки, поскольку содержит лишь несколько общих видов. Следовательно, морской бассейн располагавшийся в Сихотэ-Алинской области, имел непосредственную связь с морями, покрывавшими Евразию, а от Тихого океана и от морей, покрывавших Японские острова, он был отделен сухопутными барьерами, затруднявшими обмен морских вод. В позднекаменноугольную эпоху в Сихотэ-Алинском море состав фузулинидовой фауны изменился. Этот комплекс фузулинид отличался от фузулинид как Евразии, так и Тихоокеанской области. Видимо, в эту эпоху имела место относительная изоляция Сихотэ-Алинского бассейна от морей, расположенных в Евразии, а связи с Тихоокеанским бассейном оставались затрудненными. Подобная палеогеографическая обстановка сохранялась и в раннепермскую эпоху.

Приведенные данные дают основание предположить, что в каменноугольный период и раннепермскую эпоху в Сихотэ-Алинской области геосинклинальные прогибы занимали сравнительно небольшую площадь, соизмеримую с территориями, занятыми в настоящее время Самурским, Главным и Прибрежным антиклинориями. Не исключено, что эти прогибы образовались в результате растяжения земной коры, то есть относились к типу рифтов (рис. 2). В пермский период в краевых частях Ханкайского массива и в Южно-Приморской области преобладала вулканическая деятельность, в отдельные этапы накапливались континентальные или прибрежно-морские отложения. Последние формировались преимущественно в позднепермскую эпоху. Состав фузулинидовой фауны, населявшей позднепермское море в Южном Приморье, указывает на его связь с морями, располагавшимися на территории Китая, и резко отличается от фауны, населявшей моря в Сихотэ-Алинской области и на Японских островах. По данным А. П. Никитиной, из 250 видов фузулинид, характерных для Южно-Приморского моря, в осадках Сихотэ-Алинского моря обнаружен лишь один, а в Японии — 3—4 вида. Вместе с тем в позднепермское время в Сихотэ-Алинской области появились фораминиферы, сходные с фораминиферами, обитавшими на месте нынешних Японских островов, что указывает на расширение Сихотэ-Алинской геосинклинали. Можно предположить, что это произошло в результате раздвигания земной коры в ее внутренней части. При этом западным бортом раздвига служил разлом, возникший на южном отрезке Центрального Сихотэ-Алинского структурного шва. Растяжение коры в синклинории сопровождалось ее сжатием в смежных районах, чем можно объяснить

дислокации верхнепалеозойских сложеней и воздымание Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Образовавшийся геосинклинальный бассейн заполнялся осадками в конце перми, в триасе, юре и раннем мелу (рис. 3).

История геологического развития Приморья и впадин Японского моря в мезозое и кайнозое описана автором в нескольких статьях (Берсе-

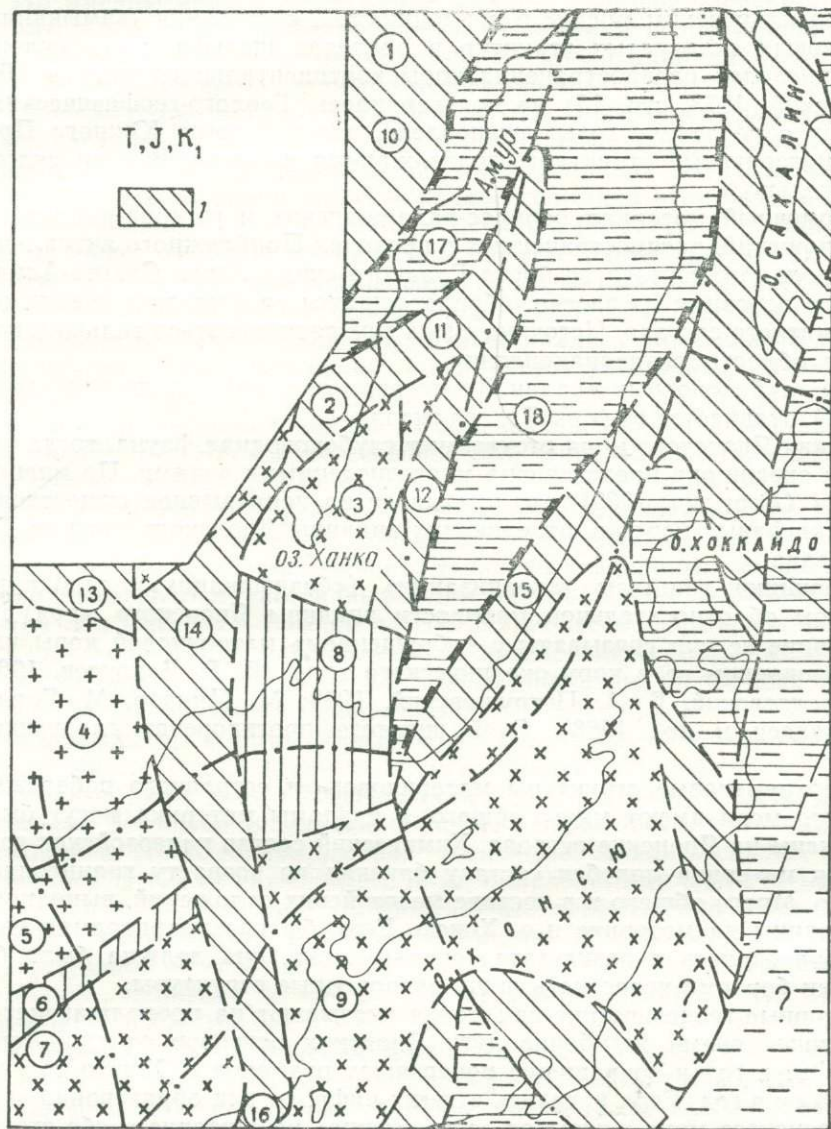


Рис. 3. Палеотектоническая схема для триаса, юры и раннего мела
 1 — позднепалеозойские складчатые области, в отдельных зонах консолидированные.
 Другие знаки см. на рис. 1, 2. Названия структур (цифры в кружках): зоны 10—16 из
 прогибов превратились в складчатые, в той или иной степени консолидированные струк-
 туры; 17 — Амуро-Уссурийский прогиб; 18 — Главный Сихотэ-Алинский прогиб

нев, 1968, 1970, 1971, 1972, 1973). Поэтому сведения по данному вопросу приведены в сокращенном виде.

Автор присоединяется к точке зрения П. Н. Кропоткина о происхождении впадины Японского моря в результате растяжения земной коры и

подстилающей ее верхней мантии (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кропоткин, 1971). Против гипотезы реликтового происхождения этой впадины, защищаемой Н. П. Васильковским (1968, 1973), свидетельствуют следующие факты.

Материковый склон Японского моря срезает разновозрастные структуры материка и Японских островов. Неоднократно высказывавшееся Н. П. Васильковским мнение о возможности... «затухания (замыкания) материковых складчатых структур в пределах шельфа и его склона, т. е. в пределах распространения коры континентального типа...» (Васильковский, 1973, стр. 13) не подтвердилось. Геолого-геофизическими работами в последние годы установлено, что у берегов Южного Приморья материковые структуры продолжают до материкового склона включительно.

Обломочный материал берриас-валанжинских и готерив-раннеальбских отложений, распространенных в пределах Прибрежного антиклинория и вдоль юго-восточного борта Главного синклинория Сихотэ-Алиня, состоит в основном из частиц, образовавшихся за счет разрушения пород гранитного состава. Источник сноса мог располагаться только к востоку от области осадконакопления.

Кора глубоководных впадин Японского моря, являясь по типу океанической, отличается от коры Тихого океана.

В водах Японского моря отсутствует глубоководная фауна, тогда как в Тихом океане она представлена многочисленными видами. По мнению биологов (Дерюгин, 1939), это указывает на непрерывное существование мелководных берегов, отделяющих впадины Японского моря от Тихого океана.

Сторонники гипотезы «океанизации» («базификации») солидарны с автором об относительной молодости впадины Японского моря. Но образование ее они связывают с «обрушением» материковой коры или преобразованием ее в кору океанического типа (В. В. Белоусов, 1960; Н. А. Беляевский, Б. А. Петрушевский, 1968; М. Минато, М. Гораи, М. Фунахаси и др., 1968). Этой гипотезе противоречат следующие данные.

Доверхнемеловые структуры материкового и островного побережий Японского моря имеют много общего, а разломы материка могут быть продолжены на Японские острова. Химический состав палеозойских гранитоидов материка подобен составу близких по возрасту гранитоидов о. Хонсю. Много общего и в составе мезозойских отложений, выполняющих впадины на материке и о. Хонсю. Если бы рассматриваемая впадина образовалась в результате «океанизации», она должна была бы со своими бортами пересекать лишь разнородные структуры.

Повторные геодезические измерения указывают на продолжающееся в настоящее время изгибание дуги Японских островов со скоростью около 3 см в год и сокращение поперечных размеров о. Хонсю со скоростью 5 см в год. Если исходить из этих цифр, то для образования впадины Японского моря, учитывая ее возможное расширение в обе стороны, потребуется не более 10 млн. лет. Как указано ниже, разлом, положивший начало впадине, возник около 100 млн. лет назад. Следовательно, средняя скорость раздвигания бортов впадины была в 10 раз меньше, чем в настоящее время. В случае образования рассматриваемой впадины в результате «океанизации» современные тектонические движения должны быть уникальными, не имевшими места в прошлом.

На материке характер структур, сложенных мезозойскими отложениями, указывает на образование их в результате сжатия земной коры при перемещении отдельных блоков в общем направлении на северо-

восток, то есть от Японского моря. На Японских островах складчатые и разрывные дислокации формировались в результате перемещения блоков на восток и юго-восток, также от Японского моря. Эти факты гипотезой «океанизации» объяснить невозможно.

По мнению автора, растяжение коры во впадине Японского моря в значительной мере компенсировалось ее сжатием по периферии впадины. Следовательно, анализируя развитие дислокаций на суше, можно восстановить основные этапы развития впадины.

В конце раннего, начале среднего альба образовался глубинный разлом, отделивший Сихотэ-Алинь от суши, простиравшейся к востоку, что препятствовало поступлению аркозового материала в Сихотэ-Алинскую геосинклиналь. В конце альба — начале сеномана этот разлом превратился во впадину, бортами которой служили раздвиги. Впадина, подобная по происхождению африканским рифтам, расширялась. Растяжение земной коры во впадине компенсировалось ее сжатием в пределах Сихотэ-Алиния и Японских островов. Этим объясняется отступление морского бассейна из Сихотэ-Алинской геосинклинали и интенсивные дислокации нижнемеловых отложений. После этого внедрились сравнительно небольшие интрузии гранитоидов.

К началу позднемеловой эпохи образовалась цепочка рифтовых впадин длиной до 2500 км. Ее северное окончание располагалось в западной части Сахалина, а противоположное — в Цусимском прогибе на южной оконечности Корейского полуострова или еще южнее (рис. 4). В сеноманский и в начале туронского веков в морских, местами пресноводных бассейнах, заполнявших указанные впадины, накапливались преимущественно молассоидные в той или иной мере туфогенные отложения. На материке близкие по составу молассы формировались в отдельных впадинах в субэвразальных и пресноводных условиях.

Конец турона — начало сенона были временем энергичных тектонических движений. Борты рифтовой впадины расширялись в обе стороны. В ее юго-западной части образовались новые разломы, возникла система раздвигов. Таким образом сформировалась сеть впадин, отделивших остаточные подводные возвышенности друг от друга, от материка и от Японских островов. В это время прилегающие части суши интенсивно сжимались. На материке особенно сильно развивались сдвиги, взбросы и надвиги, а также связанные с ними приразломные складчатые дислокации. Особенно крупные горизонтальные перемещения произошли по Центральному Сихотэ-Алинскому разлому, общую величину которых Б. А. Иванов (1972) по смещению рассеченных частей гранитоидных массивов оценивает в 60—100 км, а автор (Геология СССР, 1969, стр. 602) — в 80—100 км.

В сеноне зона растяжения земной коры распространилась за пределы впадины Японского моря. По периферии ее «ожили» ранее существовавшие и возникли новые глубокие разломы, по которым поступало огромное количество магматических расплавов. В результате в сенондатское время образовались мощные толщи вулканогенных пород и коагматичные им интрузии. В этот отрезок времени здесь сформировались многочисленные месторождения различных полезных ископаемых. К началу палеоцена сколько-нибудь существенные горизонтальные перемещения на материковой части региона прекратились. В палеогене и миоцене в межгорных впадинах накапливались континентальные, частично угленосные отложения, местами изливались базальтоидные лавы. В неоген-четвертичное время формировались сводовые поднятия и обширные межгорные впадины.

Приведенные данные подтверждают взгляды, неоднократно выска-

зывавшиеся П. Н. Кротопкиным (1971), Ю. М. Пущаровским и А. Л. Яншиным (1973) и другими исследователями о высокой тектонической активности Тихоокеанского подвижного пояса, широком развитии раздвиговых движений, приводящих к образованию геосинклиналей с тон-

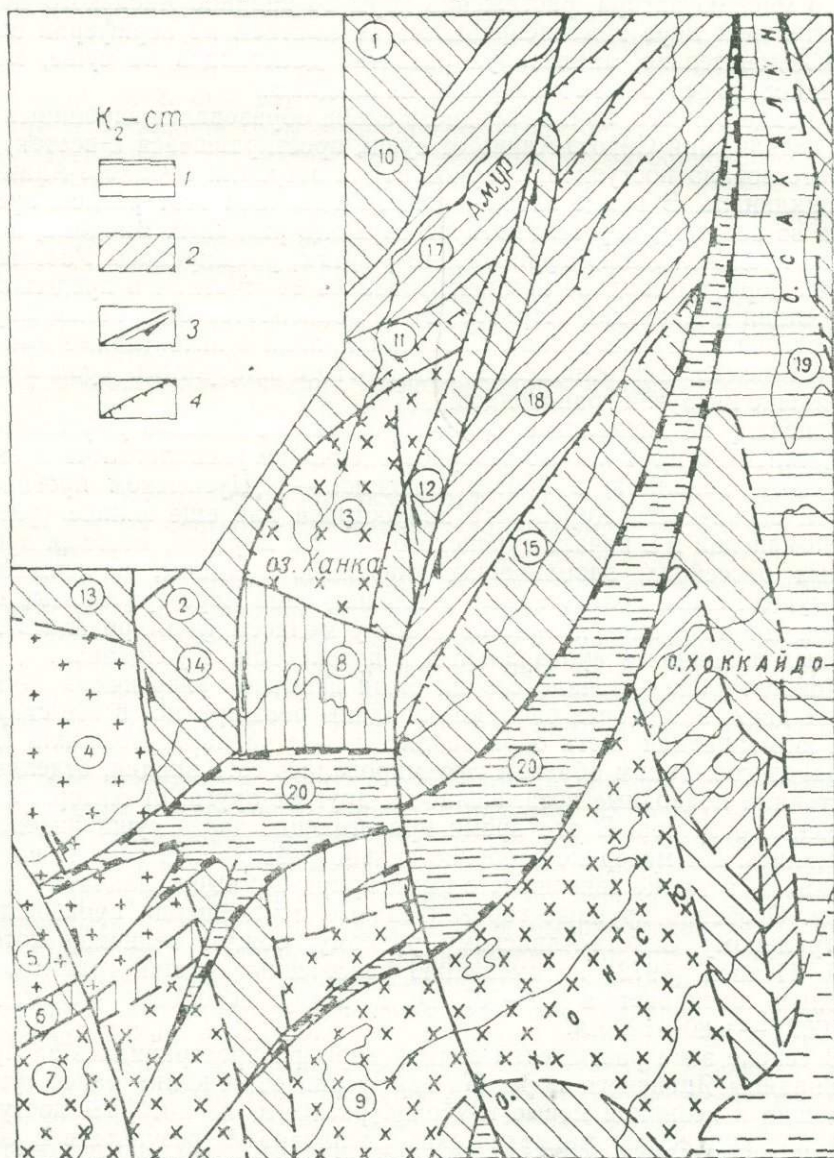


Рис. 4. Палеотектоническая схема для начала позднего мела (сеномана)

1 — миогеосинклинальные прогибы; 2 — области позднеальбской — раннесеноманской складчатости; 3 — сдвиги, стрелки показывают направление перемещения блоков; 4 — надвиги и взбросы, штрихи направлены по падению сместителя. Другие знаки см. на рис. 1, 2, 3. Названия структур (цифры в кружках): зоны 17, 18 из прогибов превратились в складчатые структуры; 19 — Западно-Сахалинский прогиб; 20 — рифтовые впадины развивающегося Японского моря

ким гранитным слоем или с океаническим типом коры в их основании.

Глубоководные впадины окраинных морей, обрамляющих с запада

Тихий океан, сформировались в результате растяжения земной коры и подстилающей ее части верхней мантии сравнительно недавно. Аналогичные по происхождению окраинные моря существовали и в более отдаленные геологические периоды. Возникновение и развитие зон растяжения сопровождалось сжатием коры в прилегающих к ним участках, что приводило к образованию на их территориях складчатых сооружений. Таким образом, превращение первичной океанической коры в кору материковую представляет собой очень сложный процесс. Толщи осадков, накапливающиеся в зоне перехода от материка к океану, далеко не сразу превращаются в участки материковых структур. Они неоднократно подвергаются тангенциальному сжатию и проницываются магматическими, преимущественно гранитоидными расплавами. В зонах растяжения образуются новые геосинклинали, которые в дальнейшем также испытывают сжатие и гранитизацию, приводящую в конечном итоге к формированию материковой коры.

Причины, вызывающие эффект растяжения одних зон коры при одновременном сжатии смежных зон, остаются неясными. Возможно, зоны растяжения располагаются над участками локального подъема вещества мантии.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А. Г., Коновалов В. П., Красилов В. А. О возрасте Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, сер. геологическая, т. 207, № 3, 1972.
- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез. «Советская геология», 1960, № 7.
- Беляевский Н. А., Петрушевский Б. А. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. В сб.: «Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий». Тр. сессии Отд. наук о Земле АН СССР. М., «Наука», 1968.
- Берсенева И. И. Об истории геологического развития северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток, 1968.
- Берсенева И. И. Об истории геологического развития северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. В сб.: «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов», т. 1. Владивосток, 1970.
- Берсенева И. И. Особенности геологического развития Приморья и происхождение Японского моря. Информ. сборн. Приморского геологического управления, № 7. Владивосток, 1971.
- Берсенева И. И. Как образовалось Японское море? «Природа», № 12. М., «Наука», 1972.
- Берсенева И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря. В сб.: «Вопросы геологии дна Японского моря». Владивосток, Изд. ДВНЦ АН СССР, 1973.
- Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история Северо-Азиатской ветви Тихоокеанского пояса. В сб.: «Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану». М., «Наука», 1968.
- Васильковский Н. П. Еще раз о происхождении Японского моря. В сб.: «Вопросы геологии дна Японского моря». Владивосток, Изд. ДВНЦ АН СССР, 1973.
- Геология СССР, т. XXXII. Приморский край. М., «Недра», 1969.
- Дерюгин К. М. Зоны и биоценозы залива Петра Великого (Японское море). Сб., посвящ. научной деятельности Н. М. Клиновского (1885—1939). М., 1939.
- Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов. В сб.: «История мирового океана». М., «Наука», 1971.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Маркевич П. В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, Изд. СО АН СССР, 1970.
- Минато М., Гораи М., Фунахаси М. Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
- Пуцаровский Ю. М., Яншин А. Л. Тихоокеанский тектонический (складчатого-геосинклинальный) пояс. Тектоника Тихоокеанского пояса. Тезисы докл. М., Изд-во АН СССР, 1973.

В. К. Гаврилов, Н. А. Соловьева

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

В результате работ, проведенных геологами Сахалинского геологического управления и Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР, собран большой материал по стратиграфии, тектонике и магматизму Курильских островов. Значительная часть его опубликована в XXXI томе Геологии СССР (1964). Многочисленная литература посвящена общим проблемам геологии Курил — вопросам их геологической природы, характера направленности развития земной коры и т. п. Однако многие вопросы геологии островов продолжают оставаться дискуссионными. Прежде всего нет единой точки зрения в отношении геологической природы Курильской островной дуги. Разделяя круг идей тех исследователей, которые считают Курильскую зону современной геосинклинальной системой, авторы в настоящей статье обсуждают некоторые результаты исследований мезо-кайнозойских отложений островов с позиций формационного анализа.

I

Курильская геосинклинальная система состоит из сопряженных и линейновытянутых структур: геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил и геосинклинальных прогибов — Курило-Камчатского, Срединно-Курильского и Южно-Охотского.

В геологическом строении Малой гряды принимают участие мезозойские и кайнозойские образования. Мезозойские отложения датируются кампанским, маастрихтским и датским (?) ярусами верхнего мела и выделяются соответственно в матакотанскую, малокурильскую и зеленоскую свиты. Кайнозойские породы имеют предположительно неоген-четвертичный возраст и объединяются в комплекс Ноторо-Томари. В структурном отношении Малая гряда представляет собой нарушенную разломами моноклираль, полого наклоненную в сторону океана.

В разрезе нижней части матакотанской свиты мощностью около 500 м широко распространены шаровые лавы, лавобрекчии, массивные и миндалекаменные разности базальтов и андезито-базальтов. Подушки шаровых лав достигают в поперечнике 1—2 м и тесно прилегают друг к другу; сцементированы они, как правило, хемогенным материалом. В породах матакотанской свиты широко распространены цеолиты, анальцим, апофиллит, хлориты, карбонаты, альбит. Отложения нижней толщи формировались, по всей видимости, в результате подводных трещинных излияний. Верхняя толща (мощностью 300 м) сложена преимущественно обломочными породами при преобладании конгломерато-

брекчий. Шаровые лавы здесь образуют маломощные прослои; диаметр подушек их не превышает 0,5—0,7 м. Цементом служит тонкораздробленный пирокластический материал. По-видимому, породы верхней толщи образовались в мелководном бассейне у подножья вулканических построек. Общая мощность матакотанской свиты около 800 м.

Отложения малокурильской свиты на нижележащих образованиях залегают согласно. На о. Шикотан свита представлена чередующимися средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и гравелитами с прослоями среднеспаммитовых тефроидов и туфов. На островах Полонского, Зеленом и Танфильева большую роль играют грубо- и среднезернистые песчаники, гравелиты, туфы псаммитовой и псефитовой размерности, встречаются турбидиты. Здесь широко развиты субвулканические тела трахидолеритов и трахибазальтов. По химическому составу вулканические породы малокурильской свиты соответствуют щелочным оливиновым базальтам, благодаря чему пирокластический материал резко отличается от вулканомиктового. Последний представлен продуктами разрушения вулканических построек кампанского времени. В маастрихтский век в районе Малой гряды существовали две фациальные зоны. Северная зона (о. Шикотан) характеризовалась небольшими глубинами и относительно спокойными условиями седиментации. Осадки южной зоны образовались в более глубокой части бассейна, находившейся ближе к вулканическим центрам. Мощность малокурильской свиты колеблется от 300 м на о. Шикотан до 1 000 м на Малых островах.

Стратиграфические контакты отложений зеленовской свиты с отложениями малокурильской свиты неизвестны. В целом — по составу и характеру чередования пород в разрезе отложения зеленовской свиты близки к образованиям матакотанской свиты. Однако в составе зеленовской свиты преобладают лавобрекчии и лавы со столбчатой отдельностью. Миндалекаменные разности базальтов редки, а шаровые лавы по облику аналогичны лавам из верхней толщи матакотанской свиты. Среди вторичных минералов широко распространены окисные соединения железа и минералы кремнезема. В отложениях свиты обнаружены древесные обломки, окаменевшие стволы деревьев, мелкий растительный детрит. Комплекс пород зеленовской свиты, по всей вероятности, сформировался вблизи вулканических центров в мелководных и континентальных условиях. Общая мощность свиты составляет, по-видимому, 700—800 м.

На верхнемеловых отложениях с несогласием залегают основные эффузивы комплекса Ноторо-Томари, формировавшиеся в континентальных условиях.

В верхнемеловом комплексе Малой гряды можно выделить два типа разрезов. К первому относятся отложения матакотанской и зеленовской свит, ко второму — отложения малокурильской свиты. В первом случае породы формировались вблизи вулканических центров, во втором — на удалении от них. На первый взгляд создается впечатление, что отложения малокурильской свиты резко отличны от образований матакотанской и зеленовской свит. На самом деле это отличие вызвано только появлением в маастрихтское время новых вулканических построек и прекращением деятельности старых. Сравнение вулканогенно-осадочных пачек пород матакотанской и малокурильской свит говорит об их однотипности и образовании в одинаковых условиях. Нередко породы верхней части матакотанской и нижней части малокурильской свит составляют непрерывный разрез, и границу между свитами трудно провести (например, в бухте Крабовой). Строение матакотанской и зеленовской свит почти полностью повторяет друг друга. Таким образом, весь верхнемело-

вой комплекс отложений Малой гряды общей мощностью не более 2 600 м следует относить к единой вулканогенно-осадочной формации.

Острова Большой Курильской гряды сложены неогеновыми и четвертичными отложениями. Для каждого из островов гряды выработаны свои стратиграфические схемы отложений, вопрос о их сопоставлении в ряде случаев вызывает разногласия. Однако нет сомнений в общности формационного состава неогеновых отложений вдоль всей Большой Курильской гряды (Пискунов, Гаврилов, 1970). Для примера рассмотрим неогеновые отложения северной группы островов — Парамушира и Шумшу.

Острова Парамушир и Шумшу — часть единой геоантиклинальной зоны. Структура неогеновых отложений представляет собой сочетание крупных кулисообразно сочленяющихся антиклинальных складок и вулканотектонических депрессий. В стратиграфическом разрезе неогеновых отложений выделяются (снизу вверх): среднепарамуширская свита (N_1^{1-2}), охотская свита ($N_2^1 - N_2^2$), океанская свита (N_2).

Анализ геологических разрезов среднепарамуширской свиты приводит к выводу, что свита в целом сложена двумя комплексами горных пород — вулканическим и вулканогенно-осадочным. Первый из них представлен лавами, агломератами, конглобрекциями и вулканическими брекчиями; прослои вулканомиктовых гравелитов, песчаников и туффигов встречаются редко. Вулканогенно-осадочный комплекс сложен туфами, туффитами, вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, туфодиаомитами и реже мелкообломочными конглобрекциями. Местами встречаются отдельные линзы вулканических брекчий. Состав вулканического материала преимущественно основной и средней; в районе бухты Фусса известны лавы и туфы дацитов и риолитов. Наличие в разрезах вулканического комплекса прослоев конглобрекций, характеризующихся смесью окатанного и неокатанного материала, преобладание в вулканических брекчиях обломков без следов сортировки и окатанности, ассоциация лавовых потоков с шаровой и подушечной текстурой и эффузивов, покрытых ожелезненными корками, — все это позволяет считать, что формирование вулканического комплекса происходило на склонах вулканических построек в подводных, прибрежно-морских и континентальных условиях. Широкое развитие в отложениях вулканогенно-осадочного комплекса необработанной пирокластике и соответствие пирокластического и вулканомиктового материала составу эффузивных пород говорят о том, что в целом формирование осадков комплекса происходило без существенного переноса, вблизи местных источников сноса (вулканических построек). При этом можно предполагать, что в районах тихоокеанского побережья о. Парамушир, бухты Фусса и на о. Шумшу располагался мелководный участок шельфа (обилие в разрезах хорошо окатанного вулканомиктового материала, остатки обугленной древесины, следы перемыва осадков, прослои игнимбритоподобных туфов, прослои и линзы конгломерато-брекчий и вулканических брекчий). Более глубоководный участок располагался с охотской стороны о. Парамушир. Об этом можно судить прежде всего по наличию здесь турбидитов. В породах среднепарамуширской свиты, благодаря развитию процессов пропилитизации, часто встречаются альбит, хлорит, кальцит, кварц и пирит. Общая видимая мощность среднепарамуширской свиты не превышает 1 700 м.

Породы охотской свиты в одних районах залегают с размывом на образованиях среднепарамуширской свиты, в других — они связаны постепенными переходами. Как видно из приведенных геологических разрезов, вулканический комплекс в отложениях свиты распространен огра-

ниченно. Линзы грубообломочных брекчий и единичные лавовые потоки рассеяны по всему разрезу. Вулканогенно-осадочный комплекс в целом по строению и набору пород, типам стратификации близок к соответствующему комплексу среднепарамуширской свиты. Общей особенностью охотской свиты является присутствие в различных породах значительного количества пемзы андезито-дацитового и дацитового состава, благодаря чему отложения приобретают белесоватый облик. Породы нередко, особенно в верхних частях разреза свиты характеризуются слабой цементацией и слабыми вторичными изменениями. Особенности слоистости пород, тесная ассоциация в разрезах опоковидных песчаников, туфодиазомитов и песчаников, обогащенных магнетитом, прослои игнимбри-топодобных туфов, остатки обугленной древесины, следы перемиыва осадков, многочисленные прослои и линзы мелкообломочных конглобрекчий — все это свидетельствует, на наш взгляд, о том, что на большей части территории островов Парамушир и Шумшу во время накопления осадков охотской свиты существовали мелководные бассейны типа межвулканических депрессий. Общая мощность охотской свиты не превышает 850 м.

Океанская свита в одних случаях залегает на подстилающих отложениях трансгрессивно, а в других, возможно, является фаціальным аналогом верхней части охотской свиты. Широко распространенные в разрезе свиты лавы, вулканические брекчии, конглобрекчии и агломераты основного состава образуют в совокупности вулканический комплекс, который по всем своим основным особенностям весьма напоминает подобный же комплекс среднепарамуширской свиты. В океанской свите довольно четко выделяются три ассоциации горных пород. Первая ассоциация пород, распространенная главным образом вдоль Тихоокеанского побережья обоих островов, образована вулканическими брекчиями, конглобрекчиями и лавами; последние нередко обладают подушечной и шаровой отдельностью. Изредка встречаются линзы конгломератов. Все виды моллюсков, обнаруженные в прослоях косослоистых гравелитов, по мнению В. Н. Синельниковой (ГИН АН СССР), являются мелководными прикрепленными формами, приспособленными для обитания в зоне сильных волнений. Таким образом, рассматриваемые отложения сформировались в прибрежно-морских условиях. Вторая ассоциация развита в районе мыса Двойного (о. Парамушир) и в окрестностях мысов Юдина и Яугич на о. Шумшу. В разрезах этого типа лавы и вулканические брекчии основного состава ассоциируют с опоковидными песчаниками и пемзосодержащими, часто косослоистыми туфами и туффитами. Накопление осадков этого типа происходило, вероятно, в мелководных замкнутых водоемах. Наконец, третья ассоциация горных пород образована агломератами и лавами с ожелезненными шлаковыми корками. Эти породы распространены в хребте Левинсон-Лессинга. Последние формировались в континентальных условиях. Широкое развитие в разрезах всех трех типов грубообломочных пород и лавовых потоков свидетельствует о том, что вулканические центры этого времени находились в непосредственной близости от районов распространения отложений свиты. Породы свиты, как правило, очень несвежие, из вторичных минералов характерен только палагонит. Видимая мощность свиты не превышает 700 м.

Четвертичные отложения представлены преимущественно вулканическими породами основного и среднего состава; более кислые разности встречаются редко.

Таким образом, разрез кайнозойских отложений островов Парамушир и Шумшу (общей мощностью порядка 3500 м) образован двумя

комплексами горных пород — вулканическим и вулканогенно-осадочным. В четвертичное время в пределах островной суши формируется вулканический комплекс, а в прилегающих участках акваторий накапливаются осадки, состоящие преимущественно из продуктов разрушающейся суши и пирокластики, т. е. образуется вулканогенно-осадочный комплекс. На различных стратиграфических уровнях набор пород и строение комплексов остается в общем однотипным, меняется лишь их роль в разрезе и состав вулканического материала. В соответствии с этим неогеновые отложения островов следует относить к одной вулканогенно-осадочной формации.

II

По существу, геологическая история островов Малых и Больших Курил сводится к истории вулканической деятельности в этих зонах.

Имеющийся материал позволяет восстановить историю Малой гряды только с кампанского века позднемеловой эпохи. Трещинный подводный вулканизм, проявлявшийся в начале кампанского века, к концу его постепенно сменился вулканизмом центрального типа. В это же время вследствие накопления больших масс изверженного материала и тектонического поднятия западный край гряды был приподнят над уровнем моря. В начале маастрихтского века вулканическая деятельность практически прекратилась. Затем к югу от района Малой гряды возникли новые центры извержений, поставившие в бассейн тонкий пирокластический материал щелочного оливин-базальтового состава. Судя по составу резургентного материала, смешанного с ювенильным, эти постройки были сложены породами кампанского возраста. Часть магматического расплава поступала по трещинам в илы морского дна, где застывая, давала субвулканические тела, а изливаясь на его поверхность, образовывала лавы с шаровой отдельностью. В маастрихтское время процесс воздымания захватил центральную часть структуры, где формировались осадки малокурильской свиты. К концу маастрихта извержения щелочной магмы прекратились, а в самом конце маастрихта — начале датского века вдоль юго-восточной окраины Малой гряды вновь началась вулканическая деятельность. Вулканизм этого времени отвечает центральному типу. Центры извержений, как и в кампанское время, были расположены линейно, фиксируя разлом северо-восточного простирания. Таким образом, устанавливается миграция вулканических центров в течение позднемеловой эпохи от западного края гряды к восточному. Процесс воздымания структуры с запада на восток обусловил общее моноклиальное падение верхнемеловых пород к юго-востоку. Пологое залегание отложений говорит о постепенности этого процесса. Начиная с палеогена, Малая гряда существует уже в качестве устойчивого поднятия.

На островах Малой гряды в течение всей геологической истории отсутствовали продукты дифференциации магматического расплава. В начальные и конечные этапы вулканической деятельности при трещинных излияниях формировались базальтовые и андезито-базальтовые толщи. В середине позднемеловой эпохи кратковременно проявился вулканизм щелочного оливин-базальтового состава. Важно отметить, что в это время прекратилась деятельность вулканических построек, поставивших на земную поверхность вулканические породы известково-щелочного состава.

Как и на Малой гряде, формирование структуры Больших Курил неразрывно связано с развитием вулканизма. На территории островов

Парамушир и Шумшу в раннем и среднем миоцене вдоль кулисообразно расположенных и линейно вытянутых зон проницаемости располагались цепочки островных вулканов. Возможно, в начале позднего миоцена вулканическая деятельность проявлялась в ослабленной форме, однако полностью она не прекратилась. Об этом можно судить по прослоям туфов основного и среднего состава в основании охотской свиты на территории обоих островов. Кроме того, в нижних горизонтах охотской свиты широко распространены силлы основного состава. К началу позднего миоцена уже были сформированы и существовали в виде тектонических поднятий все крупные антиклинальные складки; их северо-западные крылья были более крутыми. Асимметрия рельефа подчеркивается и приуроченностью вулканического комплекса среднепарамуширской свиты к области юго-восточных крыльев и частично сводовых частей антиклиналей. В позднемиоцен-раннеплиоценовое время наряду с локальными излияниями основных лав широко проявился вулканизм кислого состава, в результате чего в мелководные бассейны поступило огромное количество пемзового материала. Возможно процессы пемзообразования генетически связаны с формированием кальдер и вулканотектонических депрессий. Формирование депрессий в целом приурочено к границе миоцена и плиоцена. В позднем плиоцене вдоль ориентированных в северо-восточном направлении зон проницаемости возникает новая цепь вулканических построек. Одни из них расположились вдоль краевых частей антиклинального поднятия, здесь часто фиксируются прибрежно-морские фации отложений. Другие «вторглись» в пределы уже сформированного поднятия и размещались на территории депрессий; в этих районах накопление вулканического материала происходило главным образом в континентальных условиях. Лавовые потоки в районе хребта Левинсон-Лессинга распространялись только в сторону Тихого океана, подчеркивая тем самым наметившуюся ранее асимметрию в строении о. Парамушир. Судя по морфологии вулканических форм хребта Левинсон-Лессинга, вполне вероятно является предположение об отсутствии перерыва в вулканической деятельности на границе плиоцена и четвертичной эпохи.

III

Тектоническая классификация Н. П. Хераскова (1967) предусматривает выделение трех классов формаций: платформенных, геосинклинальных и орогенных. Развивая дальше эти положения, М. В. Муратов (Муратов, Цейслер, 1968) предлагает выделять в геосинклинальных областях три парагенеза формаций, отвечающих разным типам структур: 1) геосинклинальным прогибам, 2) геоантиклинальным поднятиям, 3) срединным массивам. Два первых типа обладают признаками, присущими собственно геосинклинальным формациям.

Вулканогенно-осадочные формации Малых и Больших Курил характеризуются некоторыми особенностями, которые Н. С. Шатский (1946), Н. П. Херасков (1967) и другие исследователи считают характерными для геоантиклиналей. Среди них отметим сравнительно небольшие мощности отложений, широкое развитие прибрежно-морских, континентальных и мелководных образований, их перемежаемость в разрезах, значительное количество местных размылов и несогласий.

С другой стороны, малые мощности верхнемеловых и неогеновых отложений, их слабая дислоцированность и отсутствие типичных геосинклинальных формаций рассматриваются В. В. Белоусовым и Е. М. Рудичем (1960) как свидетельство негеосинклинальной природы Курильских островов.

Результаты изучения вулканогенно-осадочных формаций Курильских островов позволяют говорить о том, что во время поздне меловой седиментации в пределах Малой гряды и неогеновой — на Большой Курильской гряде существовали в основном подводные архипелаги (или хребты) с резко расчлененным рельефом и поднимающимися из-под уровня моря вулканическими постройками (Гаврилов, Соловьева, 1973). В верхнемеловом и неогеновом разрезах встречаются образования разных фаций — как глубоководные отложения (турбидиты), так и отложения мелководных зон (титаномагнетитовые песчаники и туфодиациты). Как было показано выше, и в верхнемеловом разрезе Малой гряды, и в неогеновом разрезе Больших Курил отсутствуют пакки «нормально-осадочных» пород. Вулканомиктовый материал формировался в результате разрушения вулканических построек, за счет пирокластических выбросов и в процессе размыва стратифицированных вулканогенных толщ. Особо следует подчеркнуть, что отложения всех стратиграфических комплексов на Курильских островах образовались исключительно за счет местных источников сноса (вулканов).

В структурном отношении обе гряды островов представляют собой поднятия, сформированные в основном в результате аккумуляции вулканических продуктов. «Каркас» подобной структуры образуется вследствие миграции в течение геологического времени зон проницаемости земной коры, вдоль которых происходит накопление эффузивных образований. Участки, лишенные «собственных» вулканических проявлений, впоследствии причленялись к поднятиям как в связи с обильным поступлением пирокластического материала и продуктов разрушения поднятий, так и вследствие тектонических процессов.

Одновременно с развитием геосинклинальных поднятий развивались и входящие в Курильскую геосинклинальную систему прогибы — Южно-Охотский, Срединно-Курильский и Курило-Камчатский. По аналогии с современным осадконакоплением (Безруков и др., 1961; Эрикссон и др., 1957) в этих прогибах происходит накопление граувакковых, флишевых, кремнистых и вулканогенных отложений. Отсюда следует, что прогибы и поднятия различаются не только по морфологии, но и по составу слагающих их формаций.

Отсутствие региональных фаз складчатости, крупных батолитовых интрузий, а также тот факт, что в прогибах до настоящего времени происходит формирование типичных геосинклинальных формаций, говорят о том, что Курильская геосинклинальная система находится на относительно ранней стадии развития.

Таким образом, наши исследования позволяют считать, что весь комплекс верхнемеловых отложений Малой Курильской гряды соответствует единой вулканогенно-осадочной формации; в свою очередь кайнозойские отложения Больших Курил в целом также относятся к одной вулканогенно-осадочной формации. Формирование обеих формаций происходило в области геосинклинальных поднятий. В латеральном направлении рассматриваемые формации сменяются, по-видимому, комплексами пород, типичными для собственно геосинклинальных прогибов. Образование андезитовой формации на Больших Курилах и щелочной оливин-базальтовой — на островах Малой гряды находят свое объяснение в том, что их формирование происходило в пределах поднятий, а не в прогибах.

Знакомство с литературными источниками указывает на довольно слабую изученность геосинклинальных зон многих складчатых областей, что в большинстве случаев связано с сильной метаморфизованностью слагающих их пород. В связи с этим анализ формационного сос-

тава отложений Курильских островов важен не только для выяснения истории геологического развития этой области, но и для распознавания аналогов таких структур в геологическом прошлом.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Основные черты осадкообразования в дальневосточных морях в четвертичное время. В сб.: «Материалы Всесоюзн. совещ. по изуч. четверт. периода», т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. «Сов. геология», 1960, № 10.
- Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, «Наука», 1973. Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.
- Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. Бюлл. МОИП, XIII, вып. 5, отд. геол., 1968.
- Пискунов Б. Н., Гаврилов В. К. Неогеновые вулканогенно-осадочные формации Курильских островов. Докл. АН СССР, т. 192, № 5, 1970.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946.
- Эрикссон Д., Юннг М., Хизен Б., Воллин Г. Отложения осадков в глубоководной части Атлантики. В сб.: «Земная кора». М., ИЛ, 1957.

Д. А. Кириков, Л. И. Красный, В. В. Русс

**СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ КАРТА
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО
ПОЯСА МАСШТАБА 1:1 500 000 (ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ,
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПРОГНОЗНОЕ
ЗНАЧЕНИЕ)**

Одно из новых направлений в геологической картографии — составление карт, отражающих закономерности размещения вещества земной коры, а частично и верхней мантии. К их числу относится «Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1:1 500 000», составленная во Всесоюзном геологическом институте*. Над картой работали специалисты Якутского, Северо-Восточного, Читинского, Дальневосточного, Приморского и Сахалинского территориальных геологических управлений и научно-исследовательских институтов Министерства геологии, Академии наук СССР и других ведомств.

Название карты подчеркивает, что она составлена методом структурно-формационного анализа. Основа ее содержания — показ тектонических условий образования геологических формаций. Все явления, отраженные на карте, рассматриваются в исторической последовательности и во взаимосвязи, т. е. принцип построения карты геолого-исторический.

В качестве тектоно-хронологических подразделений приняты для геосинклиналей геотектонические (тектоно-магматические) циклы, подразделяемые на собственно геосинклиналиную, инверсионную и постинверсионную стадии. Развитие платформы рассматривается по эпохам (эоплатформенная, платформенная) и этапам. Особо выделяются области активизации и стабилизации, развитие которых также рассматривается по соответствующим этапам. Каждое из перечисленных подразделений является временным и вместе с тем характеризуется совокупностью процессов, отвечающих определенным тектоническим условиям.

На карте цветовой гаммой изображены тектоно-генетические структуры, к которым отнесены прогибы, впадины, депрессии и прочие структуры опускания земной коры. В них происходил седиментогенез, и в этом смысле они являются генетическими, а их тектоническая природа позволила рассматриваемые структуры в целом назвать тектоно-генетическими.

Штриховыми знаками показаны стратифицированные формации, «заполнившие» тектоно-генетические структуры, а яркими цветами — плу-

* Карта издана в конце 1972 года. На титульном листе ее указан 1969 год — год завершения картосоставительских работ. В ней учтены материалы по состоянию на 1968 год.

тонические формации, составляющие особую группу глубинных образований. В целом геологические формации подразделяются на осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и плутонические. В основе представлений о геологических формациях лежат определения Н. С. Шатского (1965), Н. П. Хераскова (1952), Ю. А. Кузнецова (1964), Ю. А. Косыгина (1969), причем в первую очередь формации рассматриваются как вещественные категории. Выделение формаций или, точнее, расчленение на формации всей толщи, доступной наблюдению части земной коры, — это прежде всего вопрос состава формаций т. е. набора пород, относимых к той или иной формации. Для этого литолого-стратиграфические разрезы, характеристики магматических комплексов и другие материалы анализировались с точки зрения выделения естественных ассоциаций горных пород, которые, во-первых были бы устойчивыми, т. е. встречались бы в разных местах и в разное время, во-вторых, отражали бы какие-либо существенные эпизоды в геолого-историческом развитии соответствующей зоны, запечатленные в таких ассоциациях. Таким образом, границами стратифицированных формаций являются поверхности (или зоны) качественного изменения ассоциации. Следует подчеркнуть, что в основу положено представление о первичном составе формаций.

Выделение магматических формаций проводилось на основании следующих критериев: 1) сходство набора петрографических типов пород и их петрографического состава, 2) близость количественных соотношений между породами различных петрографических типов, 3) пространственная приуроченность к однотипным тектоническим структурам, 4) приуроченность к одним и тем же стадиям или этапам геотектонического развития и сходство геологической обстановки в момент становления, 5) близость металлогенической специализации.

Метаморфические образования, которые являются продуктом переработки пород на месте, не рассматриваются как геологические формации. Среди них различаются ассоциации метаморфических пород, сгруппированные по фациям метаморфизма.

Тектоно-генетические структуры классифицированы или, точнее сказать, сгруппированы по вещественному составу и тектоническим условиям образования. На этот путь нас навели работы М. В. Муратова (1962), предложившего вещественную типизацию геосинклиналей. Различаются, например, терригенно-кремнисто-вулканогенные прогибы ранней подстадии собственно геосинклинальной стадии или терригенные флишвидные прогибы поздней подстадии собственно геосинклинальной стадии и другие. В инверсионную стадию выделяются морские и континентальные терригенные и вулканогенно-терригенные прогибы и впадины. И так далее.

Существенно иную природу имеют тектоно-морфологические структуры, образовавшиеся в результате деформаций слоистых толщ и не контролировавшие седиментогенез. К ним относятся разного рода складки, показанные на карте линейными и контурными знаками.

Кроме перечисленных элементов, на структурно-формационной карте изображены глубинные разломы, классифицированные по их контролирующей роли в размещении магматических формаций. Выделены разломы, контролирующие размещение магматических тел ультраосновного, кислого и смешанного состава. Последняя категория отражает изменение состава магматических продуктов во времени. Кроме того, показаны разломы, для которых связь с магматизмом не установлена, и разломы, выделяемые только по геофизическим данным и по морфологии морского дна.

В пределах акватории показаны морфоструктуры континентального (шельф и его элементы), переходного (материковый и островной уступы, геантиклинали островных дуг и проч.) и океанического (ложе океана) типов, а также состав донных отложений. Последние подразделяются по генезису (терригенные, вулканогенные и т. д.) и составу (кремнистые, карбонатные и т. д.).

Структурно-формационная карта охватывает огромную территорию Востока СССР. Посредством анализа закономерностей размещения геологических формаций и тектоно-генетических структур (с учетом уже существующих представлений) здесь выделяются:

- 1) Сибирская платформа (восточная и юго-восточная части),
- 2) Селенгино-Яблоневая складчатая система Байкальской складчатой области,
- 3) Верхояно-Чукотская складчатая область в составе Яно-Колымской и Чукотской складчатых систем, Омолонского, Охотского, Чукотского и Колымского * массивов,
- 4) Амурская складчатая область в составе Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, Аргунского, Буреинского и Ханкайского массивов,
- 5) Ниппонская геосинклинально-складчатая область в составе Хоккайдо-Сахалинской, Охотско-Корякской складчатых и Курило-Восточно-Камчатской геосинклинальной систем, Центрально-Охотского и Анадырского массивов,
- 6) Восточно-Азиатский вулканогенный пояс в составе Чукотского, Охотского и Сихотэ-Алинского вулканогенов.

Формационный анализ показал, что каждая складчатая область имеет свои специфические формационные черты, т. е. характеризуется определенными рядами формаций. Этот признак следует рассматривать как важнейший для тектонического районирования. Так, Верхояно-Чукотской складчатой области свойственно развитие терригенно-карбонатных формаций в раннем — среднем палеозое и терригенные собственно геосинклинальных — в позднем палеозое — мезозое. Амурская складчатая область характеризуется развитием спилито-диабазо-кремнистых формаций в геосинклиналях и интенсивной гранитоидной переработкой средних массивов геантиклинального типа. Ниппонская складчатая область отличается развитием базальто-кремнистых собственно геосинклинальных и туффито-диатомовых, туффито-андезитовых («зеленых туфов») инверсионных формаций. Массивы этой области сформировались, по-видимому, на меловом складчатом основании. Формационный тип геосинклиналей вероятнее всего зависит от подвижности основания. Терригенно-карбонатные и терригенные геосинклинали, почти лишенные магматических продуктов, обладающие относительно простыми складчатыми дислокациями и мощностями порядка 5—10 тыс. м слагающих их стратифицированных образований, развиваются на слабо подвижном основании. А вулканогенно-кремнистые, характеризующиеся сложным магматизмом, интенсивными дислокациями и большими (10—15 тыс. м) мощностями, на более подвижном основании. В ходе геолого-исторического развития геосинклинальных систем как терригенно-карбонатные (Верхояно-Чукотская область), так и вулканогенно-кремнистые (Амур-

* Материалы, собранные в последние годы и опубликованные после составления карты И. М. Русаковым, А. Л. Гроздиловым, В. М. Мерзляковым, М. И. Тереховым, Л. Л. Красным, Н. А. Шило, С. М. Тильманом, К. Б. Мокшанцевым, свидетельствуют о том, что региональная структура, именуемая здесь «Колымским массивом», по-видимому, является сложной складчато-глыбовой областью.

ская область) геосинклинали сменяются терригенными или существенно терригенными.

Как было сказано, в качестве тектоно-хронологических подразделений приняты геотектонические циклы. Анализ возрастных соотношений тектоно-генетических структур показывает, что эти подразделения очень общие, пригодные для сопоставлений крупных регионов, и не отражают всей сложности развития последних. Каждый прогиб, впадина, депрессия зарождаются и замыкаются в свое время, отражая общую для При тихоокеанья миграцию процессов, направленную к Тихому океану. Поэтому для сравнительно крупномасштабных карт нужны иные, более дробные тектоно-хронологические подразделения. В рамках геотектонических циклов может быть выделен почти непрерывный ряд тектоно-генетических структур, закономерно сменяющих друг друга в пространстве и времени. Вместе с тем, и сами циклы не твердо фиксированы во времени, и их временные границы оказываются скользящими.

В геосинклиналих терригенно-карбонатного и терригенного типов магматизм собственно геосинклинальных стадий проявляется главным образом в интрузивной форме с развитием габбро-диабазовых и габбро-гипербазитовых формаций, а в вулканогенно-кремнистых — как в эффузивной (спилито-диабазовые, кератофировые формации), так и в интрузивной (габбро-диабазовые и габбро-гипербазитовые формации). Характерно, что интрузивы гипербазитов отмечаются практически во всех геосинклинальных системах, но крупные гипербазитовые пояса распространены лишь в Ниппонской области. Инверсионный магматизм для геосинклиналей любого типа и возраста практически идентичен и представлен магматическими образованиями повышенной натровости, слагающими плагиолипарито-андезитовую, плагиолипарито-базальтовую, габбро-плагиогранитовую, диорит-гранит-гранодиоритовую или диоритовую формации. В мезозойских геосинклиналих, кроме того, проявлена формация высокоглиноземистых гранитов, породы которой обладают общей пониженной щелочностью.

В постинверсионную стадию мезозойских геотектонических циклов широкое распространение получили наземные эффузивные формации. Интрузивный магматизм характеризовался направленностью развития в сторону повышения щелочности расплавов. В целом магматические формации постинверсионной стадии по типу сходны с формациями областей активизации. В то же время объем магматических продуктов, выносимых из глубин к поверхности, в областях активизации во много раз больше, чем в самих складчатых областях. В качестве примера могут быть приведены грандиозные пояса гранитоидов Становика-Джугджура и вулканитов Восточно-Азиатского вулканогенного пояса.

Прослеживая эволюцию магматизма во времени и размещение магматических формаций в пространстве, можно констатировать, что нередко магматические процессы проявляются однотипно в разных тектонических обстановках. Так, интрузии щелочно-ультраосновного состава развиты как на Сибирской платформе (уджинский и др. палеозойские и куонамский мезозойский комплексы), так и в Сихотэ-Алине (юрский кокшаровский комплекс). Девонский и триасовый магматизм основного состава, с одной стороны, характерен для Сибирской платформы и Сетте-Дабанского перикратонного прогиба (трапповая формация), а с другой — в несколько измененном виде для Верхояно-Чукотской складчатой области (габбро-диабазовая формация триаса). Однотипные гранитоидные формации мезозоя, такие как золотоносная диорит-гранит-гранодиоритовая (нижнеамурский, басугуньинский и др. комплексы), оловоносная диорит-гранодиорит-лейкократовая (хингано-одонойский, мяочан-

ский, омсукчанский и др. комплексы), диорит-гранодиоритовая (удский, охотский и др. комплексы) и другие, проявляются как в пределах складчатых систем (Верхояно-Колымская, Чукотская, Сихотэ-Алинская), так и в областях активизации (Становик-Джугджур) и на массивах (Буреинский, Омолонский, Чукотский). В целом в сравнительно короткий интервал времени (юра — поздний мел) на громадных пространствах Восточной Азии в разных тектонических условиях проявился гранитоидный магматизм сходного петрологического типа.

Вопрос связи полезных ископаемых с геологическими формациями — один из самых актуальных. Всем известны работы Н. С. Шатского (1954, 1955), обратившего внимание на связь фосфоритовых залежей с вулканогенно-кремнистыми, терригенно-карбонатными и глауконитовыми формациями, а также осадочных руд марганца с формациями вулканогенно-кремнистой группы. Важное значение для затронутой проблемы имеют работы Н. П. Хераскова (1952), Л. Б. Рухина (1953) и многих других. Однако проблема в целом еще далека от разрешения. Решительных попыток прогнозирования полезных ископаемых на основе формационного анализа сделано мало. Структурно-формационная карта составлена как основа именно для такого рода исследования на обширной территории Востока СССР, в пределах которой существуют практически все типы структур от древней платформы до современных геосинклиналей. Во ВСЕГЕИ эти исследования только начаты и поэтому излагаемые ниже сведения могут рассматриваться как предварительные. Сейчас составляются карты экзогенной и эндогенной минерализации той же территории и того же масштаба. Первое же знакомство с материалом показывает перспективность предпринятых исследований.

Уголь известен в отложениях всех возрастов, начиная с верхнепалеозойских. Но наибольшее его скопления связаны с поздней юрой и особенно с меловым периодом. Много угля в палеогеновых и неогеновых отложениях. Все сколько-нибудь крупные месторождения углей приурочены к континентальным молассовым инверсионным и лимническим постинверсионным формациям. При этом в самом общем виде можно отметить, что с инверсионными формациями связаны каменные угли, а с постинверсионными — бурые. И еще одна закономерность: наиболее угленосными являются молассы, образовавшиеся в результате инверсии терригенных геосинклиналей.

В отношении нефти-газа наиболее благоприятны окраинно-платформенные складчатые структуры (купола, валы) в позднем докембрии — раннем палеозое Сибирской платформы (Майский район), а также брахиформно дислоцированные формации постинверсионных депрессий мезозоя — кайнозоя краевых и передовых инверсионных прогибов. Здесь можно ожидать ловушки различных типов. В инверсионных молассах концентрируется и нефть Сахалина.

Железо-марганцевые месторождения осадочного генезиса известны в карбонатно-терригенных и вулканогенно-кремнистых геосинклинальных формациях раннего кембрия. Здесь же известны концентрации фосфоритов, особенно существенные в Удско-Шантарском районе. В данном случае важное значение имеет возраст формаций.

В раннедемиссионных вулканогенно-кремнистых формациях с дифференцированным спилито-диабазовым и спилито-кератофировым магматизмом палеозойского возраста намечаются перспективы обнаружения колчеданного оруденения. Судя по имеющимся данным, наиболее перспективные регионы — Сихотэ-Алинская и Монголо-Охотская складчатые системы и, возможно, палеозойские образования Алазейской и Олойской зон Северо-Востока.

Характерными металлами Востока СССР являются золото и олово. Формирование промышленного золотого оруденения мезотермального типа приходится на позднюю юру — мел и связывается с диорит-гранит-гранодиоритовой формацией, завершающей инверсионную стадию развития мезозойских геосинклиналей. Промышленное оловянное оруденение проявляется в позднем мелу — палеогене в связи с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой и гранит-лейкогранитовой формациями, проявляющимися во всех случаях позднее золотоносных формаций, уже в постинверсионную стадию. Формационный анализ указанных магматических и рудных образований показывает, что золотоносные и оловоносные магматические образования по формационным признакам соответственно однотипны в геосинклиналях разного рода (терригенных, вулканогенно-кремнистых, карбонатных) и не зависят от типа предшествующего геосинклинального развития*.

ЛИТЕРАТУРА

- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
Муратов М. В. Основные типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области. Докл. АН СССР, т. 147, № 5, 1962.
Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Гостоптехиздат, 1953.
Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, т. XXVII, вып. 5, 1952.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Шатский Н. С. О геологических формациях. М., «Наука», 1965.

* Этот вывод очень спорный, так как эв- и миогеосинклинальные зоны характеризуются разным «набором» золоторудных формаций (Ред.).

Г. Э. Грикуров, Б. Г. Лопатин

СТРУКТУРА И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИДЫ

В связи со слабой изученностью Антарктиды, ее тектоническое районирование вынуждено базироваться на фрагментарном фактическом материале, рассматриваемом и интерпретируемом в рамках глобальных геотектонических закономерностей, которые выявлены в хорошо изученных регионах мира и сформулированы в соответствии с принципами той или иной тектонической школы. Поэтому предлагаемые различными исследователями тектонические схемы материка (Воронов, 1964; Климов, 1964, 1967; Равич и Грикуров, 1970; Adie, 1962; Craddock, 1972a; Grikuov et al., 1972) нередко оказываются противоречащими одна другой и даже взаимоисключающими. Кроме того, они непрерывно пересматриваются авторами по мере поступления новых данных. В особенности это относится к Западной Антарктиде, отличающейся от Восточной более сложным геологическим строением и слабой изученностью. Предлагаемый очерк структуры Западной Антарктиды не является в этом смысле исключением: его авторы отдают себе отчет в дискуссионности отстаиваемой ими точки зрения и в неизбежности будущих корректив предлагаемого тектонического районирования.

В условиях плохой обнаженности и фрагментарности прямой геологической информации в качестве естественного базиса регионального тектонического картирования на первое место выступает коренной, или «каменный» рельеф материка. Поскольку большая часть этого рельефа погребена под мощным ледниковым панцирем, его иногда не совсем точно именуют «подледным». Имеющаяся топографическая и геофизическая информация о характере коренного рельефа схематически обобщена на рис. 1. Как видно из рис. 1, более половины площади коренной поверхности Западной Антарктиды расположено ниже уровня моря. Эта опущенная территория в целом представляет собой обширную шельфовую область с отдельными углубленными впадинами, на фоне которой контрастно возвышаются три разновеликих островных архипелага, образующие надледные горные массивы Антарктического полуострова, Земли Мэри Бэрд (с прилегающим Берегом Эйтса) и южной части Земли Элсуэрта. Самым крупным и наиболее изученным из этих массивов является Антарктический полуостров, наименьшим по площади и наименее исследованным — район гор Элсуэрт. За географическую границу Западной Антарктиды принято считать подножье уступа Трансантарктических гор, но фактически некоторые районы (горы Пенсакола, северная часть Земли Викторини) в структурном отношении следует относить скорее к западной, чем к восточной части материка.

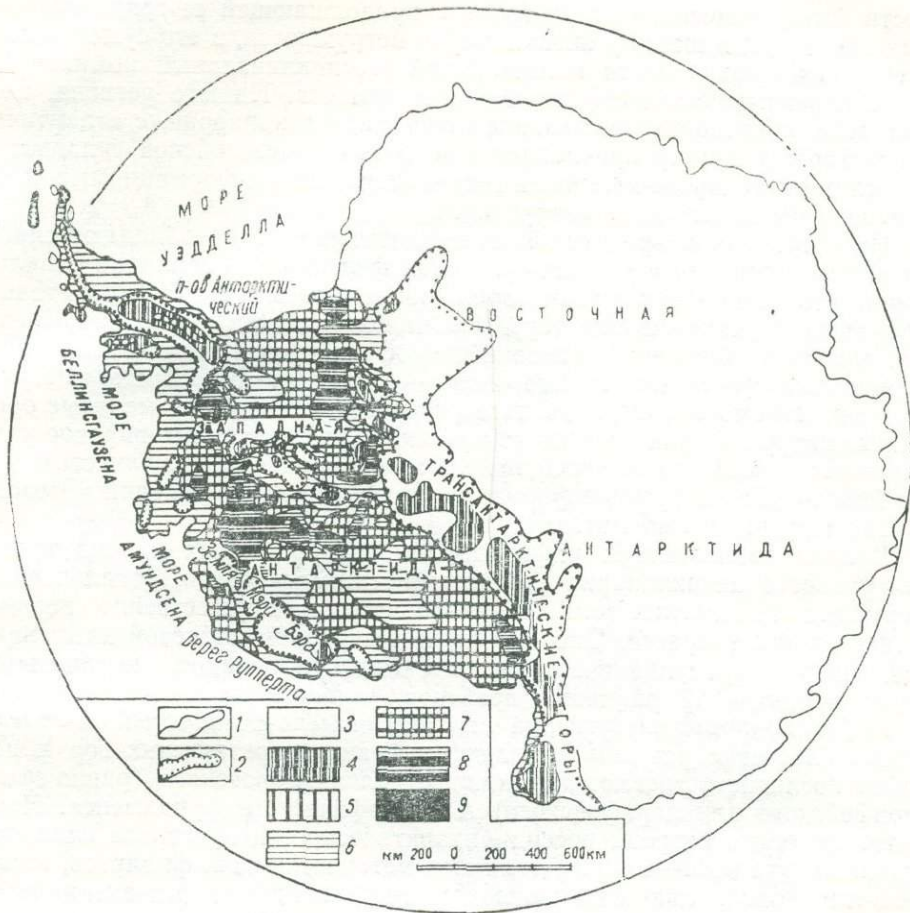


Рис. 1. Подледный рельеф Западной Антарктиды. Составлено по данным В. И. Розенберг (1971) с некоторыми уточнениями по материалам сейсмозондирований на Земле Мэри Бэрд (Bentley and Chang, 1971)

1 — современная береговая линия Антарктиды; 2 — уровень моря. Высотные отметки коренного рельефа: 3 — от 0 до 1 000 м; 4 — от 1 000 до 3 000 м; 5 — более 3 000 м; 6 — от 0 до -500 м; 7 — от 500 до -1 000 м; 8 — от 1 000 до -2 000 м; 9 — ниже -2 000 м

Антарктический полуостров

Главные элементы структуры Антарктического полуострова (рис. 2) — центральный антиклинорий и обрамляющие его синклинии: западный синклинорий на тихоокеанском фланге, охватывающий Землю Александра I, шельф моря Беллингаузена и Южных Шетландских островов, и восточный синклинорий на атлантическом фланге центрального поднятия, располагающийся преимущественно на шельфе моря Уэдделла. Вдоль сочленения антиклинория с синклинорными зонами развиты рифтовые грабены.

В строении большей части центрального антиклинория решающая роль принадлежит выступам рифейско-раннепалеозойского геосинклинально-складчатого основания и пронизавшим их мезозойским орогенным интрузиям, а подчиненное распространение имеют средне-позднепалеозойские геосинклинально-складчатые формации, приуроченные главным образом к бортам антиклинория. Лишь на северо-восточной оконеч-

ности Антарктического полуострова и продолжающей ее гряде подводных хребтов, где шарнир антиклинория погружается, в его сужающейся осевой зоне сохраняется палеозойский геосинклинальный комплекс и даже перекрывающая его мезозойская моласса. На юге региона, где, напротив, происходит воздымание шарнира антиклинория, с атлантической стороны к нему причленяется зона позднемезозойской складчатости, сложенная юрско-меловыми геосинклинальными формациями и прорывающими их меловыми интрузиями.

На современном эрозивном срезе синклиналиев преобладают слабо дислоцированные мезозойские орогенные формации. В западном синклиналии это главным образом юрско-раннемеловые дацит-липаритовые эффузивы и раннемеловая терригенная флишoidalная формация. Среди них местами обнажены палеозойские осадочно-вулканогенные геосинклинальные формации и еще реже — разрозненные мелкие выступы позднего докембрия. Ограниченное развитие имеют также меловые орогенные интрузии. Для восточного синклиналии характерны широкое развитие позднемеловой молассы, под которой практически полностью погребены все более древние формации, и отсутствие проявлений мезозойского интрузивного магматизма.

Вблизи кайнозойских рифтовых зон, приуроченных к сочленению центрального антиклинория с боковыми синклиналиями, локализована формация высокоглиноземистых базальтов преимущественно неоген-четвертичного возраста. Она сопровождается раннекайнозойскими приразломными субвулканическими штоками габброидов, вытянутыми вдоль ограничений рифтовых грабенов.

Рифейско-раннепалеозойский геосинклинально-складчатый комплекс сопоставляется с русским комплексом Трансарктических гор и подобно последнему, возможно, включает блоки доросского (ранне-среднерифейского или дорифейского) метаморфического фундамента. Наиболее типичные разрезы россид Антарктического полуострова сложены мощными (до 5000—6000 м) толщами метапесчаников, филлитов, кварцево-сланцевых, кварцево-плагиоклазовых, эпидот-хлорит-актинолитовых и др. сланцев с подчиненными горизонтами амфиболитов, кварцитов и гранато-роговообманковых пород. До метаморфизма (в условиях зеленосланцевой фации) эти породы были терригенно-карбонатными и сланцево-граувакковыми отложениями с горизонтами эффузивов основного состава, что позволяет параллелизовать их с геосинклинальными формациями россид. Верхнерифейский возраст этих толщ предполагается по наличию в них остатков акритарх вендского облика (Pshenko, 1972), но пока не подтвержден прямыми геологическими наблюдениями или изотопными возрастными — последние дают сильно «омоложенные» значения в интервале 230—30 млн. лет (Грикуров и др., 1967, 1971; Miller, 1960; Dalziel, 1972). Структура русских метаосадочных формаций линейно-складчатая, с признаками многофазной деформации и наличием простираций, секущих современную конфигурацию Антарктического полуострова.

К русскому комплексу условно отнесены также разнообразные метинтрузивные породы — метагабброиды и амфиболиты, биотитовые плагиогнейсы, биотит-роговообманковые гранито-гнейсы, огнейсованные диориты, гранодиориты и граниты, слагающие сложно построенные поля размером до нескольких десятков километров в поперечнике в центральной и южной частях Антарктического полуострова. Пока нигде не удалось наблюдать непосредственные контакты этих пород с русской метаосадочной или более молодыми формациями региона, а получаемые по ним изотопные датировки не превышают 250 млн. лет, что определяет

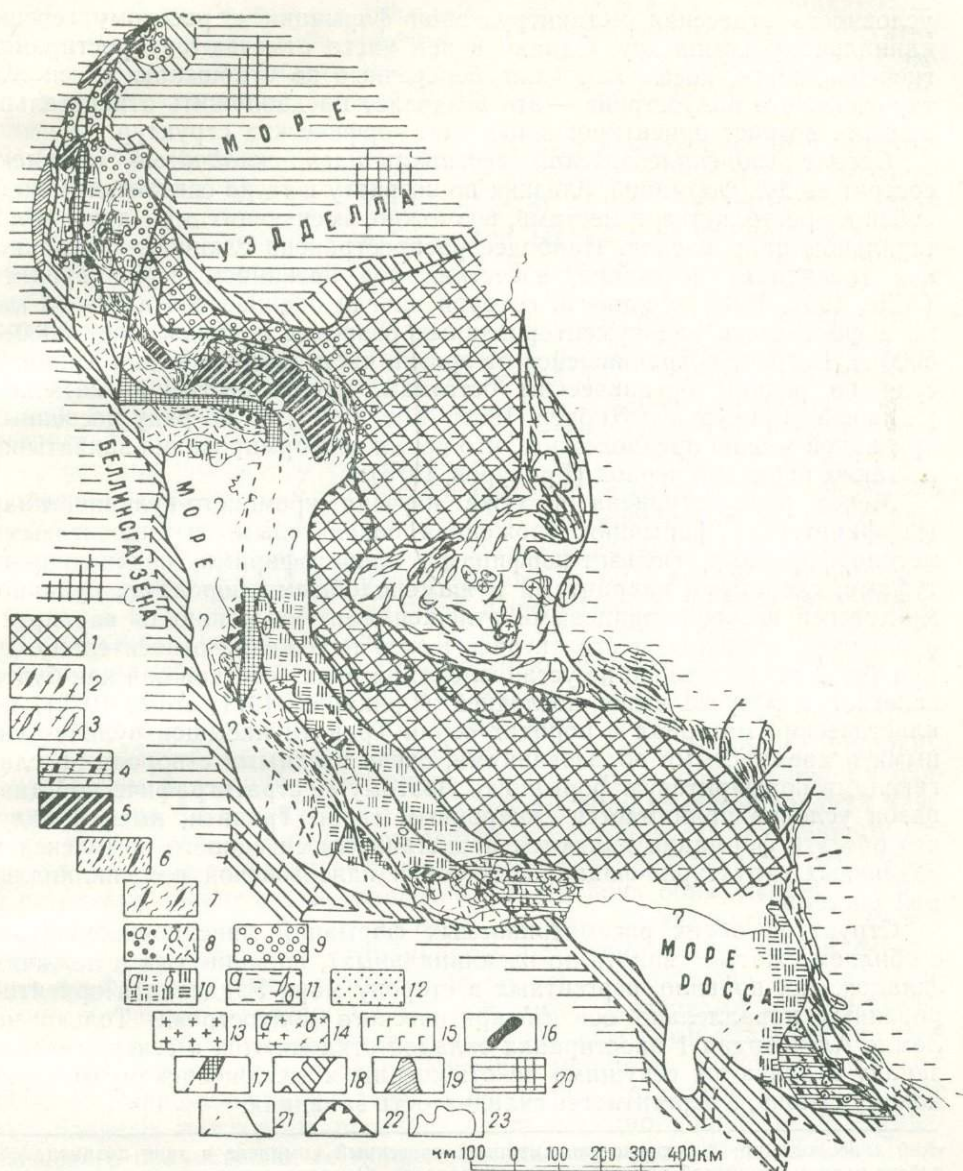


Рис. 2. Тектоническая карта Западной Антарктиды. Составлена Г. Э. Грикуровым и Б. Г. Лопатыным по результатам работ авторов на Антарктическом полуострове и Земле Мэри Бэрд с использованием ранее опубликованных данных (Грикуров, 1973; Климов, 1967; Равич и Грикуров, 1970; Тектоническая карта..., 1970; Craddock, 1972b; Lopatin, Orlenko, 1972)

1 — предполагаемые области доросской консолидации, частично перекрытые росско-биконским платформенным чехлом; 2 — росские (рифейско-раннепалеозойские) геосинклинальный и орогенный комплексы и выступы их метаморфического основания, нерасчлененные в фундаменте биконского (среднепалеозойско-раннемезозойского) платформенного чехла; 3 — росские комплексы в фундаменте биконских квази-платформенных структур, повторно дислоцированные раннемезозойской складчатостью; 4 — росские комплексы и выступы их метаморфического основания в области рекуррентного среднепалеозойско-позднепалеозойского орогенеза; 5 — росские комплексы и выступы их метаморфического основания, переработанные в фундаменте мезозонд; 6 — средне-позднепалеозойский геосинклинальный комплекс, нерасчлененный в зоне позднепалеозойско-раннемезозойской консолидации; 7 — юрский геосинклинальный комплекс в зоне позднепалеозой-

условность отнесения метаинтрузивной формации к росскому геосинклинальному комплексу. Однако в ней часто отмечаются простирания гнейсовидности, косые или даже поперечные по отношению к оси Антарктического полуострова — это позволяет предположить относительно древний возраст ориентированных метаморфических структур.

Средне-позднепалеозойский геосинклинально-складчатый комплекс состоит из двух формаций, близких по возрасту и тесно связанных между собой в пространстве, а местами, возможно, сменяющих друг друга в латеральном направлении. Наиболее распространена сланцево-граувакковая (аспидная) формация, известная под названием серии Тринити (Adie, 1957, 1964), мощность которой иногда оценивается в 10—13 км, но в фактически задокументированных разрезах не превышает 3000—5000 м. Возраст сохранившейся от эрозии части разреза серии Тринити, судя по редким органическим остаткам, преимущественно каменноугольный (Грикуров и Дибнер, 1968; Adie, 1957), но по ряду косвенных признаков можно предположить, что время ее формирования захватывало также пермский период (Грикуров, 1973).

Менее распространена и хуже изучена кремнисто-вулканогенная (порфирировая) формация, сложенная базальтовыми и андезитовыми метапорфиритами, фельзит-порфирами, альбитофирами, подчиненными туфами, слоистыми кварцитами и яшмоподобными породами, вулканомиктовыми песчано-сланцевыми отложениями. Ее мощность варьирует в широких пределах, а стратиграфическое положение относительно серии Тринити достоверно не установлено: на ряде участков она как будто залегает в разрезе выше последней (Грикуров, 1971; Adie, 1972), но кластический материал в породах серии Тринити насыщен вулканогенными и кремнистыми образованиями, очень сходными с породами, слагающими порфиритовую формацию. Поэтому ее стратиграфический диапазон условно принимается синхронным серии Тринити, имея в виду, что обе эти формации являются представителями единого комплекса в различных структурно-фациальных зонах палеозойской геосинклинальной системы.

Структура обеих рассматриваемых формаций линейно-складчатая, с обилием сжатых (вплоть до изоклинальных), опрокинутых и лежащих складок, как правило, вергентных в сторону моря Уэдделла и ориентированных параллельно оси Антарктического полуострова. Только на Земле Александра I простирания складок отклоняются к северо-северо-западу и являются секущими по отношению к тихоокеанскому материковому склону, а вергентность складчатости западная.

ской консолидации; 8 — юрско-раннемеловой орогенный комплекс в зоне позднепалеозойско-раннемезозойской консолидации: а) моласса, б) орогенные вулканиты преимущественно кислого состава; 9 — позднемеловая моласса в зоне раннемезозойской консолидации и в предполагаемом передовом прогибе поздних мезозойских; 10 — кайнозойский рифтогенный вулканический комплекс: а) известково-щелочные вулканиты в области мезозойской консолидации, б) щелочные вулканиты в областях росской консолидации и последующих орогенезов; 11 — биконский (среднепалеозойско-раннемезозойский) комплекс: а) недислоцированный платформенный чехол в области эпиросской стабилизации, б) квазиплатформенные формации, дислоцированные раннемезозойской складчатостью. Интрузивные породы: 12 — среднепалеозойские гранитоиды; 13 — раннемезозойские гранитоиды; 14 — меловые интрузии: а) известково-щелочная габбро-гранитная формация, б) формация субщелочных и щелочных гранитов — кварцевых сиенитов; 15 — раннемезозойские траппы (массив Дюфек); 16 — раннекайнозойские рифтогенные габброиды. Прочие обозначения: 17 — рифтовые грабены; 18 — тектонический уступ материкового склона; 19 — глубоководные желоба, некомпенсированные осадконакоплением; 20 — области с корой субокеанического и океанического типа; 21 — разломы: а) предполагаемые по геоморфологическим и геологическим данным, б) разграничивающие главные структурные области; 22 — тектонические впадины; 23 — границы структурных комплексов и формаций

Интрузивные формации средне-позднепалеозойского геосинклинального комплекса или слабо развиты, или не распознаны из-за недостатка данных. Не исключено, что они присутствуют среди упоминавшихся выше метаинтрузивных образований, условно отнесенных к росскому комплексу.

Мезозойский (юрский) геосинклинальный комплекс недавно обнаружен американскими геологами в юго-восточной части Земли Палмера (Laudon et al., 1969—1970; Williams et al, 1972). Этот комплекс плохо обнажен и пока еще очень слабо изучен. Намечается наличие двух главных формаций — сланцево-граувакковой, слагающей основание геосинклинального разреза, мощностью в несколько (?) километров, с редкими остатками лейасовой (?) флоры и сравнительно богатым набором средне- и верхнеюрских форм морской фауны, и туфо-лавовой формации дацит-липаритового состава, перекрывающей (?) сланцево-граувакковые толщи и имеющей предположительно верхнеюрский или нижнемеловой возраст. В этом же районе обнажены метаэффузивы среднего и основного состава, возраст и структурное положение которых не известны. Главным доводом в пользу классификации перечисленных формаций в качестве геосинклинальных является их интенсивная дислоцированность в систему линейных, сильно сжатых складок, имеющих субвертикальные осевые плоскости или обнаруживающих незначительную вергентность в сторону моря Уэдделла и шельфового ледника Фильхнера; простирания складок повторяют очертания изгиба южной оконечности Земли Палмера. Возраст складчатости не моложе раннемелового, так как интрузии с возрастом в 90—100 млн. лет (Halpern, 1967) резко discordantны по отношению к складчатым структурам.

Мезозойский орогенный комплекс представлен наиболее широким диапазоном формаций, слагающих большую часть современного эрозионного среза Антарктического полуострова. Начало формирования нижнего молассового комплекса относится, вероятно, к самому раннему мезозою, о чем свидетельствуют лагуно-континентальные отложения с остатками ниже-среднетриасовой флоры, пока обнаруженные только в виде валунов в позднемезозойских толщах. Самой распространенной является среднеюрско-? раннемеловая осадочно-вулканогенная формация порфирирового типа, в основании локально сложенная осадочно-вулканомиктовыми отложениями или мощными горизонтами валунных конгломератов, но чаще представленная туфо-лавовыми толщами преимущественно дацит-липаритового состава, мощность которых достигает 3000 м. Раннемеловая молассовая формация локализована в наиболее углубленных межгорных прогибах вдоль западного побережья Антарктического полуострова; ее мощность также не превышает 3000 м. Позднемеловая (верхняя) моласса имеет примерно такую же максимальную мощность на восточном фланге региона, где она распространена в виде обширного покрова конгломератов, сланцев и недиагенезированных песков. Возраст всех мезозойских формаций надежно обоснован органическими остатками.

Отличительная черта структуры мезозойского орогенного комплекса — покровный характер его залегания на интенсивно дислоцированных домезозойских образованиях. Дислокации в этом комплексе сугубо германотипные, так что заметные отклонения от горизонтального залегания регистрируются только в зонах разломов и вблизи интрузий.

Среди последних наиболее распространены представители меловой (по многочисленным определениям 100 ± 15 млн. лет) габбро-гранитной формации, внедрение которой совпало с максимумом орогенного воздымания территории в предсенонское время. На некоторых участках уда-

ется выделить (по петрографическим особенностям и изотопным возрастам) более древние — рэт?-лейасовые гранитоиды, интрузии которых формировались, видимо, в процессе завершения складчатости в геосинклинальном комплексе формаций на ранних этапах мезозойского орогенеза.

Кайнозойский рифтогенный комплекс развит в пространственной ассоциации с рифтовыми грабенами: в их днищах и особенно в «плечах» наблюдается вулканогенная формация мощностью до 1500—2000 м, сложенная высокоглиноземистыми оливиновыми базальтами, плагиобазальтами, андезито-базальтами и их туфами, локально породами трахиандезит-кератофировой группы; в небольших количествах среди туфов и лав присутствуют осадочно-вулканогенные горизонты. Первичная структура этой формации — горизонтальная или покровная по отношению к довулканическому рельефу — нарушена только новейшими блоковыми движениями. Возраст вулканитов по геологическим данным и остаткам флоры в осадочных прослоях определяется в интервале от миоцена до современного, но по изотопным датировкам, как правило, не превышает 4—5 млн. лет при наличии единичных раннеогеновых и даже палеогеновых значений. В раннем кайнозое (50—55 млн. лет назад) возникла также интрузивная формация высокоглиноземистых габбро-диоритов, образующих цепочки небольших субвулканических штоков вдоль разломных ограничений рифтовых грабенов и петрохимически чрезвычайно близких позднекайнозойским вулканитам.

Таким образом, Антарктический полуостров представляет собой горно-складчатое сооружение, возникшее из средне-позднепалеозойской геосинклинальной системы в процессе по крайней мере двух фаз мезозойской складчатости и орогенеза. Палеозойская геосинклиналь, в свою очередь, развивалась на еще более древнем (рифейском) континентальном основании. Наиболее характерная черта тектоники в большей части этого региона выражена резким структурным несогласием в подошве мезозойских формаций. Важнейшей особенностью магматизма является резко доминирующая известково-щелочная специализация изверженных пород, на фоне которой наблюдается общее увеличение основности и глиноземистости магматических образований в течение орогенной и рифтогенной стадий эволюции складчатой системы.

Земля Мэри Бэрд и Берег Эйтса

Эти районы Западной Антарктиды обнажены хуже, чем Антарктический полуостров, и более труднодоступны, а поэтому слабее изучены. Здесь выделение структурно-формационных комплексов затруднено в еще большей степени, чем на Антарктическом полуострове.

Рифейско-раннепалеозойский геосинклинально-складчатый комплекс и выступы его метаморфического фундамента. К доросскому фундаменту мы относим гнейсово-мигматитовые образования гор Фосдик, мощность которых оценивается в 5000 м, а состав определяется преобладанием гранат-биотит-плагиоклазовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев, биотитовых, кордиерит- и силлиманитсодержащих гнейсов. Породы неравномерно, но интенсивно мигматизированы и гранитизированы в условиях высокотемпературной ступени амфиболитовой фации. Структура пород сложноскладчатая с востоко-северо-восточными и западно-северо-западными простираниями осей мелких пликативных дислокаций, тогда как в близрасположенных рифейско-раннепалеозойских толщах русского комплекса преобладающая ориентировка осей крупных складок северо-западная. Это обстоятельство, а также высокая

степень метаморфизма пород, не свойственная разрезам типичных россид, являются нашими главными аргументами при отнесении гнейсового комплекса гор Фосдик к выступам доросского (ранне-среднерифейского или дорифейского) метаморфического фундамента. Условность такого подхода объясняется отсутствием прямых геологических взаимоотношений, а также имеющимися определениями абсолютного возраста метаморфических пород и мигматитов, укладываемыми в интервал 100—200 млн. лет (Halpern, 1972). Американские геологи (Halpern, 1972; Wilbanks, 1972) склонны считать, что породы гор Фосдик образованы в результате мелового метаморфизма и мигматизации нижнемеловых или несколько более древних (но не дорифейских) геосинклинальных толщ.

В восточной части Земли Мэри Бэрд и на о. Терстон имеются выходы биотит-амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов, плагиоамфиболитов и гранито-гнейсов с изотопными возрастными от 220 до 500 млн. лет, ранее также отнесенные к доросскому метаморфическому фундаменту (Lorain, Orlenko, 1972). Однако более слабая степень метаморфизма этих пород и преобладание в их составе метаинтрузивных образований указывают на возможность сопоставления с метаинтрузивной формацией россид Антарктического полуострова. Близкий диапазон изотопных возрастов (320—470 млн. лет) получен для огнейсованных габброидов, диоритов и гранодиоритов Берега Хоббса, структурное положение которых пока остается неясным.

Геосинклинальный российский комплекс наиболее полно представлен в западной части Земли Мэри Бэрд (горы Форда), где развиты мощные (до 10 км) метаосадочные толщ, сложенные филлитами, метаалевролитами, кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми метапесчаниками с редкими прослоями кварцитов и кварцевых альбитофинов. Породы смяты в систему сравнительно простых, широких складок с устойчивым северо-западным простиранием осей. Отложения датируются по наличию в них рифейско-вендских акритарх (Ищенко, 1972) и нижнекембрийских (?) микрофитолитов, а минимальный возраст их складчатости и метаморфизма устанавливается изотопными определениями на рубеже 450—470 млн. лет. Главное отличие от типового разреза россид Трансантарктических гор заключается в отсутствии признаков предвендской складчатости и коррелятного ей структурного несогласия, выше которого в Трансантарктических горах залегают уже орогенные формации росского комплекса — на Земле Мэри Бэрд весь вскрытый разрез рифея — нижнего палеозоя является геосинклинальным. Это обстоятельство побудило одного из авторов настоящего доклада относить рифейско-раннепалеозойский геосинклинально-складчатый комплекс западной части Земли Мэри Бэрд не к россидам, а к каледонидам. Однако независимо от того, какую тектоническую номенклатуру применять к этому комплексу, ясно, что поле его развития очерчивает массив раннепалеозойской консолидации, вмещающий среднепалеозойские (320—350 млн. лет) амфибол-биотитовые гранодиориты и адамеллиты орогенного облика.

Средне-позднепалеозойский (?) геосинклинальный комплекс на Земле Мэри Бэрд выделен условно. К нему отнесены диабазовые метапорфириты и трахитовые метапорфиры Берега Рупперта, близкие к спилит-кератофировой формации, а также диабазовые метапорфириты и риолит-дацитовые породы, обнаженные в восточной части Земли Мэри Бэрд. Мощность метавулкаников (закрывающих редкие линзы метапесчаников) оценивается километрами. Структура метавулканической формации линейно-складчатая с ориентировкой осей пликтивных дислокаций в северо-западном направлении, то есть параллельно складчатому струк-

турам в метаосадочных толщах русской (каледонской?) геосинклинальной формации, но характер их геологических взаимоотношений не установлен. Изотопные датировки метавулканитов на Береге Рупперта не древнее 115—155 млн. лет, а в восточной части Земли Мэри Бэрд достигают 300—370 млн. лет.

В отношении возраста и структурного положения метавулканитов Берега Рупперта имеются другие точки зрения, которые при существующем уровне изученности региона следует считать равноправными с нашим предположением о принадлежности метаэффузивных толщ к средне-позднепалеозойскому геосинклинальному комплексу и сопоставимости их с соответствующей эвгеосинклинальной (порфиритовой) формацией Антарктического полуострова. Так, Л. В. Климов, впервые выделивший метавулканиты Берега Рупперта в самостоятельную формацию, придерживается мнения о ее эвгеосинклинальной природе и đồngоврастности с рифейско-раннепалеозойской метаосадочной толщей гор Форда, которую он классифицирует как мнogeосинклинальную формацию ранних палеозойд. Американские геологи, напротив, склонны датировать метавулканиты мезозоем (юрой?), опираясь при этом преимущественно на имеющиеся изотопные датировки пород Берега Рупперта. От решения этого вопроса при будущих исследованиях зависит тектоническое районирование Земли Мэри Бэрд в целом.

Возможные интрузивные представители предполагаемого средне-позднепалеозойского геосинклинального комплекса — катаклазированные и слабо огнейсованные амфиболизированные габброиды, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты с изотопными возрастaми 200—300 млн. лет. Эти породы образуют разновеликие (в том числе весьма крупные) массивы в восточной части Земли Мэри Бэрд и особенно на о. Терстон.

Мезозойский орогенный комплекс. Раннемезозойские орогенные формации представлены фрагментарными выходами андезитовых порфиритов, двупироксеновых андезитов, риолит-дацитовых и фельзитовых порфиритов в восточной части Земли Мэри Бэрд и на о. Терстон. Видимая мощность этих вулканогенных толщ не превышает нескольких сотен метров, залегание субгоризонтальное, изотопные возрастa находятся в пределах 150—200 млн. лет. Близкие изотопные датировки (160—230 млн. лет) обнаруживают амфибол-биотитовые адамеллиты, субщелочные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты о. Терстон и гор Джонс. По изотопным возрастaм в 140—200 млн. лет к раннему мезозою можно отнести также формацию высокоглиноземистых оливиновых габброидов в районе о. Терстон, но по петрохимическим особенностям и отчетливо приразломному положению она чрезвычайно схожа с раннекайнозойской рифтогенной габбро-диоритовой формацией Антарктического полуострова.

Исключительно широко развиты позднемезозойские орогенные интрузии, прорывающие все более древние породы и накладывающие на них позднемезозойский «изотопный фон», близкий к 100 млн. лет. В западной части Земли Мэри Бэрд характерна щелочная специализация меловых магм, практически одинаковых в пределах массива русской консолидации и в предполагаемой зоне средне-позднепалеозойского геосинклинального развития. Наиболее распространены субщелочные биотитовые граниты и кварцевые сиениты; изотопные датировки по этим интрузиям не выходят за пределы 90—150 млн. лет при резком преобладании значений в 100 ± 10 млн. лет. Однако в восточной части Земли Мэри Бэрд и на о. Терстон характер мелового магматизма ближе синхронному магматизму в мезозойдах Антарктического полуострова: здесь

преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые адамеллиты и граниты и кварцевые диориты, и лишь изредка встречаются субщелочные гранитоиды, так что в целом меловой магматизм имеет нормальную известково-щелочную специализацию. Изотопные возрасты перечисленных пород составляют 60—100 млн. лет при преобладании цифр в 90—100 млн. лет.

Кайнозойский рифтогенный комплекс развит практически повсеместно, за исключением крайнего запада Земли Мэри Бэрд и о. Терстон. В нем выделяется три формации. Самая древняя — трахибазальтовая — образует миоценовое вулканическое плато, в пределах которого мощности сплошного покрова вулканитов достигают первых километров и выдерживаются на значительных расстояниях. Плиоценовая трахит-фонолит-кенитовая формация слагает крупные стратовулканические постройки, но не имеет ареального распространения, а самые молодые лавы, вновь приобретающие трахибазальтовый состав, приурочены к паразитическим конусам на склонах крупных вулканов. Для базальтов плато наиболее характерны изотопные возрасты в интервале 24—18 млн. лет, для более молодых вулканитов получены значения в 12—0 млн. лет. Почти по всему разрезу вулканогенного комплекса устанавливаются признаки подледных извержений с образованием гиалокластитов.

Для кайнозойских вулканитов намечается та же закономерность, что и для меловых интрузий, а именно — снижение щелочности пород и появление высокоглиноземистых разновидностей известково-щелочного ряда в направлении восточной части Земли Мэри Бэрд и о. Терстон, то есть в сторону тихоокеанского побережья материка.

Таким образом, район Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса представляет собой горное сооружение, сформированное к концу мезозойской эры в результате рекуррентных орогенных процессов на разновозрастном геосинклинально-складчатом субстрате. Этот субстрат состоял из крупных массивов раннепалеозойской (росской) консолидации, подстилавшихся еще более древним континентальным основанием, и более молодых складчатых зон, возникших из палеозойских (?) геосинклинальных прогибов, также заложенных на континентальном (росском или более древнем) ложе. Однако положение границы между этими двумя главными типами структур пока точно не определено. Складчатость в палеозойских геосинклинальных прогибах образовалась здесь, возможно, несколько раньше, чем на Антарктическом полуострове (в конце палеозоя, а не в начале мезозоя), но это обстоятельство не снизило эндогенной активности этих зон, продолживших бурную орогенную эволюцию в течение всей мезозойской эры. Кроме того, масштаб проявления послеросской складчатости на Земле Мэри Бэрд и Береге Эйтса был менее значительным, чем на Антарктическом полуострове как по интенсивности складкообразования, так и по размерам захваченной им территории. Это обусловило не только полную сохранность первичного структурного плана в крупных массивах росской консолидации, но даже унаследованность этого плана в ориентировке более молодых дислокаций, что является главной отличительной особенностью структуры региона. Однако росские массивы этой территории (и на северной оконечности Земли Виктории) все же несопоставимы с типичными россидами Трансантарктических гор, так как они продолжили рекуррентное орогенное развитие в течение всего фанерозоя, и поэтому лишены платформенного чехла.

Важнейшая особенность магматизма юго-западных районов Западной Антарктиды заключается в его щелочном характере, наиболее заметном в позднемезозойских и кайнозойских магматических образова-

ниях, что хорошо согласуется с изложенным уже представлением о наличии здесь крупных массивов континентальной коры со сравнительно древним возрастом консолидации. Понижение щелочности изверженных пород в направлении тихоокеанского побережья материка подтверждает предположение о продолжении более молодых структур (типа развитых на Антарктическом полуострове) вдоль берегов морей Беллинсгаузена и Амундсена, но для окончательного решения этого вопроса материалов пока недостаточно.

Район гор Пенсакола и Элсуэрт

Совместное рассмотрение этих двух горных массивов, первый из которых в морфологическом отношении является частью Трансантарктических гор, а второй расположен в центральных районах Западной Антарктиды, обусловлено сходством их геологического строения. Горы Пенсакола изучены лучше (Schmidt et al., 1964; Schmidt, Ford, 1969—1970; Craddock, 1972b), тогда как материалы по горам Элсуэрт базируются только на рекогносцировочных полевых работах (Craddock, 1969—1970; Craddock, 1972a, b; Craddock et al., 1964; Webers, 1972).

В горах Пенсакола основание разреза сложено росским комплексом. Мощные (до 10 км) рифейские толщи соответствуют геосинклинальным формациям россид, среди которых преобладают осадочные отложения — глинистые сланцы, глинистые металевролиты и метапесчаники, переслоенные с базальтовыми покровами и потоками подушечных лав мощностью от 2 до 30 м; вулканические породы, по которым получены изотопные датировки в 1200—800 млн. лет, в целом слагают не менее 30% разреза. Геосинклинальные формации россид интенсивно дислоцированы в систему узких, сильно сжатых линейных складок и с отчетливым структурным несогласием перекрыты орогенными формациями кембрийского (?) возраста — морскими известняками мощностью до 300 м, а также пестрой по составу терригенно-вулканогенной формацией, мощность которой изменяется от 1300 м до полного выклинивания, а в разрезе неравномерно переслоены глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, оолитовые известняки, риолитовые потоки, пирокластические отложения, скопления агломератов и вулканических брекчий. Орогенные формации также интенсивно дислоцированы и образуют разнообразные по размерам складки, среди которых уже довольно много сравнительно широких и открытых форм. Орогенный магматизм представлен не только в вулканической, но и в интрузивной фации — известен массив гранитоидов с изотопным возрастом 510 млн. лет. В самой верхней части разреза россид местами сохранились довольно мощные (до 1000 м?) фрагменты разрезов континентальных отложений — грубообломочных кварцевых песчаников, конгломератов, красноцветных глинистых и алевролитовых отложений. Их возраст предполагается ордовикским; в формационном отношении они, возможно, соответствуют верхней молассе.

На эродированной поверхности росского комплекса залегают палеозойские формации, которые по вещественному составу неотличимы от домезозойской части разреза биконского комплекса платформенного чехла, перекрывающего складчатые комплексы россид в тектонотипических разрезах Трансантарктических гор, однако здесь эти формации заметно дислоцированы (в раннем мезозое?). Нижняя из них, мощностью около 1300 м, представлена кварцевыми песчаниками, заключающими прослойки конгломератов и кварцитовидных песчаников с карбонатным

цементом; по литологическому составу и положению в разрезе она коррелируется с девонской базальной формацией биконского чехла. Выше (с перерывом?) следует несколько сотен метров тиллитоподобных отложений — галечниковых аргиллитов с галькой пород метаморфического цоколя и росского комплекса. Возраст подобных отложений в Трансантарктических горах обычно принимается каменноугольно-пермским. Самая верхняя формация — слабо угленосная — также имеет мощность несколько сотен метров и состоит из кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с редкими углистыми прослоями, заключающими остатки пермской глоссоптерисовой флоры. Складки в палеозойских толщах обычно очень широкие и открытые, но нередко фиксируются в сильно сжатые и даже опрокинутые к юго-востоку формы. В целом интенсивность складчатости в формациях биконского типа заметно слабее, чем в росском фундаменте, хотя ориентировка пликативных структур такая же.

Примечательна особенность гор Пенсакола — громадный массив Дюфек, крупнейшая в мире дифференцированная интрузия мезозойских траппов, имеющая, судя по изотопным датировкам, (ранне?) лейасовый возраст и внедряющаяся уже после дислокации палеозойских формаций. Мощность интрузивной пластины не менее 7000 м, обнаженная площадь около 8 тыс. км², а с учетом подледного распространения — порядка 35 тыс. км². Среди дифференциатов трапповой магмы установлены анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, габбро-пироксениты и гранофиры (Ford, Boyd, 1968; Ford, Nelson, 1972).

В горах Элсуэрт наблюдается очень сходный разрез, отличающийся от гор Пенсакола почти полным отсутствием магматических пород (что, впрочем, может быть кажущейся особенностью, обусловленной недостатком наблюдений). В основании росского комплекса, вскрытого на небольшом участке южной оконечности хребта Херитидж, залегает километровая толща мраморизованных известняков и карбонатных брекчий. Выше на протяжении примерно 7000 м разреза переслаиваются филлиты, кварциты, глинистые сланцы, метаконгломераты, редкие прослойки подушечных лав и мраморизованных известняков. В одном из таких прослоев в 100 м ниже кровли вскрытого разреза найдены остатки средне?-верхнекембрийской фауны. В разрезе не установлено ни признаков структурного несогласия, ни резких смен вещественного состава пород, поэтому здесь, как и в других районах Западной Антарктиды, орогенные формации россид выделить не удается.

На росском комплексе без видимого несогласия (?!) залегают средне-верхнепалеозойские отложения, которые, как и в горах Пенсакола, в формационном отношении идентичны девонско-пермским формациям биконского платформенного чехла, но отличаются от них интенсивными складчатыми дислокациями и заметно увеличенными мощностями. Нижняя из этих формаций занимает большую часть обследованной территории в горах Элсуэрт. Она включает не менее 3000 м хорошо сортированных толстослойных кварцитов, местами пестроцветных, с подчиненными глинистыми и псефитовыми отложениями и довольно многочисленными фрагментарными остатками растений, которые, однако, удалось определить как предположительно девонские только из верхов этой трехкилометровой толщи. Выше нее у подножья восточного склона хребта Сентинел наблюдается около 1000 м несортированных валунисто-галечных полимиктовых конгломератов, размер валунов и угловатых глыб в которых достигает 5 м, а состав кластического материала очень разнообразен: здесь встречены кварциты, жильный кварц, граниты, гнейсы, кристаллические сланцы и филлиты, кремнистые породы, известняки, более

древние конгломераты, метаосадочные терригенные породы и т. п. В песчанистых отложениях иногда появляются редкие линзы глинистых сланцев и песчаников, но в целом конгломераты совершенно неслоистые и лишены определенных органических остатков; американские геологи условно рассматривают их как морские тиллиты каменноугольно-пермского возраста. Самой верхней формацией, развитой только на небольшом участке на крайнем северо-востоке хребта Сентинел, является ритмично-слоистая угленосная толща мощностью около 1500 м, в которой переслаиваются угленосные глинистые сланцы с остатками пермских глоссоптерид, аргиллиты, кварциты, граувакковые песчаники и прослойки углей мощностью до 30 см.

Росский комплекс и перекрывающие его формации биконского типа очень интенсивно (и конформно!) дислоцированы в систему линейных, сильно сжатых складок северо-северо-западного простирания с крутопадающими осевыми поверхностями; изредка встречаются даже лежащие складки. Видимо, именно конформность структурных планов в росском геосинклинальном и биконском квазиplatformенном комплексах является причиной того, что между ними не усматривается структурное несогласие, затушеванное интенсивными послепермскими дислокациями. Возраст этих дислокаций скорее всего раннемезозойский, о чем можно судить по изотопным датировкам гранитоидов (190—165, главным образом 180—170 млн. лет), прорывающих аналогичные по вещественному составу и характеру складчатых дислокаций рифейско-палеозойские осадочные толщи в нунатаках юго-западной гор Элсуэрт (Craddock, 1972b). Можно предполагать, что при будущих работах сходные гранитоиды обнаружатся и в самих горах Элсуэрт, пока изученных очень слабо.

Следует подчеркнуть, что с районом гор Элсуэрт связана максимальная расчлененность и контрастность коренного рельефа: в этом горном массиве с резко выраженным альпинотипным, совершенно не обработанным эрозией рельефом располагается высочайшая в Антарктиде вершина (более 5000 м), а в непосредственной близости от него находятся глубочайшие подледные впадины, в которых коренное ложе местами погружено почти на 2500 м ниже уровня моря.

Таким образом, горы Элсуэрт представляют собой современный ороген, развитие которого протекает унаследованно на месте раннемезозойского горного сооружения. Возникновение последнего в свою очередь было сопряжено со складчатыми дислокациями девонско-пермского возраста и происходило синхронно с эпигеосинклинальным орогенезом в Западно-Антарктической складчатой системе. Однако в районе гор Элсуэрт раннемезозойский орогенез и сопровождавший его незначительный гранитоидный магматизм были завершением не геосинклинального, а квазиplatformенного режима среднего-позднего палеозоя. Поэтому мы вправе рассматривать эту область как «неудавшуюся» эпиросскую платформу, иными словами, как структуру промежуточную между типовыми разрезами Трансантарктических гор и тихоокеанского побережья материка. В горах Пенсакола отклонения от типично платформенного развития в среднем палеозое и раннем мезозое выражены несколько слабее (меньшая мощность и дислоцированность средне-поздне-палеозойских формаций биконского типа, в раннем мезозое трапповый магматизм вместо гранитоидного), однако интенсивность постранипа-леозойской тектоно-магматической жизни этой части Трансантарктических гор все же слишком велика для того, чтобы отнести ее к областям русской консолидации.

Сведения о структуре подледных областей

Информация о строении подледных территорий Западной Антарктиды чрезвычайно скудна и сводится к нескольким дискретным сейсмозондированиям КМПВ (Bentley and Clough, 1972). Около основания Антарктического полуострова под километровым слоем льда залегает тонкий слой (200—300 м) смерзшейся морены или недислоцированных осадочных отложений, ниже которого на протяжении 3,5 км разреза скоростные характеристики в 5,3 км/сек позволяют предполагать наличие складчатых метаосадочных толщ (росский комплекс?). На глубине в 3,5 км ниже уровня моря начинается слой высокоскоростных пород (порядка 6,0 км/сек), сопоставимый с кристаллическим доколом или основными интрузиями.

Непосредственно около северо-западной оконечности гор Элсуэрт мощность ледяного слоя не превышает 500 м, затем следует около 1,5 км пород со скоростной характеристикой 5,2 км/сек, а чуть ниже уровня моря начинаются кристаллические породы фундамента (?) (6,1 км/сек). Примерно в 700 км юго-западнее, на краю подледной впадины Бэрда получен совершенно идентичный двухслойный разрез, но здесь он погружен относительно предыдущего на 2 км, так что поверхность верхнего слоя находится на 1000 м ниже уровня моря и перекрыта уже трехкилометровым ледяным панцирем. Примечательно, что в обоих этих разрезах мощность слоя со скоростями 5,2 км/сек, сопоставимого с дислоцированными рифейскими или палеозойскими отложениями, значительно меньше, чем в горах Элсуэрт. Несколько севернее гор Уитмор (одного из нунатаков между горами Элсуэрт и Трансантарктическими горами, в котором встречены раннемезозойские гранитоиды) вновь фиксируется километровый слой дислоцированных отложений, ниже которого на протяжении 3 км наблюдаются «гранитные» скоростные характеристики (5,5—5,8 км/сек) и на глубине 4 км появляются высокоскоростные породы (7,0 км/сек), природа которых пока не известна. Эти же породы присутствуют в нескольких точках в основании Трансантарктических гор, вблизи которых в большинстве сейсмозондирований отчетливо отбивается биконский недислоцированный чехол (4,5 км/сек), перекрывающий либо росский комплекс (5,2—5,3 км/сек), либо непосредственно доросский фундамент (около 6,0 км/сек).

В восточной части Земли Мэри Бэрд, около гор Тони, сложенных кайнозойскими эффузивами, фундамент со скоростными характеристиками около 6,0 км/сек залегает на глубине 3000 м ниже уровня моря и перекрыт трехкилометровым слоем пород со скоростями 4,6 км/сек. Видимо, это кайнозойские лавы и туфы основного состава, скорости в которых несколько понижены в результате обилия пеплового и пирокластического материала. Особенно интересны сейсмические данные по центральной части подледной впадины Бэрда, для которой характерно значительное — от 3 до 5 км ниже уровня моря — погружение поверхности высокоскоростного фундамента (6,0—6,1 км/сек), непосредственно перекрытого полутора-двухкилометровым слоем со скоростями порядка 4,3 км/сек. Этот слой может быть сложен, как и в районе гор Тони, переслаивающимися лавами и пирокластическими отложениями кайнозойского возраста, но не менее правомерна его корреляция с недислоцированными осадочными платформенными формациями (биконского комплекса?). Сейсмические колонки сходного типа известны около северо-восточной окраины шельфового ледника Росса, но там над слоем со скоростями порядка 4,5 км/сек залегают мощные — до 1,5 км — недиагенезированные отложения со скоростными характеристиками около

2,4 км/сек. В центральной части впадины Бэрда подобные отложения, представляющие собой несмерзшуюся морену или рыхлые осадки мезозойско-кайнозойского возраста, не фиксируются или имеют значительно меньшую мощность.

Таким образом, данные сейсмондирования по закрытым льдам, но положительным или близким к уровню моря морфоструктурам коренного ложа сопоставимы с прямыми геологическими наблюдениями, полученными на близлежащих надледных горных массивах. Важной особенностью геофизической структуры областей с глубоким погружением поверхности коренных пород оказывается отсутствие сейсмических слоев, сопоставимых с геосинклинально-складчатыми и орогенными комплексами русского или более молодого возраста. Если эта особенность не является результатом преобразования коры в процессе погружения коренного ложа западноантарктических «ледяных морей», а отражает их первичную двухъярусную структуру, то последняя ближе всего соответствует плитам или жестким массивам дорифейской или ранне-среднерифейской консолидации.

Основные этапы развития

Изложенные данные позволяют кратко обрисовать историю развития Западной Антарктиды в неогее, выделив четыре главных этапа: рифейско-раннепалеозойский, среднепалеозойско-раннемезозойский, поздне-мезозойский и кайнозойский. Дорифейские этапы формирования структуры этой части материка пока не известны. С нашей точки зрения, наиболее вероятно существование в Западной Антарктиде древней континентальной коры, сопоставимой с кристаллическим фундаментом Восточной Антарктиды, но прямые подтверждения этого предположения еще не получены. Однако нет никаких данных и в пользу принципиально иной альтернативы, подразумевающей заложение большинства тихоокеанских геосинклинально-складчатых структур на океанической коре.

Рифейско-раннепалеозойский этап на предыдущих страницах уже неоднократно именовался «русским». Термин «россиды», обозначающий антарктические эквиваленты поздних байкалид, давно утвердился в советской геологической литературе (Климов, 1964, 1967; Равич и Грикуров, 1970; Тектоническая карта..., 1970; Тектоника полярных областей..., 1972; Griukov et al., 1972) и поэтому не нуждается в дополнительном обсуждении.

Главным тектоническим процессом в течение русского этапа было формирование континентальной коры в обширных геосинклинальных системах, располагавшихся на месте Трансантарктических гор и всех горных массивов Западной Антарктиды. Предполагаемая нами эпикратонная природа русских геосинклиналей подразумевает, что происходивший в них процесс образования коры заключался преимущественно в наращивании по вертикали более древних гранитно-метаморфических комплексов. Последние на обширных (ныне низменных) пространствах Западной Антарктиды не участвовали в русских геосинклинальных погружениях и, видимо, уже в это время вели себя как крупные жесткие массивы типа срединных, разделенные и опоясанные разветвленной сетью россид.

Замыкание русских геосинклиналей осуществлялось в течение нескольких фаз складчатости, интенсивность которых поступательно ослаблялась, а возраст омолаживался (в интервале ранний венд — ранний ордовик) в направлении от Трансантарктических гор к тихоокеанскому

побережью материка. В этом же направлении убывала консолидирующая функция росского тектогенеза, оказавшегося в полном смысле платформообразующим только в пределах Трансантарктических гор (за исключением северной оконечности Земли Виктории и гор Пенсакола), а также прогрессировала степень редуцированности орогенной стадии развития россид, доходившая, по-видимому, до полного исчезновения росских орогенных формаций на побережьях морей Амундсена и Беллинсгаузена.

Таким образом, к началу росского этапа Западная Антарктида представляется нам в виде расколовшегося дорифейского кратона, а к концу этого этапа крупные «осколки» (геоблоки) древнего кратона оказываются вновь спаянными утолщенными швами континентальной коры — росскими геосинклинально-складчатými системами.

Среднепалеозойско-раннемезозойский этап мы предлагаем именовать «биконским», так как именно в это время формировался наиболее четко индивидуализированный тектонический комплекс Антарктиды — эпиросский платформенный чехол, издавна выделяемый геологами под названием «группа Бикон» (в некоторых работах «супергруппа», «комплекс», «серия», «формация» и т. п.). Возрастной интервал формирования биконского чехла областей росской консолидации соответствует девону — лейасу включительно. В рассматриваемой нами западной части материка типично платформенные биконские разрезы на дневной поверхности не обнажены, хотя их присутствие вполне вероятно в верхней части разреза чехла росских срединных массивов, ныне погребенных под шельфовыми и внутриматериковыми льдами. Однако и в горных районах Западной Антарктиды возрастной интервал, отвечающий времени формирования биконского чехла Трансантарктических гор, выражен очень четко. На Антарктическом полуострове и (предположительно) в прибрежной части Земли Мэри Бэрд в это время протекали доинверсионная и раннеинверсионная стадии геосинклинального этапа развития западноантарктических мезозоид, завершившегося возникновением в них складчатых зон ранней консолидации. Росские складчатые комплексы в западной части Земли Мэри Бэрд и на северной оконечности Земли Виктории не были вовлечены в палеозойское геосинклинальное погружение и поэтому не подверглись структурным перестройкам в течение биконского этапа, но испытали отраженный орогенез, фиксируемый по проявлениям гранитоидного магматизма. Наконец, в районе гор Элсуэрт и Пенсакола в биконское время происходили накопления (на росском основании) квазиплатформенных девонско-пермских формаций, их складчатые дислокации в начале мезозоя и лейасовый интрузивный магматизм. Характер последнего изменялся от гранитоидного до трапсового в направлении от гор Элсуэрт к горам Пенсакола, т. е. в сторону ослабления интенсивности раннемезозойских складчатых дислокаций по мере удаления от тихоокеанского побережья.

Главная особенность биконского этапа заключалась в прекращении формирования континентальной коры в пределах большей части Западной Антарктиды и в оттеснении процесса геосинклинального корообразования в сравнительно узкую зону на тихоокеанском побережье материка. Участки добиконской континентальной коры в непосредственной близости от этой зоны уже испытывали орогенное преобразование, но господствующим на рассматриваемой территории в целом был платформенный режим и сопутствующее ему состояние стабилизации континентальной литосферы. Район гор Элсуэрт и Пенсакола, не испытавший полной консолидации росским тектогенезом, был захвачен довольно интенсивными биконскими погружениями и последующими дислокациями, но в

силу внегеосинклинальной природы последних здесь не произошло существенного наращивания добиконской континентальной коры.

Таким образом, доминирующий характер платформенной тенденции развития на биконском этапе постепенно убывал в направлении от Трансантарктических гор к Тихому океану, т. е. в направлении ослабления консолидирующей функции росской складчатости, завершившей предшествующий этап тектонической эволюции. К концу биконского этапа на месте современных горных массивов Западной Антарктиды и Трансантарктических гор возникли раннемезозойские орогены, а между ними, видимо, окончательно обособились койлогенные области древних плит, в дальнейшем испытавшие интенсивные погружения.

Позднемезозойский этап включает большую часть юрского (с конца лейаса или начала доггера) и весь меловой период. Тектонические события этого этапа могут быть реконструированы на фактическом материале только для Антарктического полуострова и горной части Земли Мэри Бэрд, т. е. для областей с наиболее резко выраженной тихоокеанской спецификой эволюции. Поэтому рассматриваемый этап правомерно именовать (невадско-ларамийским) или «раннеандским», подчеркивая тем самым несомненную связь (но не полную аналогию!) позднемезозойских структур тихоокеанского побережья Антарктиды со структурами Американских Кордильер, в особенности Южных Анд.

В течение раннеандского этапа на Антарктическом полуострове завершилось геосинклинальное корообразование в зоне поздней консолидации мезозойского юго-восточного борта Земли Палмера, а в зоне ранней консолидации произошли существенные орогенные преобразования коры. Суть этих преобразований заключалась главным образом в перераспределении сиалического материала, локализовавшегося преимущественно в пределах антиклинорных зон в виде значительного объема орогенных известково-щелочных интрузий. На Земле Мэри Бэрд продолжался орогенез, начавшийся там в некоторых зонах еще на биконском этапе, но теперь повсеместно приобретший внегеосинклинальный характер. Тем не менее роль этого орогенеза в преобразовании домезозойского континентального субстрата Земли Мэри Бэрд оставалась весьма значительной, о чем можно судить по масштабу позднемезозойского интрузивного магматизма, отличавшегося от синхронного орогенного магматизма Антарктического полуострова субщелочной специализацией, но отнюдь не уступавшего ему в интенсивности.

Массивы древней дорифейской и рифейской консолидации (росско-биконские плиты низменных областей Западной Антарктиды) в это время скорее всего продолжали медленно погружаться. Местами эти погружения, видимо, заметно интенсифицировались, так что к концу раннеандского этапа уже определились контуры крупных тектонических впадин, впоследствии заполненных материковыми и шельфовыми льдами. По району гор Элсуэрт и Пенсакола (как и для остальной части Трансантарктических гор) пока нет никакой информации, позволяющей судить о позднемезозойских тектонических процессах. Можно лишь предположить, что эти районы скорее оставались растущими или денудировавшимися поднятиями, чем испытывали погружения.

Главной особенностью раннеандского этапа было, таким образом, полное отмирание процессов геосинклинального корообразования в пределах Западной Антарктиды. Новой формой тектонической жизни территории стало преобразование ранее сформированной континентальной коры. Процесс этого преобразования унаследовал орогенный характер в тех областях, где кора видоизменялась в течение росского и биконского этапов, и приобрел резко выраженную койлогенную направленность

на массивах более древней консолидации. Раннеандский этап в целом является переломным в истории Западной Антарктиды, так как знаменует собой смену конструктивной тенденции в тектонической эволюции этой части материка деструктивными процессами разрушения континентальной коры, получившими наиболее заметное развитие в течение кайнозойской эры.

Кайнозойский этап мы будем называть «позднеандским» (рис. 3), подчеркивая этим временную связь между неотектонической активиза-

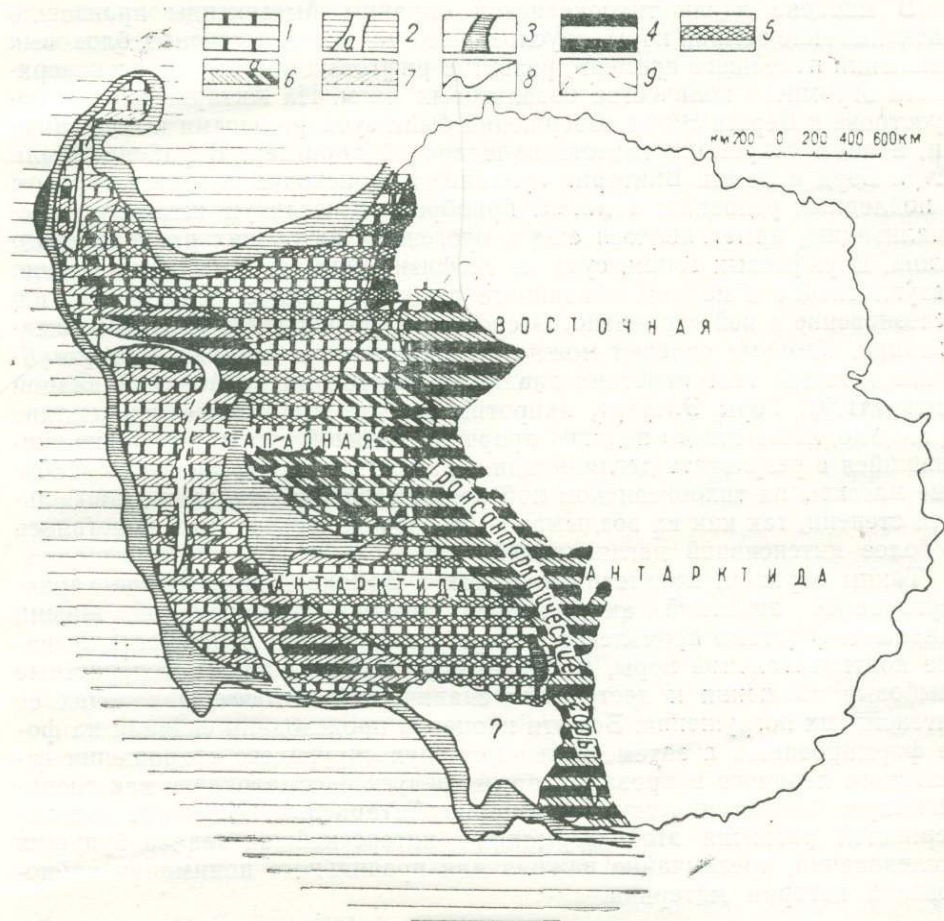


Рис. 3. Основные структуры позднеандского этапа развития Западной Антарктиды
 1 — области слабых погружений, не сопровождающихся преобразованием континентальной коры; 2 — области умеренных погружений с корой переходного типа, в том числе: а) в рифтовых зонах; 3 — области интенсивных погружений и глубоководные желоба с корой субокеанического и океанического типа; 4 — области поднятия (орогены), нерасчлененные по интенсивности воздымания. Допозднеандский субстрат: 5 — области доросской консолидации; 6 — области росской консолидации, в том числе: а) повторно дислоцированные в раннем мезозое; 7 — области мезозойской консолидации и (или) рекуррентного среднепалеозойско-раннемезозойского орогенеза; 8 — границы главных структурных областей; 9 — уровень моря

цией Западной Антарктиды и возникновением горного сооружения Анд. В течение палеогена на тихоокеанском побережье материка происходила денудация позднемезозойского орогена (отразившаяся в формировании предмиоценовой поверхности выравнивания) и, следовательно, господствовала сравнительно спокойная тектоническая обстановка, на фо-

не которой в зарождающихся рифтовых зонах начинались вулканические излияния. Однако где-то во внутренних районах материка в это время еще должны были сохраниться (или вновь начать развиваться?) горные массивы, способные служить очагами возникновения оледенения, начало которого (видимо, в форме горных ледников) датируется олигоценом, а разрастание до состояния покровного материкового оледенения фиксируется к середине миоцена. Возможно, одним из таких массивов были горы Элсуэрт.

В миоцене вдоль тихоокеанской окраины Антарктиды произошло раскалывание земной коры, обусловившее начало интенсивных блоковых движений новейшего времени, развитие рифтовых зон и доступ к поверхности огромного количества базальтовых магм. На Антарктическом полуострове и Береге Эйтса извержения были субаэральными и подводными, а лавы сохранили известково-щелочной характер. В районе Земли Мэри Бэрд и Земли Виктории вулканизм происходил главным образом в подледных условиях, а магмы приобрели отчетливую щелочную специализацию, наметившуюся еще в орогенных интрузиях раннеандского этапа. В рифтовых зонах, судя по геофизическим данным, происходило разуплотнение и подъем мантийного вещества, общее утонение коры и исчезновение в ней «гранитного» слоя, т. е. развивались процессы океанизации. Сходные явления можно предположить и для наиболее углубленных частей тектонических впадин во внутренних районах Западной Антарктиды. Горы Элсуэрт, напротив, испытали активное воздымание и, видимо, лишь совсем недавно прорвали ледяной купол, несколько снизившийся в результате дегляциации. Трансантарктический хребет и горные массивы на тихоокеанском побережье освободились от льда в большей степени, так как их воздымание на позднеандском этапе сочеталось с более интенсивной дегляциацией.

Таким образом, позднеандский этап в Западной Антарктиде характеризовался заметной активизацией тектоно-магматической жизни, главными формами проявления которой стали растяжение и раскалывание континентальной коры, мощный рифтовый вулканизм, контрастные глыбовые движения и деструкция сиалической литосферы в зонах ее интенсивных погружений. Все эти процессы происходили сначала на фоне формирования, а затем медленного, пульсирующего сокращения гигантского ледяного покрова, который следует рассматривать как специфическую неотектоническую формацию Антарктиды. Изучение закономерностей развития этой формации — интереснейшая задача будущих исследований, чрезвычайно важная для правильного понимания кайнозойской истории материка.

Выводы

1. Структура Западной Антарктиды определяется наличием крупных глыб древней кратонизации (плит), разделенных и опоясанных разновозрастными и разнородными эпикратонными подвижными областями неогей. В течение рифея и фанерозоя древние плиты проходили через различные стадии койлогенного, а подвижные области — геосинклинально-складчатого, орогенного и рифтогенного развития, что привело в итоге к смене корообразующей (конструктивной) тенденции эволюции проявлениями деструктивных тектонических процессов на современном этапе.

2. Специфика развития Западной Антарктиды, в отличие от восточной части материка, заключается в ее причастности к тектоническим процессам, генерированным в Тихоокеанском сегменте Земли и воздей-

ствовавшим на дорифейский континентальный субстрат неравномерно во времени и пространстве, но в общем непрерывно в течение неогена. В результате этого воздействия континентальная литосфера Западной Антарктиды претерпевала существенные разнонаправленные изменения и продолжает трансформироваться до настоящего времени. В Восточной Антарктиде таких изменений не было практически в течение всего неогена, а современные деструктивные процессы проявляются гораздо слабее или вовсе отсутствуют.

3. Граница Западной и Восточной Антарктиды представляет собой, таким образом, границу первого порядка в структуре земной коры, разделяя Тихоокеанский и Гондванский сегменты планеты в ее южнополярной области. По отношению к этому разделению контуры разновозрастных геосинклинальных систем являются подчиненными, второстепенными тектоническими элементами, соотношение которых в пространстве менялось от одного этапа к другому.

Так, в доросское время принципиальных различий между Западной и Восточной Антарктидой, по-видимому, еще не было — существовал обширнейший антарктический кратон, кора которого была построена по единому структурному плану и, возможно, была лишь менее мощной в его западной части. Росский этап знаменовал собой первый импульс экспансии Тихоокеанского сегмента на Гондванский, когда в Западной Антарктиде произошла регенерация геосинклинальных режимов и наращивание древней континентальной коры росскими складчатými системами (на этом этапе понятию платформы строго соответствовала только восточная часть материка). В биконское время гондванская тенденция развития вновь стала доминирующей в большей части Западной Антарктиды, а тихоокеанский геосинклинальный процесс отступил к самой окраине материка, поэтому на биконском этапе платформу можно опять распространять почти на всю Антарктиду. На раннеандском этапе геосинклинальное корообразование и орогенная трансформация складчатых систем около тихоокеанской окраины полностью прекратились, но глубинное воздействие Тихоокеанского сегмента на Западную Антарктиду продолжилось, так что вся она превратилась в «подвижную платформу», начавшую разрушаться в кайнозое. Это разрушение ранее сформированной континентальной коры мы рассматриваем как результат распространения нового импульса тектонических движений со стороны Тихоокеанского сегмента на Гондванский, имеющего теперь качественно новую (деструктивную) направленность.

ЛИТЕРАТУРА

- Воронов П. С. Тектоника и неотектоника Антарктиды. Сб.: «Антарктика». Докл. комиссии 1963 г. М., «Наука», 1964.
- Грикуров Г. Э. Геологическое строение центральной части Земли Александра I. Сб.: «Антарктика», Докл. комиссии 1968 г. М., «Наука», 1971.
- Грикуров Г. Э. Геология Антарктического полуострова. М., «Наука», 1973.
- Грикуров Г. Э., Крылов А. Я., Силин Ю. И. Абсолютный возраст некоторых пород дуги Скоттия и Земли Александра I (Западная Антарктика). Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 1.
- Грикуров Г. Э., Дибнер А. Ф. Новые данные о серии Тринити в Западной Антарктиде. Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 2.
- Грикуров Г. Э., Крылов А. Я., Поляков М. М., Цовбун Я. Н. Возраст горных пород в северной части Антарктического полуострова и на Южных Шетландских островах (по данным калий-аргонового метода). Информ. бюлл. Сов. Антаркт. эксп. 1971, № 80.
- Климов Л. В. О геологической структуре Антарктиды. Информ. бюлл. Сов. Антаркт. эксп., 1964, № 47.

- Климов Л. В. Основные черты геологической структуры Антарктиды. Информ. бюлл. Сов. Антаркт. эксп., 1967, № 65.
- Равич М. Г., Грикуров Г. Э. Основные черты тектоники Антарктиды. «Советская геология», 1970, № 1.
- Розенберг В. И. Некоторые результаты интерпретации геофизических исследований Антарктиды. Сб.: «Антарктика». Докл. комиссии 1970 г. М., «Наука», 1971.
- Тектоническая карта полярных областей Земли. Под ред. Б. Х. Егизарова. Л., 1970.
- Тектоника полярных областей Земли. Объяснительная записка к Тектонической карте полярных областей Земли. Под ред. Б. Х. Егизарова. Л., НИИГА, 1972.
- Adie R. J. The petrology of Graham Land. III. Metamorphic rocks of the Trinity Peninsula Series. Falkl. Isl. Dep. Surv. Sci. Rep., 1957, No. 20.
- Adie R. J. The geology of Antarctica. Geophys. Mon., No. 7, 1962.
- Adie R. J. Geological history. Antarct. Res., London, 1964.
- Adie R. J. Evolution of volcanism in the Antarctic Peninsula. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972.
- Bentley C. R. and Chang F. K. Geophysical exploration in Marie Byrd Land, Antarctica. Antarct. Res. Ser., vol. 16, Amer. Geophys. Union, 1971.
- Bentley C. R. and Clough J. W. Antarctic subglacial structure from seismic refraction measurements. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972.
- Craddock C. Geology of the Ellsworth Mountains. Antarct. Map Folio Ser., 12, Sheet 4. Amer. Geograph. Soc., 1969—1970.
- Craddock C. Antarctic tectonics. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972a.
- Craddock C. Geologic map of Antarctica, scale 1:5 000 000. Amer. Geograph. Soc., 1972b.
- Craddock C., Anderson J. J., Webers G. F. Geologic outline of the Ellsworth Mountains. Antarct. Geol., Amsterdam, 1964.
- Dalziel I. W. D. K-Ar dating of rocks from Elephant Island, South Scotia Ridge. Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, No. 6.
- Ford A. B. and Boyd W. W. The Dufek intrusion, a major stratiform gabbroic body in the Pensacola Mountains, Antarctica. Proc. 23rd Intern. Geol. Congr., vol. 2, 1968.
- Ford A. B. and Nelson S. W. Density of the stratiform Dufek intrusion, Pensacola Mountains, Antarctica. Antarct. J. U. S., 1972, vol. 7, No. 5.
- Grikurov G. E., Ravich M. G., Soloviev D. S. Tectonics of Antarctica. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972.
- Halpern M. Rubidium-strontium isotopic age measurements of plutonic igneous rocks in eastern Ellsworth Land and northern Antarctic Peninsula. J. Geophys. Res., 1967, v. 72, No. 20.
- Halpern M. Rubidium-strontium total rock and mineral ages from the Marguerite Bay area, Kohler Range, and Fosdick Mountains of West Antarctica. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972.
- Ilchenko L. N. Late Precambrian acritarchs of Antarctica. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972.
- Laudon T. S., Lackey L. L., Quilty P. G., Otway P. M. Geology of eastern Ellsworth Land. Antarct. Map Folio Ser., Folio 12, Sheet 3. N. Y., Amer. Geograph. Soc., 1969—1970.
- Lopatin B. G., Orlenko E. M. Outline of the geology of Marie Byrd Land and the Eights Coast. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972.
- Miller I. A. Potassium-argon ages of some rocks from the South Atlantic. Nature, 1960, v. 187, No. 4742.
- Schmidt D. L. and Ford A. B. Geology of the Pensacola and Thiel Mountains. Antarct. Map Folio Ser., Folio 12, Sheet 5. Amer. Geograph. Soc., 1969—1970.
- Schmidt D. L., Dover J. H., Ford A. B. and Brown R. D. Geology of the Patuxent Mountains. Antarctic Geology, Amsterdam, 1964.
- Webers G. F. An unusual Upper Cambrian fauna from West Antarctica. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972.
- Wilbanks J. R. Geology of the Fosdick Mountains, Marie Byrd Land. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972.
- Williams P. L., Schmidt D. L., Plummer C. C., Brown L. E. Geology of the Lassiter Coast area, Palmer Land, Antarctic Peninsula: preliminary report. Antarct. Geol. and Geophys., Oslo, 1972.

АННОТАЦИИ

УДК 551.24(571.6) (063)

Тихоокеанский пояс в ряду больших складчатых поясов земной коры. Муратов М. В. Магадан, 1974, с. 7—11.

Тихоокеанский пояс — важнейший элемент структуры Земли. Вместе со Средиземноморским, Урало-Монгольским, Атлантическим и Арктическим складчатыми поясами он входит в единую систему поясов земной поверхности. Среди этих складчатых поясов располагаются древние платформы и более мелкие древние массивы. Они отделены друг от друга системами глубинных разломов. При этом многие пояса сохранились фрагментарно и истинное их соотношение выявляется с большим трудом. С другими поясами Тихоокеанский сочленяется посредством боковых «ответвлений».

The Pacific belt: its position among other great folded belts of the Earth's crust. Muratov M. V. Magadan, 1974, p. 7—11.

The Pacific belt is one of the most important structural elements of our planet. Together with Mediterranean, Uralian-Mongolian, Atlantic and Arctic belts it belongs to the single belt's system of the Earth's crust. Within these folded belts some ancient platforms and old massifs of smaller size are situated. They are separated by systems of deep fractures. Many belts are preserved in fragments, and it's difficult to identify their actual relationship. The Pacific belt is conjugated with the other belts by lateral «branches».

УДК 551.24(571.6) (063)

Тихоокеанский тектонический пояс. Пушаровский Ю. М., Яншин А. Л. Магадан, 1974, с. 12—21.

В статье рассмотрены три проблемы, касающиеся Тихоокеанского тектонического пояса: 1) существует ли такой пояс, как огромная кольцевая структурная зона Земли; 2) границы пояса и 3) основные закономерности геосинклинального процесса в пределах пояса. Авторы приходят к заключению, что геосинклинальное развитие вследствие перемещения тектоносферных масс в разных направлениях протекает сложным путем, сопровождаясь различными изменениями в строении земной коры в пределах геосинклинальных зон. В этом смысле имеющиеся представления о геосинклинальном процессе должны быть существенно уточнены.

The Pacific Tectonic Belt. Pushcharovsky Yu. M., Yanshin A. A. Magadan, 1974, p. 12—21.

The following three problems of the Pacific tectonic belt are discussed: 1) existence of such a belt as a great structural zone of the Earth; 2) boundaries of the belt; and 3) general regularities of geosynclinal process within the limits of the belt. The authors conclude that geosynclinal development occurs here as a composite process, caused by movements of great masses of tectonosphere in different directions and it is accompanied by different changes in the structure of the Earth's crust within the limits of geosynclinal zones. The current ideas about the geosynclinal process have, thus, to be considerably specified.

УДК 551.24+550.93(063)

Глобальная тектоника и возраст геологических структур во впадине Тихого океана. Крopotкин П. Н. Магадан, 1974, с. 22—27.

Геологические и геофизические данные указывают на значительные (400—1200 км) горизонтальные перемещения блоков земной коры в Тихоокеанской области: дрейф островных дуг с одновременным расширением площади Японского, Охотского, Берингова и Тасманова морей в зоне хинтерланда этих дуг, смещения по сейсмичным зонам скальвания (глубинным надвигам), изгиб Японской дуги, сдвиги по разлому Сан-Андреас в Калифорнии и широтным разломам Меррей, Мендосино и Пайонир в северо-

восточной части Тихого океана. В то же время представления о еще более значительных смещениях, с образованием 50% коры Тихого океана в течение последних 70 млн. лет, являются преувеличенными. Расширение зоны Тихоокеанского поднятия в течение позднемелового и кайнозойского времени составило только 480 (Калифорнийский залив) — 1200 км. В истории Тихого океана различаются три этапа: 1) палеозойский или более древний, когда сформировался базальтовый слой (с магнитными полосовыми аномалиями меридионального и северо-восточного простирания) на большей части его площади, 2) мезозойский (образование поднятия Дарвина, разрывов и вулканических хребтов северо-западного простирания), 3) позднемеловой и кайнозойский (разрывы северо-восточного простирания и расширение океанского дна в зоне Восточного Тихоокеанского поднятия).

Global tectonics and the age of geological structures of the Pacific basin. Kropotkin P. N., Magadan, 1974, p. 22—27.

Geological and geophysical data imply that the following great (as far as 400—1200 km) horizontal movements of the earth's crust blocks took place in the Pacific: drift of island arcs, attended by widening of the Sea of Japan, the Okhotsk Sea, the Bering Sea, and the Sea of Tasman in the hinterlands of these arcs; displacements along seismic zones of shearing (deep thrusts); bending of Japanese arc; shiftings along San Andreas fault, California, and along Murray, Mendocino and Pioneer latitudinal faults in the north-east Pacific. However, the notions implying more greater displacements accompanied by formation of 50% of the Pacific crust in the last 70 m. y. are exaggerative. Spreading of the Pacific ridge's zone during Late Cretaceous and Cenozoic is equal to only 480 (Gulf of California) — 1200 km. There are three stages in the history of the Pacific ocean: 1) Paleozoic, or older, stage, during which basaltic layer (with longitudinal and northeastern banded magnetic anomalies) was formed on the larger part of its area; 2) Mesozoic stage (formation of Darwin uplift, and faults and volcanic ridges of north-west strike); 3) Late Cretaceous — Cenozoic stage (fracturing of NE orientation, and spreading of the oceanic bed in the zone of Eastern Pacific ridge).

УДК 551.72(571.6) (063)

Докембрийское обрамление Тихого океана. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Магадан, 1974, с. 28—37.

В обрамлении Тихого океана намечается позднедокембрийский геосинклиальный пояс, который почти непрерывно прослеживается вдоль современных границ континентов. Пояс образован миогеосинклиального типа верхним докембрием и имеет асимметричное строение. Восточная ветвь пояса характеризуется линейным строением в отличие от западной ветви, включающей ряд геосинклиальных областей изометричных очертаний и мозаичного строения.

Pre-Cambrian Setting of the Pacific Ocean. Kosygin Yu. A. Parfenov L. M. Magadan, 1974, p. 28—37.

The Late Pre-Cambrian geosynclinal belt is reconstructed, which can be traced almost continuously along the recent continental boundaries. The belt is formed by the Upper Pre-Cambrian deposits of miogeosynclinal type, and it has asymmetrical pattern. The eastern branch of the belt is characterized by the linear pattern, while the western branch comprises several regions having isometric contours and mosaic structure.

УДК 551.24(571.6) (063)

Особенности тектонического развития Тихоокеанского рудного пояса. Радкевич Е. А. Магадан, 1974, с. 38—49.

В Тихоокеанском рудном поясе намечается следующая металлогеническая зональность: олово и вольфрам тяготеют к терригенным зонам; свинец и цинк — к зонам развития карбонатных пород; золото, медь, железо, никель, хром — к вулканическим поро-

дам эвгеосинклинального комплекса. Концепция глобальной тектоники не объясняет в полной мере общую рудную зональность, присущую Тихоокеанскому поясу, хотя некоторые ее аспекты заслуживают внимания.

Some features of the Pacific mineral belt's tectonic development. Radkevich Ye. A. Magadan, 1974, p. 38—49.

Within the Pacific mineral belt the following metallogenic zoning is outlined: tin and tungsten are confined to terrigenous zones; lead and zinc are confined to zones of occurrence of carbonate rocks; gold, copper, iron, nickel, chrome are confined to volcanic rocks of eugeosynclinal complex. Global tectonics concept fails to explain adequately the general mineral zoning of the Pacific belt, though some items of the theory are of interest.

УДК 553.981/982(26.03:265.5)

Нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные осадочные бассейны Тихоокеанского пояса. Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Соколов Б. А. Магадан, 1974, с. 50—60.

Тихоокеанский тектонический пояс является одновременно и нефтегазоносным. В его пределах выделяется около 140 осадочных бассейнов, половина которых содержит месторождения нефти и газа. Нефтегазоносными являются те осадочные бассейны, где мощность отложений обеспечивает наличие в разрезе пород, находящихся на средней стадии катагенеза. Все бассейны сгруппированы в пять категорий: складчатоплатформенные, внутрискладчатые, периконтинентально-складчатые, периокеанические (островных дуг) и внутрискладчатые.

Gas and oil-bearing and hypothetically gas and oil-bearing sedimentary basins of the Pacific belt. Vassoyevich N. B., Boorlin Yu. K., Sokolov B. A. Magadan, 1974, p. 50—60.

The Pacific tectonic belt comprises areas rich of oil and gas. About 140 sedimentary basins are identified here, half of those contain oil and gas deposits. Oil and gas occur in such basins, where thickness of sediments favours the existence of rocks belonging to the middle stage of katagenesis. All the basins are divided into five categories: folded-platform, intra-folded, pericontinental-folded, perioceanic (island arcs), and intraplatform.

УДК 551.24:551.77(063) (571.6—18)

Мезозойские складчатые зоны Северо-Востока СССР. Тильман С. М., Шило Н. А., Мерзляков В. М., Мокшанцев К. Б., Гусев Г. С. Магадан, 1974, с. 61—71.

Мезозойды Северо-Востока СССР объединяют Яно-Колымскую и Анюйско-Чукотскую миегеосинклинальные, Алазейско-Олойскую и Гижигинскую эвгеосинклинальные системы. В Полярном бассейне прослеживается Арктический пояс. Алазейская зона занимает значительную часть бывшего Колымского массива, от которого осталось лишь Приколымское поднятие. С тектоническим планом Яно-Колымской системы согласуются направление пояса гранитоидов и кольцеобразное замыкание на северо-западе структур Алазейской зоны, подчеркиваемое магнитными аномалиями. Новая схема тектонического районирования позволяет иначе трактовать закономерности пространственного размещения полезных ископаемых и в другом аспекте решать проблемы геологической эволюции северо-западной части Тихоокеанского пояса.

Mesozoic Folded Zones of the USSR North-East. Til'man S. M., Shilo N. A., Merzlyakov V. M., Mokshantsev K. B., Goosev G. S. Magadan, 1974, p. 61—71.

Mesozoides in the North-East area of the Soviet Union comprise Yana-Kolyma and Anyui-Chukchee miogeosynclinal systems, and Alazey-Oloy and Gizhiga eugeosynclinal systems. The Arctic belt can be traced in the area of Polar basin. The Alazey zone occupies a considerable part of the former Kolyma massif, of which the Near-Kolyma uplift is recent remnant. The strike of granitoid belt and ring-like contact of Alazey zone's structures in the north-west of the area, being proved by magnetic anomalies, are concordant with the general tectonic scheme of Yana-Kolyma system. A new approach to the tectonic zoning of the area enables geologists to give a different interpretation of regularities of mineral deposits' spacial distribution; it also provides a new key to the problems of geological development of the Pacific belt's north-west region.

УДК 551.24(571.64) (063)

Тектоника Сахалина. Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С. Магадан, 1974, с. 72—88.

Восточная зона Сахалина сложена палеозойско-мезозойскими эвгеосинклинальными образованиями, дислоцированными в палеогене. Отмечены надвиги северо-западного простирания, с развитием зон меланжа, с телами серпентинитов в основании надвиговых чешуй, с узкими зонами метаморфических сланцев. В современном структурном плане восточная зона сильно приподнята и расчленена на систему поднятий и впадин, выполненных неогеновыми отложениями. Западная зона отвечает борту крупного Западно-Сахалинского прогиба, для которого устанавливается миеосинклинальный характер и устойчивое погружение в течение позднего мела и кайнозоя. Замыкание прогиба и формирование складчатой структуры началось в плиоцен-плейстоценовое время и продолжается донныне. Северо-Сахалинская зона представляет собой складчато-блоковое сооружение, в котором крупные структуры северо-западного простирания унаследованы от мезозойского плана, а субмеридиональные структуры были образованы в неогене; отмечено современное формирование складок и разломов. В заключение разбирается тектоническая зональность Сахалина в мезо-кайнозойское время. Отмечается сходство мезо-кайнозойских геосинклинальных структур в разных участках приокеанических областей на периферии Тихого океана.

Tectonics of the Isle of Sakhalin. Gal'tsev-Bezyuk S. D., Melankholina Ye. N., Rozhdestvensky V. S. Magadan, 1974, p. 72—88.

The Eastern tectonic zone of the island consists of the Paleozoic-Mesozoic eugeosynclinal assemblages, which are dislocated in paleogene. There are thrusts of north-west strike here, which are accompanied by zones of melange, bodies of serpentines at the base of thrust sheets, narrow zones of metamorphic schists. Nowadays, the Eastern zone is greatly uplifted and dissected into the system of structural highs and depressions, the latter being filled by neogenic deposits. The Western zone corresponds to the side of large Western Sakhalin trough, which is of mиеосynclinal nature and which constantly subsided during the Late Cretaceous and Cenozoic. The closing of the trough and formation of folded structure which have begun in Pliocene-Pleistocene, are now still in operation. The Northern Sakhalin zone is a fold-block construction. Its major structures of north-west strike are inherited from the Mesozoic scheme and sublongitudinal features were formed in neogene. Here the process of recent folding and faulting is registered. Finally, the authors analyse tectonic zoning of Sakhalin island during Mesozoic-Cenozoic. There is a similarity between Meso-Cenozoic geosynclinal features at different regions of the Pacific coastal areas.

УДК 551.24(571.61) (063)

Особенности и некоторые проблемы тектоники Приамурья. Бельтнев Е. Б., Плотников И. А. Магадан, 1974, с. 89—101.

Рассмотрены три проблемных вопроса геологии Приамурья: положение юго-восточной и южной границ Сибирской платформы; время формирования и тектоническая сущность Бурейского массива; характер сочленения Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской ветвей Восточно-Азиатской геосинклинально-складчатой области.

Tectonic features and problems of the vicinity of the Amur region. Bel'tnev Ye. B., Plotnikov I. A. Magadan, 1974, p. 89—101.

Three problematic questions of the Amur's region geology are dealt with in the paper, i. e. position of south-eastern and southern limits of Siberian platform; the time of Bureya massif formation and its tectonic nature; conjugation of Amur-Okhotsk and Sikhote-Alin geosynclinal folded regions.

УДК 551.24(235.47) (063)

Основные черты тектоники Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы.
Салун С. А. Магадан, 1974, с. 101—113.

Сихотэ-Алинская геосинклинальная система заложилась в позднем силуре на древнем складчатом основании, сформировавшемся в протерозое — раннем кембрии. Главный геосинклинальный комплекс сложен осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными, реже интрузивными образованиями (от силура до сенона), представленными разнообразными формациями. Основными структурными элементами геосинклинального этапа развития являлись Амуро-Уссурийский и Сихотэ-Алинский синклиории и Сихотэ-Алинский антиклинорий. Орогенный комплекс охватывает вулканогенные и интрузивные, вулканогенно-осадочные и в меньшей степени осадочные образования сенондатского — раннепалеоценового возраста, представленные континентальными молассаами и субсеквентными вулканитами. Этому этапу отвечало формирование Восточно-Сихотэ-Алинского и Западно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов, Средне-Амурской и Удыль-Кизинской межгорных впадин. Толент-базальтовая и молассоидная формации позднего плиоцена — антропогена рассматриваются в качестве самостоятельного комплекса неотектонической активизации.

Сихотэ-Алинская система ограничена глубинными разломами — Куро-Бичинским, Ярki-Акшинским, Монеронским, Восточно-Сихотэ-Алинским, Даубихинским и Алчанским. С палеозойской (герцинской) Амуро-Охотской геосинклинально-складчатой системой Сихотэ-Алинская находится в торцовом сочленении.

The general features of tectonics of Sikhote-Alin geosynclinal folded system. Saloon S. A. Magadan, 1974, p. 101—113.

Sikhote-Alin geosynclinal system was formed in Late Silurian on the older folded basement, which had been formed in Proterozoic-Early Cambrian. The main geosynclinal complex here is made of various sedimentary, volcanic-sedimentary, volcanic, and intrusive formations (from Silurian through Senonian), the latter being less common. Principal structural elements of geosynclinal stage of development were Amur-Ussuree and Sikhote-Alin synclinoria and Sikhote-Alin anticlinorium. Orogenic complex comprises volcanic and intrusive, volcanic sedimentary and less common sedimentary formations of Senonian-Danian-Early Paleocene age, which are represented by continental molasse and subsequent volcanic rocks. The stage was corresponded by the formation of the Eastern Sikhote-Alin and Western Sikhote-Alin volcanic belts, Middle Amurian and Udyl-Kizinian intermountain areas. Tholeitic-basaltic and molassoid formations belonging to Late Pliocene-Anthropogen are considered as an independent complex of neotectonic activation.

Sikhote-Alin system is limited by Kura-Bichin, Yarki-Akshin, Moneron, Eastern Sikhote-Alin, Daubikhe and Alchan deep faults. Paleozoic (Herzinian) Amur-Okhotsk geosynclinal folded system and Sikhote-Alin system are cross-jointed.

УДК 551.24(571.63) (063)

Основные черты тектоники Приморского края. Берсенов И. И. Магадан, 1974, с. 114—127.

Рассматривается строение основных тектонических элементов Приморья по историко-геологическому принципу. Воспроизведены палеотектонические реконструкции на начало рифея и позднего палеозоя, для триаса — раннего мела и на начало позднего мела. Доказывается, что Японское море образовалось в результате растяжения древнего континентального блока земной коры. Растяжение компенсировалось сжатием и складкообразованием в смежных областях.

Principal tectonics of the Primorski Krai. Bersenev I. I. Magadan, 1974, p. 114—127.

The author investigates the structure of the principal tectonic elements of the Primorski Krai (USSR Far East), operating with the historical and geological approach. Reconstructed paleotectonic features for Early Paleozoic and Late Paleozoic, for Triassic-Early Cretaceous, and for Late Cretaceous are presented. It is proved that the Sea of Japan was formed as the result of dilatation of the ancient continental block of the earth's crust. The dilatation was then compensated by the processes of contraction and folding which took place in the adjacent areas.

УДК 55+551.24(97) (063)

Особенности геологического строения и развития Курильских островов. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Магадан, 1974, с. 128—135.

Весь комплекс меловых и кайнозойских отложений Малой и Большой Курильских гряд относится к вулканогенно-осадочной формации, образовавшейся в геантиклинальных условиях. В латеральном направлении геантиклинальные формации сменяются геосинклинальными.

Some features of geological structure and development of the Kurile islands. Gavrilov V. K., Solov'yova N. A. Magadan, 1974, p. 128—135.

The complex of Cretaceous and Cenozoic deposits of Greater and Lesser ridges of Kurile belongs to the volcanic-sedimentary formation which was accumulated in geantictlinal conditions. Geantictlinal formations are changed laterally into geosynclinal ones.

УДК 551.24(571.6—16) (063)

Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Кириков Д. А., Красный Л. И., Русс В. В. Магадан, 1974, с. 136—141.

Карта составлена методом структурно-формационного анализа; принцип ее построения геолого-исторический. На ней показаны тектоно-генетические структуры (прогибы, впадины, депрессии и др.) и заполнившие их стратифицированные формации. Особую группу составляют плутонические формации и ассоциации метаморфических пород.

В пределах территории, охватываемой картой, выделяются Верхояно-Чукотская, Амурская и Ниппонская складчатые области, составляющие их складчатые системы и «устойчивые» массивы. Характеризуются формационные черты тех и других, эволюция седиментогенеза, магматизма и геотектонического процесса в целом.

Предварительный анализ показывает существование связей с геологическими формациями золота, олова, угля, нефти-газа, железа, марганца и других полезных ископаемых.

Structural-formational map of north-western part of the Pacific mobile belt. Kirikov D. A., Krasny L. I., Rooss V. V. Magadan, 1974, p. 136—141.

The map is compiled using the structural-formational analysis method; it is based on historical-geological principle. The map outlines tectonic-genetic structures (troughs, basins, depressions, and other elements), and also stratified formations which fill them. Plutonic formations and metamorphic rocks assemblages form a special group.

Verkhoyansk-Chukchee, Amur, Nippon folded regions, and folded system and 'stable' massifs which belong to them, are shown on the mapped territory. Formational features of both kinds of structural elements, evolution of sedimentation, magmatism and general geotectonic process are characterized.

Preliminary analysis reveals the existence of some connections between geological formations and gold, tin, coal, oil and gas, iron, manganese, and other minerals.

УДК 551.24(—923.3)

Структура и основные этапы развития Западной Антарктиды. Грикуров Г. Э., Лопатин Б. Г. Магадан, 1974, с. 142—162.

Раздельно описаны Антарктический полуостров, Земля Мэри Бёрд, горы Элсуэрт и горы Пенсакола. Во всех этих горных массивах выделен рифейско-раннепалеозойский геосинклинально-складчатый (росский) комплекс, на Тихоокеанском побережье материка являющийся основанием более молодых геосинклинальных, орогенных и рифтогенных структур, а во внутренних районах Западной Антарктиды перекрытый дислоцированным палеозойским чехлом. В течение рифейско-раннемезозойского (росского) этапа в Западной Антарктиде на дорифейском континентальном субстрате происходило геосинклинальное корообразование. Последующий среднепалеозойско-раннемезозойский (би-конский) этап характеризовался преобладанием платформенного и квазиплатформенного режима, а процесс геосинклинального корообразования был оттеснен на тихоокеанскую окраину, где в начале мезозоя сменился орогенным преобразованием коры. В течение юрско-мелового (раннеандского) этапа геосинклинальные процессы полностью прекратились, уступив место интенсивному орогенезу на Тихоокеанском побережье и койлогенным погружением древних плит во внутренних районах Западной Антарктиды. На кайнозойском (позднеандском) этапе дифференцированные глыбовые движения коры интенсифицировались, дополнившись рифтогенезом и частичным перерождением континентальной коры в океаническую. К статье приложены тектоническая схема Западной Антарктиды, схема подледного рельефа и схема основных структурных элементов на кайнозойском этапе эволюции.

Structure of the Western Antarctic and the Principal stages of its Development. Grikurov G. E., Lopatin B. G. Magadan, 1974, p. 142—162.

The authors present a separate description of Antarctic Peninsula, Mary Bird Land, Elsworth Mountain and Pensacola Mountain. Riphean-Early Paleozoic geosynclinal-folded (Rossean) complex has been identified by them in all the mentioned mountain massifs. On the Pacific coast of the continent the complex underlies more recent geosynclinal, orogenic and riftogenic structures, and in the inland areas of the Western Antarctic it is overlaid by the dislocated Paleozoic cover. During the Riphean-Early Mesozoic (Rossean) stage geosynclinal crust formation occurred on the Pre-Riphean continental substrate of the Western Antarctic. The subsequent Middle Paleozoic-Early Mesozoic (Beaconian) stage is characterized by dominance of platform and quaziplatform types of regimes, while the process of geosynclinal crust formation was moved at the time towards the Pacific margin, where it was succeeded by the orogenic transformation of the crust. During the Jurassic-Cretaceous (Early Andean) stage geosynclinal processes almost ceased, and they were succeeded by 1) the process of intense orogenesis, which took place on the Pacific coast, and 2) coylogenic subsidence of ancient plates in the inland areas of Western Antarctic. During the Cenozoic' (Late Andean) stage differential movements of crust blocks were intensified, and also rifting and partial transformation of continental crust into the oceanic one occurred. The paper is added by the tectonic scheme of Western Antarctic, the scheme of under — ice relief and the scheme of principal structural elements belonging to Cenozoic stage of evolution.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
Муратов М. В. Тихоокеанский пояс в ряду больших складчатых поясов земной коры	7
Пушаровский Ю. М., Яншин А. Л. Тихоокеанский тектонический пояс	12
Кропоткин П. Н. Глобальная тектоника и возраст геологических структур во впадине Тихого океана	22
Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Докембрийское обрамление Тихого океана	28
Радкевич Е. А. Особенности тектонического развития Тихоокеанского рудного пояса	38
Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Соколов Б. А. Нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные осадочные бассейны Тихоокеанского пояса	50
Тильман С. М., Мокшанцев К. Б., Шило Н. А., Мерзляков В. М., Гусев Г. С. Мезозойские складчатые зоны Северо-Востока СССР	61
Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С. Тектоника Сахалина	72
Бельтенов Е. Б., Плотников И. А. Особенности и некоторые проблемы тектоники Приамурья	89
Салун С. А. Основные черты тектоники Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы	101
Берсеев И. И. Основные черты тектоники Приморского края	114
Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Особенности геологического строения и развития Курильских островов	128
Кириков Д. А., Красный Л. И., Русс В. В. Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1:1 500 000 (принципы построения, тектонические закономерности и прогнозное значение)	136
Грикуров Г. Э., Лопатин Б. Г. Структура и основные этапы развития Западной Антарктиды	142
Рефераты	163

Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса

© СВКНИИ, Магадан

Редактор **Н. Н. Ахламова**
Корректор **Е. М. Каминская**
Графика **П. Е. Качер**

Сдано в набор 6/VI-74 г. Подписано к печати 20/XII-74 г. АХ—01809 от 10/I-75 г.
70×108/16. Объем 10,75 п. л., 17 уч.-изд. л., 14,7 усл. печ. л. Заказ 4515, тираж 1000.
Цена в обложке 1 р. 20 к., в переплете № 7 — 1 р. 50 к.

Магаданская обл. типография Управления издательств, полиграфии и кн. торговли

1 р. 50 к.

1984