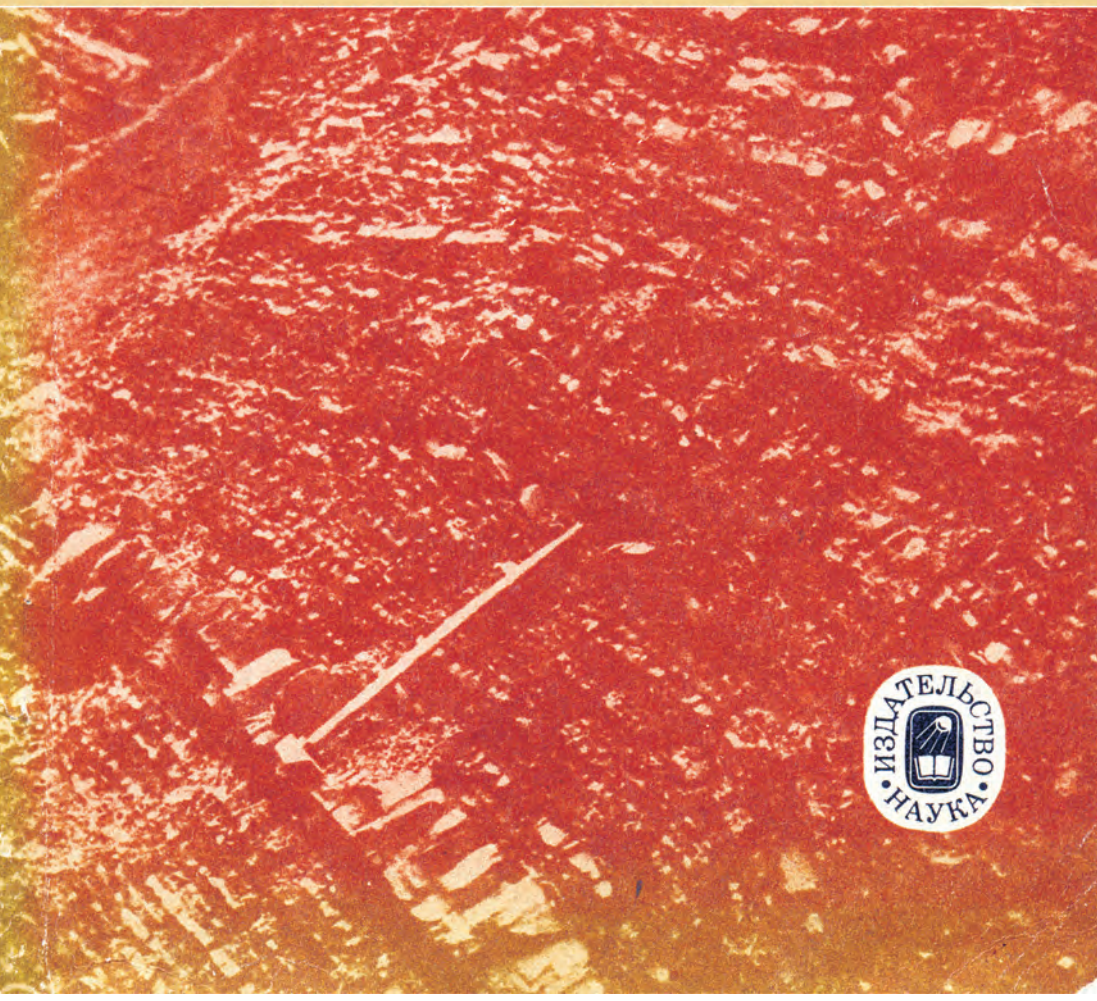


П.В. МАРКЕВИЧ

Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Дальневосточный геологический институт

П. В. МАРКЕВИЧ

**ФЛИШЕВЫЕ ФОРМАЦИИ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
ЧАСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1978

П.В. Маркевич. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М., "Наука", 1978 г.

В книге описаны основные типы флишевых формаций, развитых на территории советского Дальнего Востока, а также составлен краткий обзор флишевых формаций зарубежной азиатской части Тихоокеанского пояса.

Рассмотрены особенности флишевой седиментации, ее место и роль в накоплении геосинклинальных толщ. Показаны эволюция процессов флишеобразования, изменение морфологии, состава и пространственного положения флишевых формаций в истории геосинклинального развития, а также влияние на флишевую седиментацию вулканических процессов.

Табл. 4. Ил. 22. Библ. 172 назв.

Ответственный редактор
Н.П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ

Имеющаяся в настоящее время литература, посвященная флишу, достаточно обширна и разнообразна. Различные стороны проблемы флиша – стратиграфические, тектонические, палеогеографические – обсуждаются в многочисленных статьях и монографиях. Наиболее детально и всесторонне изучен альпийский флиш, и по нему имеется несколько обобщающих работ. Известны также монографии по уральскому и алтайскому флишам. В то же время флиш и флишевые формации, широко развитые в Тихоокеанском складчатом поясе и, в частности, в его северо-западном секторе, освещены крайне неравномерно.

Детальное описание известно для нижнемеловой флишевой формации Восточного Сихотэ-Алиня (Маркевич, 1970) и верхнемеловой о. Хоккайдо (Такака, 1963). Кроме того, небольшие обзорные работы опубликованы по корякскому, камчатскому и сахалинскому флишу (Ермаков, 1975; Ермаков, Супруненко, 1975; Родников, Родникова, 1974).

В предлагаемой читателю монографии сделана попытка обобщения литературных материалов с учетом наблюдений, которые мне удалось сделать во время полевых работ на территории Сихотэ-Алиня, Сахалина и Камчатки в течение ряда лет. Такая работа представляется мне нужной и актуальной, поскольку северо-западный сектор Тихоокеанского пояса охватывает огромную территорию и отличается длительной и сложной историей геологического развития, отражающей взаимодействие Азиатского континента и Тихого океана от древнейших времен до наших дней, и в числе других проблем весьма интересна и эволюция флишей этого своеобразного участка Земли.

Развитые здесь флиши различаются по возрасту, структурному положению, морфологии, вещественному составу и степени вторичных изменений.

В этой зоне широким, как нигде в мире, развитием пользуется вулканогенный флиш – категория осадков до сих пор еще очень мало изученная.

Приступая к исследованию дальневосточного флиша, я ставил перед собой цель: используя богатый и разнородный материал по советской части Дальнего Востока, а также по смежным зарубежным территориям, определить место и роль флиша в геосинклинальном осадконакоплении и в формационных рядах различных структурно-

фациальных зон, а также попытаться найти решение некоторых вопросов, связанных с проблемой происхождения флиша.

При изучении литературных материалов и проведении полевых исследований выяснилось, что объем формаций, которые подлежали исследованию, так велик, а круг вопросов, связанных с их изучением, настолько обширен, что эта работа потребовала бы усилий многих геологов в течение нескольких лет. Это обусловлено тем, что флиш Дальнего Востока изучен еще очень поверхностно, не всегда ясна его структурная и стратиграфическая позиция, и порой даже крупные формации трудно сопоставимы друг с другом. Не всегда имеются данные об отложениях, подстилающих и перекрывающих флиш, и, таким образом, его место в ряду формаций той или иной структуры, а тем более геосинклинали в целом остается весьма спорным. Много трудностей возникает и при выявлении изменений флиша по laterали, особенно на больших расстояниях.

Кроме того, немалым препятствием при проведении полевых работ является и то, что хорошие разрезы флишевых формаций как правило обнажены в труднодоступных горнотаежных и тундровых районах, а также на берегу Тихого океана, где их исследование возможно только в составе хорошо оснащенных долговременных экспедиций.

Другая трудность в обработке литературного материала и выборе объектов исследований связана с различным толкованием терминов "флиш", "флишид", "флишевая формация". С одной стороны, поскольку эти термины не общеприняты, а некоторые геологи вообще отрицают целесообразность их применения (Eardley, White, 1947), часть ритмичных образований, которая, вероятно, могла быть отнесена к флишу, осталась не рассмотренной мной. С другой стороны, некоторые образования, названные флишем, ничего общего с ним не имеют, по крайней мере в том смысле, в каком это принято большинством геологов.

Можно наметить два основных направления в трактовке термина "флиш".

Одно, до последнего времени наиболее популярное среди советских и некоторых зарубежных исследователей Альпийской складчатой области, основано на целом комплексе признаков (наиболее полно сформулированных в работах Н.Б. Вассовича, И.В. Хворовой, С. Джульинского и других ученых), обязательно включающем морфологические особенности, при наличии которых те или иные осадочные образования могут называться флишем.

Другое направление, более распространенное среди зарубежных геологов, базируется на идеях С.Н. Бубнова, Ж. Обуэна, Ж. Гогеля и других, согласно которым флиш — это категория осадков, имеющая в первую очередь тектонический смысл. При этом морфологическим признакам придается второстепенное значение. В общих чертах, — это продолжение подхода М. Бертрана, который считал, что каждая горная система имеет свой флиш и свою молассу.

Второе направление более популярно и среди исследователей Тихоокеанского складчатого пояса. Это, вероятно, связано с тем, что наиболее важным результатом выделения флиша в той или иной части этого региона является определенное толкование геологической истории региона, в котором находится флиш. Иными словами, упоминание о флише сразу же читается как доказательство существования определенного этапа развития.

Поскольку изученность Тихоокеанского складчатого пояса в настоящее время находится в стадии выяснения крупных закономерностей развития земной коры, мне кажется, что второй подход на современном уровне геологических значений в Тихоокеанском регионе наиболее плодотворен, так как он позволяет рассматривать флиш в первую очередь как историческую формацию, или "геогенерацию", по Н.Б. Вассовичу.

У меня была возможность ознакомиться с разрезами классического терригенного флиша в альпийских горных сооружениях европейской части СССР, а именно с верхнемеловым флишем Кавказа в бассейне р. Арагви, Карпат в окрестностях г. Сколе и в верховьях р. Прут около с. Яремчи, а также с триасово-юрской флишевой формацией Крыма на южном берегу полуострова. Хотя принадлежность этих отложений к флишу бесспорна и стала геологической аксиомой, справедливости ради нужно признать, что во многих случаях данные образования не отвечают всем требованиям, предъявляемым к флишу и выработанным, как это ни парадоксально, именно в этих регионах. В них отсутствует подчас один и даже несколько так называемых обязательных признаков флиша. Например, градиционная слоистость встречается довольно редко, а полный "набор" текстур, характеризующих турбидиты — явление очень редкое. Эти факты также убедили меня в том, что более целесообразным и соответствующим истинному положению вещей является не узко литологический, а более широкий тектонический подход, упомянутый выше.

Нет сомнения, что на современном уровне изученности флиша Тихоокеанского складчатого пояса возможны только первые, самые общие выводы, и они подчас не столько помогают решать, сколько расширяют круг вопросов, связанных с проблемой флишеобразования.

Однако такое обобщение принесет пользу тем, кто посвятил свои исследования флишу Тихоокеанского региона, так как поможет сориентироваться в довольно обширном и порой малодоступном материале и наметить конкретные задачи на пути изучения флишевых формаций.

Более детальные исследования тихоокеанского флиша — дело будущего, причем они, несомненно, должны проводиться не только классическими приемами, в значительной мере исчерпавшими свои возможности, но и с применением новейших методов диагностики минералогического и химического состава пород на основе возможно большего сравнительного материала.

ОПИСАНИЕ ФЛИШЕВЫХ ФОРМАЦИЙ

В первой части книги приводится краткое описание всех известных мне по личным наблюдениям и литературным источникам флишевых формаций, развитых на северо-западной окраине Тихого океана, а также некоторых наиболее типичных и хорошо изученных представителей флиша на его восточном побережье. Этот материал служит основанием для второй части монографии, в которой делаются обобщения и выводы, касающиеся отдельных сторон флишеобразования, а также эволюции этих процессов в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В заключении сделана попытка наметить основные пути дальнейшего изучения Тихоокеанских флишевых формаций.

ТЕРРИТОРИЯ СССР

В отличие от детально изученных областей развития "классического" флиша нашей страны, таких как Кавказ, Карпаты, Крым, а также Урал и Средняя Азия, исследование флишевых и близких к ним по строению толщ Восточной, Северо-Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР начато сравнительно недавно. Результаты этих исследований ограничиваются пока выделением флиша и флишевых формаций, а также флишеподобных толщ из числа других отложений, с более или менее точным указанием наиболее характерных разрезов, реже — территории их распространения, и самыми общими предположениями об условиях их формирования (характер бассейнов осадконакопления, областей питания и т.д.). Только для отдельных, сравнительно небольших участков проведены более детальные стратиграфические и литологические работы.

Несмотря на ограниченное количество опубликованных материалов по стратиграфии, литологии и тектоническому положению флишевых толщ рассматриваемой территории, автор, основываясь на сравнительном их анализе, а также на собственных наблюдениях, попытался наметить некоторые общие тенденции и закономерности в развитии флиша и флишевых формаций, участвующих в строении советской части северо-западного сектора Тихоокеанского складчатого пояса. Эволюция процесса флишеобразования, как будет показано ниже, проявилась в закономерных изменениях, происходящих во флишевых формациях в латеральных (преимущественно широтном) направлении с запада на восток от Верхоянского хребта, представляющего западную окраину Тихоокеанского складчатого пояса в широком смысле (в понимании Л.И. Красного и Ю.М. Пушаровского), до восточного побережья Камчатки, Корякского нагорья и Курильских островов, расположенных в непосредственной близости от предполагаемых современных геосинклинальных бассейнов западной части Тихого океана и его окраинных морей.

ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

Флишеподобные и флишевые толщи Западного Верхоянья описаны В.Д. Шутовым (1958), А.В. Вихертом (1960), А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым, В.И. Муравьевым (1960), Н.Н. Гаврильевым (1962), В.Н. Андриановым (1966) и И.И. Тучковым (1973). Терригенные толщи ритмичного строения весьма характерны для собственно гео-

синклинального этапа развития рассматриваемой территории, который охватывает промежуток времени от позднего карбона до поздней перми. Географически эти толщи тяготеют к Верхоянскому хребту и его отрогам, а структурно – к Западно-Верхоянскому антиклинорию (Орулганскому мегантиклинорию). Наиболее полный формационный анализ осадочных толщ, составляющих антиклинорий, проведен В.Д. ШUTOVым, А.В. Вихертом и В.Н. Андриановым. По данным этих авторов с небольшими дополнениями из других источников, представляется возможным выделить следующие формационные единицы (табл. 1, рис. 1).

1. Нижний песчано-сланцевый комплекс ($P_1^{1+2} + C_3$)¹, характеризует основной трансгрессивный этап развития геосинклинального цикла. Нижняя часть этого комплекса соответствует имтанжинской и солончанской, а верхняя часть – кыгылтасской свитам. В нижней толще, сложенной преимущественно черными глинистыми сланцами, отдельные пачки состоят из часто переслаивающихся маломощных прослоев алевролитов и сланцев; характер переслаивания напоминает флишиидное чередование. Для верхней толщи характерно грубое (от 5–10 до 30–50 м) ритмичное чередование сланцево-алевролитовых и песчаных пачек. При переходе с западного склона Верхоянского хребта на восточный количество песчаного материала уменьшается.

А.В. Вихерт называет эту же часть разреза ритмичной песчано-глинистой формацией, состоящей из чередующихся пластов и пачек серых мелкозернистых песчаников и темно-серых алевропитов. Мощности пачек от 10 до 120 м, особенно хорошо ритмичность выражена в юго-западной части антиклинория, где мощность циклов составляет 1; 6; 12 и 18 м.

Согласно В.Н. Андрианову, верхняя часть кыгылтасской свиты имеет четкое ритмичное строение флишиидного типа: пласты мощностью 5–10, редко 60–70 м отделены друг от друга пачками пластов мелкого чередования от 1–2 до 5–6 см. В чередующихся пластах отмечено "обратное" наложение от аргиллитов до песчаников.

Мощность комплекса (формации) – 3500–4500 м. Наибольшей величины она достигает в осевой части меридионального участка антиклинория.

Таким образом, рассмотренный комплекс пород, хотя и имеет ритмичное строение, но оно очень грубое и только на отдельных участках разреза может считаться флишиидным (в частности, вверху кыгылтасской свиты).

2. Сланцевый комплекс (P_1^3) характеризует этап максимальной трансгрессии и "стояния" бассейна. По А.В. Вихерту, это глинистая формация (верхняя часть разреза нижней перми), или формация темных морских и прибрежно-морских алевролитисто-глинистых отложений. Она полностью соответствует эчийской свите и сложена

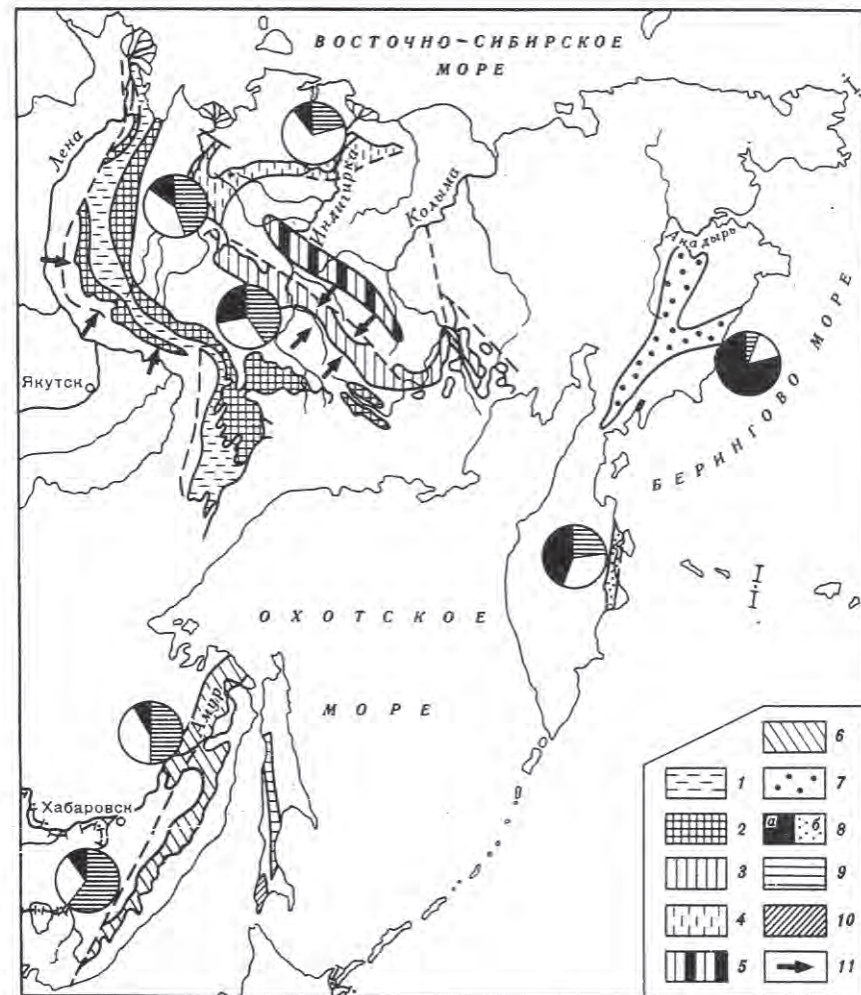


Рис. 1. Области распространения, возраст и усредненный минералогический состав песчаников главнейших флишевых формаций Восточной Азии. Составлено на основе Структурно-формационной карты под ред. Л.И. Красного (1973) с дополнениями и изменениями по материалам других авторов, упомянутых в тексте.

Флишевые формации: 1–2 – фации Верхоянского антиклинория (P_1^1) (1 – внутренние, 2 – краевые), 3 – Иньяли-Дебинского синклинория (J_1), 4 – Полоусного синклинория ($T_1 - J_2$), 5 – Илийно-Тасской зоны ($J_3 - K_1$), 6 – Сикотэ-Алия (K_1), 7 – укалатская (K_2), 8 – Камчатки (а – Ильпинского п-ва, б – Кроноцкого п-ва), 9–10 – Западного Сахалина (9 – найбинская серия, 10 – невелинская свита); 11 – основные направления транспортировки обломочного материала. В круговых диаграммах – минералогический состав песчаников; заштриховано – кварц, белое – полевые шпаты, черное – обломки пород

¹ Названия комплексов, по В.Д. ШUTOVу (1958).

Таблица 1

Главнейшие осадочные формации Западного Верхояня

Система	Отдел	Геологический индекс	Мощность, м	Формации, по В.В. Панову, 1957г.(Вихерт, 1960).	Комплексы, по В.Д. Шутову (1958)	Формации, по А.В. Вихерту (1960)	Свиты, по А.В. Вихерту (1960)	Свиты, по А.В. Андрианову (1966)		
Меловая	Нижний	K ₁	1300	Угленосная	Красноцветный лауино-дельтовый					
	Верхний	J ₃								
Юрская	Средний	J ₂		Молассовая						
	Нижний	J ₁								
Триасовая	Средний-верхний	T ₂ - T ₃								
	Нижний	T ₁								
Пермская	Верхний	P ₂ ²	1300	Верхняя	Угленосный	Угленос.	Нерская	Дулалахская		
		P ₂ ¹	1400	Терригенная	Флишoidalный	Флишoidalн.	Эндыбальская	Деленжинская		
	Нижний	P ₁ ³	1500	Средняя сланцевая	Сланцевый	Глинистая	Эйская	Тумаринская		
		P ₁ ¹⁺²	4500	Нижняя терригенная	Нижний песчано-сланцевый	Ритмичная песчано-глинистая	Кыгылтасская	Кыгылтасская		
Камеменно-угольная	Верхний	C ₃					Солончанская	Солончанская		
							Имтанжинская	Имтанжинская		

Примечание. T₃ - K₁ показаны внемасштабно.

алевро-аргиллитами и аргиллитами с пластами песчаников мощностью до 30 м. Мощность комплекса достигает 1400-1500 м, возрастая с запада на восток.

3. Флишoidalный комплекс (P₂¹) соответствует эндыбальской свите и относится к казанскому ярусу. Он лежит на подстилающих отложениях несогласно или без признаков несогласия и образован сложным переслаиванием мощных флишoidalных пачек (до 150-300 м) с единичными пластами (до 3-5 м) или пачками песчаников (до 30-50 м). Флишoidalные пачки состоят из ритмично чередующихся алевропелитовых и песчаных прослоев мощностью от 0,3 до 2,0-3,0 м. При переходе на восточный склон Верхояня число песчаных прослоев уменьшается, и исчезает характерная флишoidalная ритмичность.

По данным А.В. Вихерта, также называвшего эту часть разреза флишoidalной формацией, каждый ритм флишoidalа состоит из пласта серого мелкозернистого песчаника или алевролита толщиной 3-10 см и пласта черного алевропелита-аргиллита большей мощности - 0,3-3 м. Нижняя граница алевро-песчаниковых пластов выражена резко. Обычно она неровная с выступами, напоминающими гиероглифы. Верхняя граница этих пластов также обозначена резко. Пласты глинистых пород снизу вверх чаще бывают однородными, и только изредка наблюдается смена алевропелита аргиллитом.

Таким образом, характерная для флиша градационная слоистость здесь не выражена. Обычно в нижней и верхней частях пласта наблюдается тонкая косая слоистость, а в средней - горизонтальная, хотя встречаются и другие сочетания.

Мощность элементарных ритмов флишoidalа 0,5-0,3, редко более 1 м (иногда мощность пластов песчаников возрастает до 2-3 м, а алевропелитов - до 5-10 м). По р. Западной Градыге мелкие ритмы состоят из пластов песчаников (10-20 см) и алевропелитов (1-7 м). Эти ритмы группируются в пачки мощностью около 50 м, которые разделены пластами песчаников толщиной 2-3 м. Три таких пачки вместе образуют основную крупную флишoidalную пачку.

А.В. Вихерт выделяет в северо-восточном крыле антиклинория песчано-глинистую формацию, синхронную флишoidalной и вышележащей угленосной. В северной части в основании разреза наблюдаются пачки флишoidalного чередования аргиллитов-песчаниковых пород, местами представленного типичными для флиша ритмами с постепенной сменой пород снизу вверх внутри ритма и резкими нижними границами ритмов. Ритмичные пачки характерны вблизи ядра антиклинория, а с удалением от него на северо-восток они сменяются неритмичными существенно алевро-аргиллитовыми отложениями.

Редкая ископаемая фауна флишoidalной формации (по А.В. Вихерту) представлена главным образом пелещиподами из рода колымий и других близких ему родов, а также спириферидами. В.Н. Андрианов упоминает находки фораминифер *Saccamina arctica* Gerk., пелещипод, *Holymia* и других, гониатитов и брахиопод.

Согласно В.А. Андриановой (Андрианов, 1966), все песчаники тумаринской свиты полимиктовые, и только в верхней части разре-

за встречаются кварцево-полевошпатовые разности. Сортировка и окатанность материала плохие. Обломочные частицы представлены кварцем (39–41%), полевыми шпатами (32–37%), слюдами (не более 5%) и обломками пород: филлитов, микрокварцитов, кварцево-мусковитовых гнейсов, кварцевых порфиров и андезитов. Цемент преимущественно карбонатный. Тяжелая фракция состоит из корунда (60%), минералов группы эпидот-доизита (30%), граната (2–11%) шпинели (1–10%); кроме того, встречаются циркон, апатит, рутил и пироксен.

Состав песчаников дает основание В.А. Андриановой считать, что в областях сноса разрушались метаморфические и изверженные образования.

В.Н. Андрианов отмечает, что в целом свита представляет собой единый крупный ритм седиментации регрессивного профиля. Этот регрессивный характер подчеркивается не только увеличением роли песчаников вверх по разрезу в целом, но и "обратным наложением" самих элементарных ритмов флишоида: нижняя часть сложена алевропелитовым или же пелитовым осадком, переходящим вверх в алевролит или песчаник. Н.Н. Гаврильев (1962) также отмечает, что описанное явление прослеживается по всему Верхоянскому мегантиклинорию, и считает, что это – результат регрессивного осадконакопления. Он же упоминает следы волновой ряби на верхней поверхности песчаников.

Мощность комплекса на обоих склонах хребта достигает 1200–1400 м. Максимальные мощности (по В.Д. Шутову) наблюдаются на центральном участке Верхоянья. Вдоль современного водораздела прослеживается зона резко сокращенного разреза, обусловленная наличием во время осадконакопления зарождающейся кордильеры (см. ниже).

По поводу происхождения флишoidных толщ существует два существенно отличающихся друг от друга мнения.

По В.Д. Шутову, время накопления флишoidного комплекса служит переломным моментом в истории пермского бассейна. Трансгрессивное развитие, характерное для всего раннепермского времени, сменяется первыми признаками общей регрессии, достигшей максимума в конце перми и начале триаса.

В.Д. Шутов считает, что зона флишoidного осадконакопления ограничивалась с востока центральной кордильерой, по другую сторону которой отлагались преимущественно глинистые осадки, лишённые признаков ритмического строения. Это был узкий типично флишевый трог; ритмичность осадков обусловлена мелкими колебательными движениями. Однако поступление обломочного материала с кордильеры (с востока), столь характерное для типичных флишевых прогибов, по мнению В.Д. Шутова, в данном случае не играло заметной роли. Основным источником поступления обломочного материала служила западная суша.

А.В. Вихерт рассматривает флишoid как комплекс осадков обширных, но очень мелких озер глубиной до метра, или же как комп-

лекс отложений плащевых потоков, растекавшихся в виде тонкого чехла по поверхности плоской равнины, на которую временами проникали морские воды. Ритмичность объясняется климатическими изменениями. Единственным источником сноса считается осевая часть Западно-Верхоянской гевантиклинали, существовавшая в первой половине верхней перми, как выраженное в рельефе невысокое складчатое поднятие. Сибирская платформа как источник сноса исключается.

В.Н. Андрианов, как и А.В. Вихерт, полагает, что флишoidная формация (комплекс) получила распространение на обоих склонах Верхоянского хребта, а также в его осевой части. Разница лишь в том, что на территории юго-западного склона преобладали лагунно-континентальные образования, что в общем согласуется с точкой зрения А.В. Вихерта, а в районах северо-восточного склона – прибрежные и мелководные морские осадки. Утверждение А.В. Вихерта о существовании "кордильеры", по мнению В.Н. Андрианова, не подтверждается ни анализом мощностей, ни составом обломочного материала. Он, как и В.Д. Шутов, считает, что источником сноса для флишoidных толщ служила Сибирская платформа (Алданский шит) и отчасти Колымский срединный массив.

4. Угленосный комплекс (P_2^2) – толща песчано-сланцевого состава, содержащая на центральном участке Верхоянья серию пластов каменного угля. Комплекс отвечает резкому сокращению морского бассейна и появлению на отдельных участках угленосных отложений. А.В. Вихерт упоминает в составе "угленосной формации" алевропелитовые пачки, которые содержат пласты песчаников, а иногда – маломочные флишoidные пачки. Этот комплекс соответствует нерской свите А.В. Вихерта, или деленжинской и дулгалахской свитам В.Н. Андрианова. Максимальная его мощность 1300 м.

5. Красноватый лагунно-дельтовый комплекс (T_1), мощностью 1300 м, характеризующий заключительный этап цикла. После его формирования значительная часть территории Западного Верхоянья испытала региональное поднятие.

Описанная последовательность формаций (комплексов) и соответствующих геологических событий остается более или менее верной для всех районов Западного Верхоянья от Хараулахских гор на севере до р. Томпо на юго-востоке.

Таким образом, почти повсеместно на территории Западно-Верхоянского антиклинория развита мощная флишoidная формация, относящаяся к казанскому ярусу верхней перми, которая подстилается глинистой и перекрывается угленосной формациями. Флишoidная формация соответствует началу регрессивного этапа в развитии геосинклинали, и ее появление означает переломный момент в развитии этой территории.

Источником сноса, судя по минералогическому составу песчаников, служила в основном Сибирская платформа и в меньшей степени Колымский массив. Менее вероятен снос с проблематичной центральной кордильеры. Флишoidная формация сложена терригенными

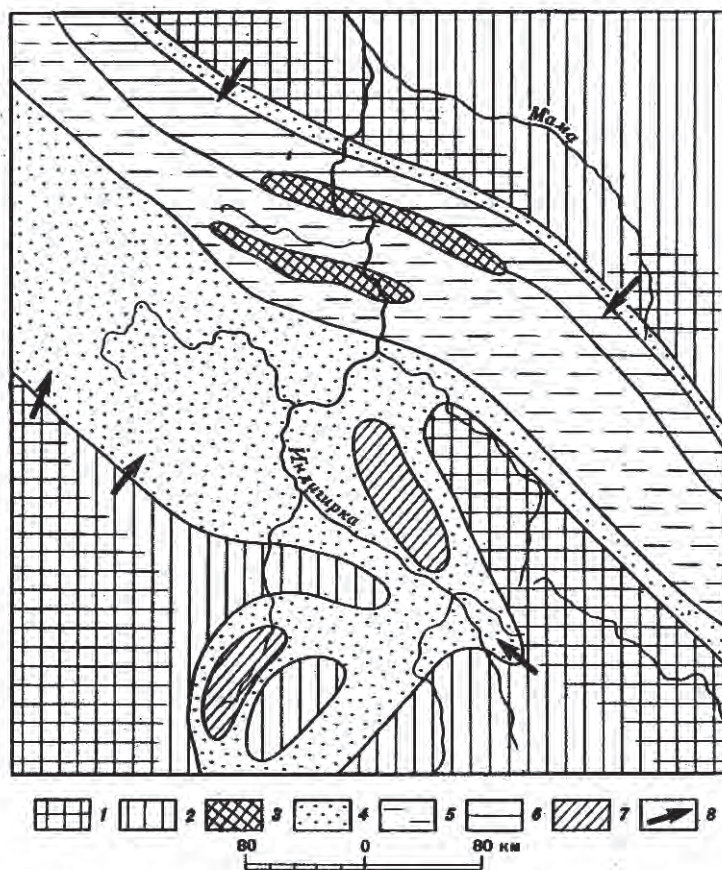


Рис. 2. Схема распределения фаций для среднеюрской эпохи (Верхояно-Колымская геосинклинальная область), Иньяли-Дебинского мегасинклинория, по Л.Н. Попову (1963) с упрощениями

1 – гористая и холмистая суша; 2 – сглаженные и пониженные участки суши; 3 – подводные кордильеры; 4 – прибрежноморские и мелководные, преимущественно песчаные отложения; отложения трогового бассейна; 5 – глинисто-песчаные, 6 – песчано-глинистые; 7 – алеврито-глинистые отложения морских заливов; 8 – направления сноса терригенного материала

зернистыми и глинистыми породами при преобладании последних. Для формации в целом и для отдельных мелких и элементарных ритмов характерно "обратное" – регрессивное наслоение. Большая часть осадков, особенно в юго-западной части, образовалась в мелководных, вплоть до лагунных и даже озерных, условиях.

Причиной возникновения ритмичности могли быть как климатические явления, так и колебательные движения. Строение элементарных ритмов очень простое, ясно выраженных гироглифов нет, нет

разнообразия и в текстурных особенностях внутри пластов, а градационная слоистость отсутствует. Флишеидные пачки встречаются и в других толщах, но они маломощны и не характерны.

К востоку от описанной выше флишеидной формации Верхоянского антиклинория Л.Н. Попов (1963) выделил в пределах Иньяли-Дебинского мегасинклинория среднеюрскую флишевую формацию (рис. 2). Этот участок Верхояно-Колымской геосинклинальной области расположен в верховьях р. Индигирки между Охотским и Колымским массивами. В складчатой структуре выделяются Иньяли-Дебинский и Верхнеиндигирский синклинории, Аян-Юрахский антиклинорий и Эльгинский район слабых дислокаций.

Нижнеюрские отложения Иньяли-Дебинского синклинория представлены двумя свитами – берелехской и аренской.

Берелехская свита представлена чередованием пачек алевролитов и глинистых сланцев с пачками серицитово-кремнистых пород и пепловых туфов мощностью около 500–700 м.

Аренская свита – алевролиты, глинистые сланцы, редкие пласты песчаников, известковистые конкреции. Мощность около 800 м.

В целом для рассматриваемого района в составе лейасовых отложений, особенно в их нижней половине, резко преобладают тонкозернистые породы. Кроме того, почти повсеместно присутствуют кремнистые и известковистые образования, а также вкрапленники и стяжения сульфидов железа.

Среднеюрские отложения в Верхнеиндигирском синклинории представлены песчано-глинистыми сланцами и песчаниками. В Иньяли-Дебинском синклинории, по данным Ю.М. Бычкова, среднеюрские отложения объединяются на левобережье р. Индигирки в ольчанскую, а на правобережье – в мередуйскую свиты. На юго-западном крыле среднеюрские отложения характеризуются резко выраженным песчаниковым составом, ниже приведен их разрез (мередуйская свита).

Мощность, м

Нижняя подсвита. Частое чередование пластов песчаников с пропластками алевролитов и сланцев 400–600

Средняя подсвита. Преимущественно песчаники с частыми гальками глинистых пород и конкрециями. В углисто-глинистых сланцах присутствуют обугленные обрывки растений 1000–1200

Верхняя подсвита почти целиком состоит из мощных пластов песчаников, разделенных тонкими прослоями глинистых сланцев и алевролитов . . 4000–5000

Песчаники среднеюрского песчаного флиша на правобережье р. Адычи, описанные В.Ф. Возным (1962), серые, мелкозернистые и неравномернозернистые, полимиктовые. Они состоят из слабо окатанных зерен кварца (30–35%), полевых шпатов (25–35%), обломков пород (эффузивы, глинистые сланцы, яшмиды, 15–20%).

Встречаются биотит, апатит, пироксен, амфибол, цоизит, ортит, гранат, циркон, сфен и рудные минералы. Среди песчаников до 15% составляют известковистые, содержащий в них кварц, вероятно, пирокластический. Кроме этого, в верхней части толщи средней юры встречаются единичные прослои туфогенных песчаников. Широко распространены округлые кальцитовые стяжения.

Возраст среднеюрских отложений в юго-западном крыле синклинория определен на основании фауны иноцерамов, аммонитов и белемнитов. В углисто-глинистых сланцах присутствуют обугленные обрывки растений.

Среднеюрские отложения, развитые на северо-восточном крыле Иньяли-Дебинского синклинория, сложены преимущественно глинистыми сланцами и алевролитами, в подчиненном количестве присутствуют песчаники. Характерны известковистые разности и даже прослои известняков. По всему разрезу собрана фауна иноцерамов, достигающих нередко гигантских размеров.

Флишевые отложения занимают существенное место в разрезе среднеюрских пород Иньяли-Дебинского синклинория и лучше всего изучены в юго-западном его крыле, где они представлены песчаным флишем. Комплекс отложений, отнесенный к флишу, состоит в основном из серых массивных средне- и мелкозернистых песчаников; темно-серых косослоистых, реже горизонтальнослоистых песчаных алевролитов или алевролитистых песчаников; черных алевроито-глинистых сланцев.

Флишевый ритм начинается, как правило, массивными песчаниками мощностью от 0,05–0,1 до 1–1,5 м, а чаще – 0,4–0,7 м. Внутри слоев от подошвы к кровле нередко наблюдается изменение структуры от среднезернистой до мелкозернистой, а иногда в основании присутствуют крупнозернистые песчаники и даже гравелиты.

Выше массивных песчаников лежит обычно тонкий 1–10 см слой темно-серых песчаных алевролитов, тесно связанных с песчаниками и образующих с ними единый пласт. Заканчивается ритм алевроглинистыми сланцами почти всегда переполненными углефицированными наземными растениями. Мощность сланцевых прослоев от 1–2 до 10–20 см, редко более. Они обычно отделены от выше- и нижележащих пород хорошо выраженными поверхностями напластования.

Среди ритмичных песчаных толщ спорадически появляются пачки алевроито-глинистых пород мощностью 0,5–5, а иногда до 30 м и более. Внутри таких пачек присутствуют обычно и маломощные пласты песчаников, в которых также нередко отмечается традиционная слоистость.

Для флишевых отложений характерно обилие поверхностных тектурных знаков, особенно разнообразных на плоскостях напластования песчаников. При этом на нижних поверхностях наиболее обычные знаки внедрения и оползневые знаки, а на верхних – следы ряби течений и волн. Чем более грубым материалом образован слой, тем крупнее знаки ряби, развитые на нем.

По составу пород, характеру стратификации и присутствию соответствующих гиероглифов Л.Н. Попов отнес рассмотренные отложения к песчаному флишу.

На северо-восточном крыле синклинория флишевые отложения характеризуются частым выпадением первого элемента ритма. Алевролиты и глинистые сланцы имеют мощность 0,1–0,8 м, редко больше. Вверх по разрезу роль песчаников иногда значительно увеличивается. Породы с флишевой ритмичностью образуют пакеты мощностью в десятки, реже сотни метров, чередующиеся с пачками алевроито-глинистых и глинистых сланцев мощностью от 10–30 до 100–200 м и более.

Верхнеюрские отложения в Иньяли-Дебинском синклинории лежат согласно на флишевой толще и представлены переслаивающимися песчаниками и алевро-аргиллитами. В Верхнеиндигирском синклинории образовалась мощная, около 500 м вулканогенно-осадочная толща, сложенная внизу вулканитами кислого и среднего состава – липаритами, дацитами и андезитами, а сверху – липаритами, фельзитами и их туфами.

Флишевая формация Иньяли-Дебинского синклинория образовалась в узком интенсивно прогибавшемся флишевом трого, ширина которого составляла 80–120 км, а длина превышала 600 км. Амплитуда прогибания трого достигала 3000 м. Источниками сноса служили с юго-запада – надводная гористая кордильера Аян-Юряхского антиклинория, откуда поступала главная масса песчаного материала, а с северо-востока – холмистая суша Колымского массива, который поставлял в основном карбонатный ил. Последнее подтверждается повышением известковистости осадков при приближении к Колымскому массиву.

Вдоль юго-западного края бассейна протягивалась полоса накопления преимущественно песчаных осадков, образовавших песчаный флиш. Ближе к осевой части синклинория (прогиба) располагались зоны накопления более тонкозернистого и карбонатного материала, отделявшиеся от зоны песчаного флиша рядом подводных возвышенностей. На северо-восточной окраине флишевого трого, вдоль окраины Колымского массива, в узкой полосе шло отложение песков, иногда галечников, обогащенных карбонатным материалом.

Флишевые отложения формировались на относительно небольших глубинах, что, считает Л.Н. Попов, хорошо подтверждается косой слоистостью, волновой рябью и следами течений, образовавшимися вследствие подвижности водной среды. Ритмичность – результат мелких колебательных движений земной коры. Подводнооползневые образования указывают на наличие подводных кордильер, две из которых выделены им в бассейнах рек Иньяли и Таскан. Возникновение флишевой формации, по мнению Л.Н. Попова, относится к позднему этапу развития геосинклинальной зоны, который характеризуется образованием узких прогибов и поднятий и определенной тектонической активностью. Развитию флиша способствовали мелкие колебания земной коры на фоне интенсивного прогибания зоны се-

Таблица 2

Формационная принадлежность юрских отложений Иньяли-Дебинского мега-синклинория, по Л.Н. Попову (1963)

Возраст		Мощность, м	Свита	Подсвита	Формация
Юрский	Средний (J ₂)	500	Мередуйская	Верхняя	Нижнемолассовая
		1200		Средняя	Флишевая
		600		Нижняя	
	Ранний (J ₁)	800	Аренская		Кремнистая
		700	Берелехская		

диментации и устойчивого поднятия областей размыва. Зона седиментации имела шовное сочленение как с Колымским массивом, так и с Аян-Юряхским антиклинорием.

В позднеюрскую эпоху геосинклинальный бассейн окончательно замкнулся, и на всей рассматриваемой территории наступил континентальный режим. В целом, в геологическом разрезе Л.Н. Попов выделил кремнистую, флишевую, нижнемолассовую и терригенно-вулканогенную формации (табл. 2).

Севернее Иньяли-Дебинской флишевой формации А.Л. Гроздиловым и М.К. Косью (1972) описана другая – флишеидная формация, заполнившая Ольджойско-Полуосненский миктеосинклинальный прогиб. Она соответствует возрастному интервалу от нижнего триаса до верхней юры, имеет общую мощность около 12 км и представляет собой самую молодую складчатую формацию региона.

Флишеидная формация представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, группирующимися в ритмы различного порядка от сантиметров до 1–2,4 м. В нижней части формации (6 км) преобладают аргиллиты, в средней (2 км) – алевролиты, а в верхней (4 км) – песчаники, здесь же появляются линзы конгломератов. Такое распределение терригенного материала, а также появление в верхней части толщи растительных остатков указывают на регрессивный характер формации, который особенно четко фиксируется с лейаса "обратными" макроритмами. Зернистые породы в большинстве случаев полимиктовые и крайне редко олигомиктовые и вулканомиктовые.

Взаимоотношения флишеидной формации с выше- и нижележащими формациями неизвестны, так как и те и другие в прогибе отсутствуют.

Л.И. Красный (1974) описал флишеидную формацию в Илин-Тасской зоне, структуре особого типа – регенерированной геосинклинали короткого развития, которая сформировалась в течение поздней юры – раннего мела в узкой шовной зоне, ограниченной глубинными разломами, между Яно-Колымской и Алазейско-Олойской складчатыми системами. В этой зоне развиты типичные геосинклинальные формации: кремнисто-вулканогенная, аспидная, флишеидная и молассовая.

Флишеидная формация завершает этап существенного прогибания. Она наиболее широко развита в центральной части Илин-Тасской зоны и в ее бортах. Формация составляет среднюю и верхнюю части мощной (3200–6000 м) бастакской свиты средне-верхневожжского возраста и обнаруживает большое сходство с типичными флишевыми толщами геосинклинальных прогибов. В ее строении участвует как грубый, так и типичный флиш, а также переходные типы – песчано-алевролитовый и алевролит-аргиллитовый. Для формации характерны градационная, горизонтальная и косая слоистость во флишевых ритмах, а также различные знаки на поверхностях напластования – биоглифы, механоглифы и знаки ряби. Флишевые ритмы мощностью от нескольких сантиметров до 15–20 м сложены терригенными породами – аргиллитами, алевролитами и песчаниками в различных соотношениях.

Заслуживает внимания и верхнеюрский песчаниковый комплекс Кондаковского плоскогорья, описанный З.В. Осиповой (1972). Кондаковское плоскогорье входит в состав Верхояно-Колымской складчатой области и представляет собой восточное окончание Полоусного мегасинклинория – Кондаковская передовая впадина по Л.И. Красному (Геологическое строение..., 1966).

Песчаниковый комплекс состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов, образующих элементарные ритмы. Основная часть ритма сложена песчаниками и алевролитами. Мощность песчаников от 2–5 см до 2 м, алевролитов – от 1–2 до 25–30 см. Глинистый компонент имеет мощность 0,5–30 см, редко несколько метров. Кроме мелкоритмичных серий, встречаются однородные пакки массивных песчаников и реже аргиллитов, мощность которых составляет от 2 до 70 м. Общая мощность песчаникового комплекса – около 3500 м.

Песчаники, судя по описанию З.В. Осиповой, характеризуются градационной слоистостью и сменой снизу вверх по разрезу ритмов массивной, горизонтальной, мелкой косой и косоволнистой текстур. На нижних поверхностях песчаников широко развиты текстурные знаки, представленные механоглифами: следами с борозд размыва и знаками внедрения в пелитовый осадок.

Для алевролитов характерны косая и косоволнистая слоистость, а также подднооползневые деформации, развитые в пределах целых пластов или их части.

По минералого-петрографическим особенностям песчаниковый комплекс делится на две части. Нижняя часть имеет мощность 1100–1300 м, верхняя – 2000–2200 м.

В нижней части преобладают аркозовые серые песчаники, среди которых встречаются разности с розовато-серой окраской. Они состоят из кварца (20–30%), калиевых полевых шпатов (20–30%), относительно свежих кислых плагиоклазов № 0–20 (40–50%, реже до 60%) и обломков кремней, кварцитов и кварц-серицит-мусковитовых сланцев (1–8%). Постоянно присутствуют мусковит и биотит (последний до 5%).

В составе тяжелой фракции преобладает гранат (68–80%), значительна роль циркона (6–10%). Кроме того, встречены лейкоксен, ильменит, сфен, эpidот, турмалин, ортит, обыкновенная роговая обманка и салит.

Верхняя часть отличается от нижней увеличением в ней роли песчаников, в основном из-за наличия однородных мощных слоев, а также присутствием зеленовато-серых пятнистых песчаников, обогащенных цеолитом. Песчаники относятся к группе граувакковых аркозов. Они содержат кварц (15–30%), полевые шпаты (60–70%), обломки пород – аплитов, фельзитов, аргиллитов, редко кварц-серицит-мусковитовых сланцев, порфиринов и эpidотсодержащих пород (10–15%), биотит (2–8%). Альбит и кислый плагиоклаз составляют 35–50% породы, основной олигоклаз и кислый андезин – 15–25%. Калиевые полевые шпаты (15–25%) представлены ортоклазом и микроклином.

Тяжелая фракция песчаников состоит из эpidота (33–63,6%), граната (12,6–43%), сфена (6,6–19,1%) и обыкновенной роговой обманки (до 31% в верхней части разреза). Кроме того, присутствуют ильменит, циркон, рутил, ортит, турмалин, салит, лейкоксен и магнетит.

В верхней части комплекса обнаружены отпечатки ауцелл.

З.В. Осипова считает, что ритмичные терригенные отложения песчаникового комплекса формировались на южном склоне обширного линейно вытянутого бассейна, в котором существовали продольные донные течения. По поводу глубины бассейна З.В. Осипова отмечает, что, с одной стороны, текстурные признаки пород, а также скопления растительных остатков указывают на сравнительно небольшие глубины, а с другой, – гранулометрический анализ песчаников позволяет выделить среди них типичные турбидиты, которые в современных бассейнах выше батиаля не встречаются. Поэтому она пришла к выводу о расчлененном рельефе бассейна и о наличии в нем глубоководных участков.

Источники питания при образовании нижней части разреза были представлены главным образом гранитоидами и кристаллическими сланцами, а в более позднее время размывались, кроме того, гранодиориты и кристаллические сланцы более основного состава.

З.В. Осипова отмечает, что исследованный разрез по своим особенностям обнаруживает наибольшее сходство с мел-палеогеновыми

отложениями Внешней (Скибовой) зоны Восточных Карпат, описанными Ю.М. Пушаровским (1948) и О.С. Вяловым (1961). Хотя З.В. Осипова и не назвала изученную ею толщу флишем, однако, описание пород, мне кажется, дает полное основание относить верхнеюрский песчаниковый комплекс Кондаковского плоскогорья к типичному флишу, а особенности литологии этой толщи свидетельствуют о том, что в значительной своей части она сложена типичными турбидитами.

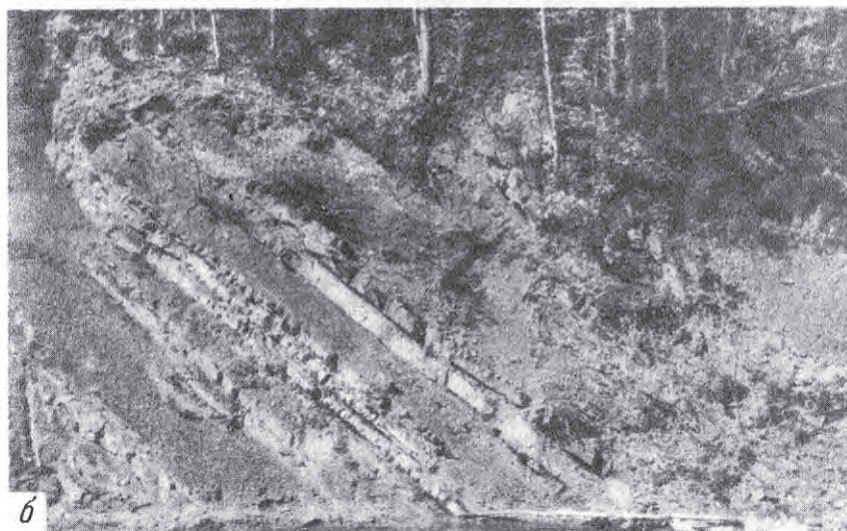
СИХОТЭ-АЛИНЬ

В Сихотэ-Алинской геосинклинальной области мелкоритмичные осадки обнаружены среди отложений различного возраста. В подавляющем большинстве они сложены терригенными и глинистыми породами, и очень редко незначительную роль играют карбонатные, кремнистые и вулканогенные образования. Характер ритмичности самый разнообразный – от неясноритмичного чередования до флишеидного и типичного флишевого (рис. 3 а–в).

Флишеподобные и флишевые толщи упоминаются в каменноугольно-нижнепермских отложениях Лаоелин-Гродековской зоны (Кривошукский, Петраченко, 1961; Мишин, 1965), где они выделены в самостоятельную формацию, которая подстилается кремнисто-вулканогенной и перекрывается терригенной (сероцветной) формацией. К флишу В.Н. Силантьев (1967) отнес часть ариадненской свиты в пермских отложениях Главного антиклинория. Участки разрезов с флишеидным строением встречаются и среди нижнемезозойских отложений; в юрских толщах такие участки выделены в эрдагуской и горбушинской свитах Кавалеровского района на западной окраине Прибрежного антиклинория. Однако наибольшее развитие рассматриваемый тип отложений получил в отложениях нижнего мела.

Флишеидное строение имеют верхняя часть таухинской свиты (берриас) и частично валанжинские отложения; на восточном крыле Главного синклинория Сихотэ-Алиня развита мощная и разнообразная по строению и составу формация готерив-альбского терригенного и вулканогенно-терригенного флиша (Маркевич, 1970) (рис. 4).

Первые сведения о наличии на восточной окраине синклинория в готерив-альбское время флишевого прогиба были опубликованы А.И. Бурде и В.К. Мостовым (1965). Область распространения флиша они выделили в Кемскую структурно-фаціальную зону, ограниченную на севере бассейном р. Кемы, а на юге замыкающуюся в бассейнах рек Джигитовки, Базовой и Ороченки. В последующие годы был получен материал, позволивший более полно рассмотреть процесс флишеобразования на территории Сихотэ-Алиня в раннем мелу (Маркевич, 1978). Дело в том, что А.И. Бурде и В.К. Мостовой не принимают во внимание типичный флиш бассейна р. Рудной, описанный мною позднее (Маркевич, 1970), и флишевые отложения, развитые в верховьях р. Большой Уссурки, а также нижнемеловые ритмичные толщи, описанные И.К. Пушиным в верховьях рек Бикин и Зева, которые также можно отнести к флишу (Пушин, 1976).



Флишеподобные толщи нижнемелового возраста известны также в виде разрозненных небольших "окон" среди верхнемеловых эффузивов в бассейнах рек Самарки и Максимовки.

На севере Сихотэ-Алиня в Нижнеамурском синклинории (Салун, 1963) флишевый характер имеют частично нижнемеловые отложения комсомольской серии, хорошо обнажающиеся на правом берегу р. Амура, в районе г. Комсомольска-на-Амуре, и в бассейне р. Хунгари, а также рек Удоми и Тумнина. Наконец, на левобережье Амура в



Рис. 3. Типичные естественные обнажения нижнемелового флиша Сихотэ-Алиня на р. Рудной, по П.В. Маркевичу (1970)

а — песчаный крупноритмичный флиш; б, в — песчано-глинистый флиш

бассейне рек Амгуни и Горина в пределах Амуро-Уссурийского синклинория развиты флишеидные серии валанжина (горинская свита), находящиеся на сочленении собственно тихоокеанских направлений структур Сихотэ-Алиня и субширотных Монголо-Охотских и продолжающиеся до побережья Охотского моря в районе оз. Орель.

Из всех перечисленных участков развития сихотэ-алинского флиша наиболее полно изучена автором нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня, детальное описание которой дано в монографии (Маркевич, 1970) и серии статей. Дополнительный материал был получен позднее и по другим участкам, но, к сожалению, детальных исследований на них не проводилось.

Указанные районы распространения нижнемелового флиша не образуют непрерывных полей развития, а отложения, относящиеся к флишевой формации, не одновозрастны. В более западных районах они относятся к валанжину (горинская свита и комсомольская серия). Несколько моложе дальнегорский флиш (готерив-альб). Находя-

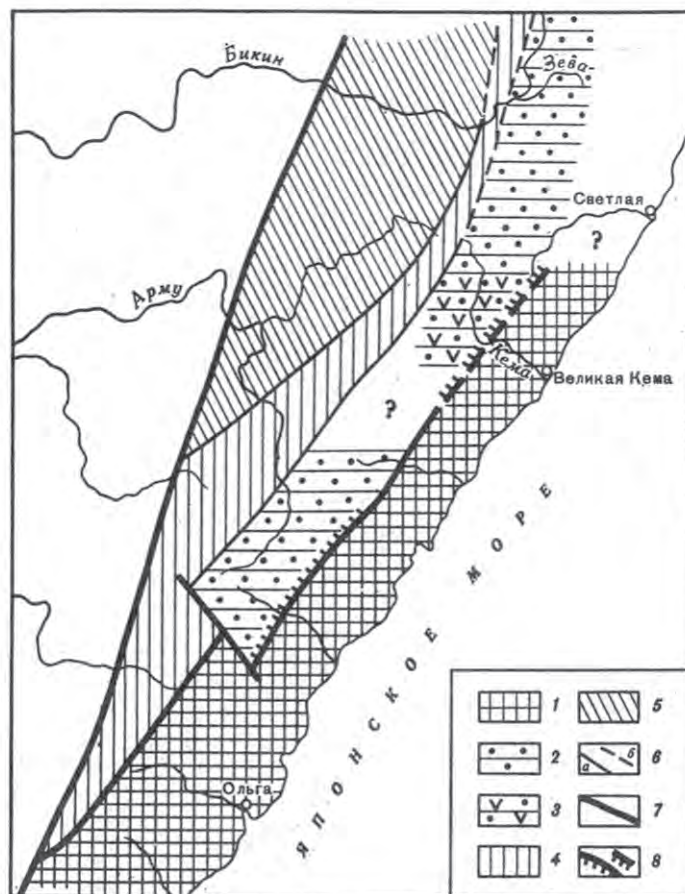


Рис. 4. Распределение фаций для раннемеловой эпохи в Южном Сихотэ-Алине, по П.В. Маркевичу, 1977

1 - суша Прибрежного антиклинория; флишевые формации: 2 - дальнегорская, 3 - кемская; 4 - флишеидная формация; 5 - прочие песчано-глинистые отложения; 6 - границы формаций (а - достоверные, б - предполагаемые); 7 - главнейшие разломы; 8 - надвижки достоверные и предполагаемые

шийся на его продолжении к северу кемский флиш имеет апт-альбский возраст, а флишевая формация в бассейне р. Зеи образовалась в раннем альбе.

Рассмотрим районы развития нижнемелового флиша от наиболее древних - на западе до относительно молодых - на востоке Сихотэ-Алиня.

Горинская свита в нижнем течении р. Горина представлена следующими пачками пород (Геология СССР, 1966):

	Мощность, м
1. Тонкое флишеидное переслаивание песчаников и сланцев	400
2. Кремнисто-глинистые сланцы	250
3. Переслаивание алевролитов и песчаников с растительными остатками (флиш)	315
4. Песчаники и тонкое флишеидное переслаивание песчаников и алевролитов	350
5. Пачка флишеидного переслаивания песчаников и алевролитов	387
Общая	1702

В верхней пачке многочисленные валанжинские ауцеллы: *Aucella cf. inflata* (Toula) Lah., *A. uncitoides* Pavl., *A. keyserlingi* Lah. и *A. cf. crassa* Pavl.

По правобережью Амура напротив г. Комсомольска-на-Амуре П.П. Емельянов и Т.Д. Зонова наблюдали сходный разрез горинской свиты:

	Мощность, м
1. Песчаные алевролиты, алевролиты иверху маломощные пласты песчаников	447
2. Кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы	124
3. Флишеидное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	321
4. Массивные алевролиты, переходящие в песчаники, чередующиеся с алевролитами	392
5. Песчаные алевролиты с редкими небольшими линзами песчаников	260
Общая	1544

В верхней части свиты обнаружены остатки *Aucella terebratuloides* Lah.

В бассейне р. Лимури, по Е.Б. Бельтенеу (Геология СССР, 1966), горинская свита характеризуется грубым переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В ее низах преобладает тонкое флишеидное переслаивание песчаников и алевролитов.

П.П. Емельянов и Т.Д. Зонова отмечают общее поглубение осадков в направлении с юго-запада на северо-восток, что может указывать на присутствие области сноса вблизи Татарского пролива. Но несомненно, что и к западу от этого района также располагалась суша. Накопление осадков, видимо, происходило в морском мелководном бассейне, вблизи берега.

Среди нижнемеловых отложений горинской свиты, обнажающихся по р. Горин, ритмично построенные толщи занимают значительное место. Это чередующиеся песчаники и алевро-аргиллиты при явном преобладании песчаников. Мощность последних достигает не-

скольких дециметров, а первых – не превышает нескольких сантиметров. В среднем их соотношение друг с другом 6–8:1. В отличие от юрских флишоподобных пачек в меду наблюдаются нормальные ритмы терригенного флиша, ограниченные снизу и сверху резко выраженными поверхностями размыва, на которых часто развиты гиероглифы, представленные, главным образом, механоглифами, в том числе язычковыми знаками течений, а также плохими биоглифами. Гораздо чаще нижние поверхности песчаников гладкие или со слабыми неровностями.

Внутри ритмов переходы "песчаник – алевро–аргиллит" постепенны. Для песчаников наиболее характерными являются мелкая косяя однонаправленная и косоволнистая слоистость, которые свойственны маломощным пластам целиком. В низах более толстых пластов песчаники горизонтально–слоистые. Имеются и следы подводного оползания осадков. Они обычно захватывают материал отдельных пластов и, как правило, накладываются на мелкую слоистость. Внутрпластовые текстуры частично маскируются не только подводным оползанием, но и более поздним тектоническим воздействием – разлинзованием и будинажем. Градационная слоистость отсутствует. Нет и характерного набора текстур, по схеме А. Боума (Bouma, 1969).

Складчатая структура горинского флиша довольно простая, но крылья складок крутые, нередко опрокинутые залегания.

Флишеподобные отложения горинской свиты мы наблюдали также на правом берегу р. Амура около с. Экань и напротив пос. им. Менделеева близ г. Комсомольска-на-Амуре. Здесь значительно чаще, чем по р. Горину и на Кузнецовском перевале (см. ниже), на подошвах песчаников встречаются гиероглифы. Особенно характерны биоглифы, в частности, встречено два плохо сохранившихся отпечатка *Paleodictyon* на одной и той же поверхности пласта. Эта форма достаточно редкая для Дальнего Востока, где от Чукотки до Южного Сихотэ-Алиня известно буквально несколько находок различных ее видов (Вялов, 1961; Маркевич, 1978).

Как и в других местах развития горинской свиты, градационная слоистость и прочие признаки турбидитов не наблюдаются. Относительно маломощным пластам песчаников свойственна косяя и косоволнистая мелкая однонаправленная слоистость. В нижней части более мощных пластов развиты и горизонтальная слоистость, хотя нередко встречаются пласты до нескольких дециметров толщиной, состоящие целиком из косослоистого песчаника.

Восточнее, в осевой части Сихотэ-Алинского хребта, нижнеловые отложения хорошо обнажаются в выемках железной дороги Комсомольск – Советская Гавань: на Кузнецовском перевале и на временных подъездных путях к станции Кузнецово. В этих отложениях мы наблюдали два типа чередования пород, которые могут быть отнесены к флишу.

Первый тип – груборитмичное чередование песчаников и алевро–аргиллитов. Мелко- и грубозернистые песчаники мощностью в

несколько дециметров образуют вместе с маломощными (несколько сантиметров) алевро–аргиллитами ритмы типичного терригенного песчаного флиша. Нижние поверхности песчаников груборебристые и грубобугорчатые, причем высота неровностей достигает 8 см. Это – хорошо выраженные знаки нагрузки, настолько глубоко проникающие в алевро–аргиллит, что слои последнего часто имеют прерывистый облик. Подобные грубые знаки наблюдаются и в песчано–глинистом дальнегорском флише.

Второй тип чередования развит к юго–западу от Кузнецовского перевала. Это – мелкоритмичная пачка, состоящая из песчаников и алевро–аргиллитов, мощность которых не превышает 1–2 дм, и, как правило, составляет несколько сантиметров. Соотношение компонентов примерно одинаковое, однако обычно один из них преобладает. Нижние границы ритмов, хотя и отчетливо выраженные, не несут никаких гиероглифов. Мелкоритмичная толща дислоцирована в мелкие складки с образованием пloyчатых структур, опрокидыванием и разрывом пластов.

Вещественный состав пород комсомольской серии, участвующих в составе флишоподобных и флишевых толщ, изучался Е.М. Агеевой (1971). Среди песчаников наиболее распространены аркозовые, частично граувакковые, и незначительную долю составляют кварцевые песчаники и граувакки. Состав кластического материала указывает, что образование осадков комсомольской серии происходило в основном за счет разрушения гранитоидов и только частично – разнообразных по составу эффузивов (порфиритов, фельзитов, кварцевых порфиров), метаморфических и осадочных пород.

Снос обломочного материала, как полагает Е.М. Агеева, происходил, главным образом, с запада – из зоны Монголо–Охотской складчатой области и с юго–запада – из зоны Главного антиклинория Сихотэ–Алиня. Как будет показано ниже, минералогический состав пород, а следовательно, и предполагаемый состав отложений области сноса во время образования флиша комсомольской серии очень сходен с таковыми для дальнегорского флиша. Но в данном случае не нужно прибегать к предположению о существовании источника питания восточнее Сихотэ–Алиня (хотя такая возможность допускается П.П. Емельяновым и Т.Д. Зоной).

В отличие от дальнегорского флиша породы комсомольской серии образовались, по мнению Е.М. Агеевой, в морском сравнительно неглубоком бассейне, достаточно удаленном от береговой линии.

К западу от комсомольской серии, в районе станции Хунгари обнажаются отложения уктурской свиты, широко развитой на Сихотэ–Алине и протягивающейся до самого юга Главного синклинория. По строению и составу свита аналогична таковой в Приморском крае, описанной нами в бассейне р. Павловки к западу от дальнегорского флиша (Маркевич, 1978).

Подводя итог описанию валанжинских флишевых отложений Северного Сихотэ–Алиня, следует отметить, что по составу они весь-

ма сходны с развитыми южнее дальнегорским и кемским флишами, но если в последних двух налицо все признаки турбидитов, то на севере Сихотэ-Алиня они отсутствуют и, в частности, нет градиционной слоистости и характерной последовательности смены текстур внутри элементарных ритмов от их подошвы к кровле. Поэтому гипотеза мутьевых потоков, которая наиболее приемлема для объяснения генезиса дальнегорского флиша, в данном случае неприменима, что согласуется с мнением других исследователей о небольшой глубине флишевого бассейна.

В берриасе Южного Сихотэ-Алиня снизу вверх выделяется три толщи: грубообломочная, алевроито-аргиллитовая и флишoidная. Строение и состав этих толщ изучались автором в окрестностях с. Владимир-Мономахово.

Мощность, м

Грубообломочная толща залегает несогласно на породах верхнего триаса и средней юры. Толща сложена конгломератами и конгломерато-брекчиями, песчаниками и в меньшей мере алевролитами и аргиллитами с линзами кремнистых пород 500-600

Алевролито-аргиллитовая толща лежит на грубообломочной с постепенным переходом. Алевролиты, аргиллиты и алевро-аргиллиты составляют около 8% ее мощности. Кроме того, встречаются маломощные, не более 1-2 м, пласты песчаников, реже гравелитов и линзы мелкогалечных конгломератов 500-600

Флишoidная толща лежит согласно на алевролито-аргиллитовой. Она сложена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Изредка встречаются пласты песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов мощностью до нескольких метров . . . 400-500

Дальнегорский флишевый комплекс готерив-альбского возраста описан детально (Маркевич, 1970; см. рис. 4). Он представляет собой сложно и разнообразно построенный двухкомпонентный терригенный флиш, наряду с которым встречаются пакки и пласты пород нефлишевого характера. Выделяется несколько типов флиша: песчано-глинистый и грубокластический. Песчаный флиш наиболее характерен для нижней части готерив-альбских отложений и составляет более 50% мощности разреза, песчано-глинистый (около 20% мощности) образует его среднюю часть, а грубокластический (не более 10%) венчает разрез отложений нижнего мела и является разностью, переходной к молассе.

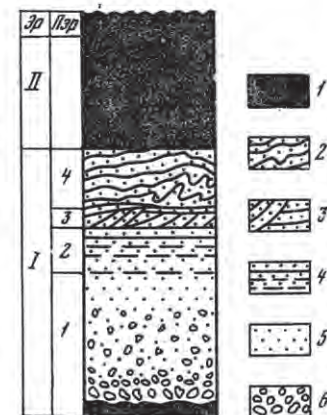
Готерив-альбские отложения изучались в береговых обнажениях р. Рудной, где снизу вверх выделяются: 1) песчаный флиш - 1120 м; 2) песчано-аргиллитовая толща - 250 м; 3) подводнооползневые

брекчии - 450 м; 4) песчаный флиш - 490 м; 5) песчано-глинистый флиш - 850 м; 6) песчаный флиш - 430 м; 7) песчаниковая толща - 370 м; 8) грубокластический флиш - 230 м. Суммарная мощность флишевой формации - 4190 м.

Наиболее характерной чертой песчаного флиша является преобладание песчаников как в целом по разрезу, так и в строении большинства ритмов (до 60-70%). Песчаный флиш подразделяется на

Рис. 5. Схема строения полного элементарного ритма мелового флиша Сихотэ-Алиня, по П.В.Маркевичу (1970)

1 - алевро-аргиллиты; песчаники; 2 - с подводнооползневыми складками, 3 - косослоистые, 4 - горизонтальнослоистые, 5 - массивные; 6 - гравелиты; Эл - элемент ритма; Элр - подэлемент ритма



несколько разновидностей: крупноритмичный, неравномерноритмичный и резко неравномерноритмичный.

Крупноритмичный песчаный флиш - наиболее распространенная разновидность. Для него характерны крупно- и равномерноритмичные серии, образованные пластами песчаника (мощность серий до 8 м, при средней - 2 м), разделенными тонкими пропластками алевролито-аргиллитового состава мощностью 2-40 см при средней - 12 см.

Неравномерноритмичный песчаный флиш характеризуется беспорядочным чередованием, при котором мощности ритмов меняются в широких пределах - от нескольких сантиметров до нескольких дециметров и даже метров.

Резко неравномерноритмичный песчаный флиш характеризуется тем, что среди пакетов мелкоритмичного строения с мощностью ритмов в 3-5 см sporadически встречаются ритмы мощностью до нескольких дециметров. Эта разновидность встречается значительно реже двух предыдущих и не характерна для разреза в целом.

В строении ритмов песчаного флиша принимают участие песчаники, алевролиты и аргиллиты (рис. 5). Песчаники составляют первый, нижний, а алевролиты и аргиллиты - второй, верхний элемент ритма, по терминологии Н.Б. Вассоевича (1948).

Первый элемент ритма залегает, как правило, на поверхности размыва аргиллитового слоя предыдущего ритма, и в нем выделяется

четыре подэлемента, отличающиеся гранулометрическим составом и текстурными особенностями. Подэлементы ритма не разделены какими-либо четкими поверхностями. Границы между ними обычно постепенные, но достаточно четкие.

Первый подэлемент ритма сложен средне- или грубозернистым песчаником с примесью гравия. Песчаник обычно содержит остроугольные обломки или измятые деформированные куски пород из нижележащих глинистых слоев. Размер зерен уменьшается от основания подэлемента к его кровле – породе свойственна градиционная слоистость. Второй подэлемент ритма представлен мелкозернистым песчаником. Слоистость песчаника внизу неясная, а кверху все более отчетливая горизонтальная. Третий подэлемент ритма сложен тонкозернистым песчаником (переходящим иногда в алевролит) с тонкой отчетливо выраженной слоистостью – косой (одно-, реже разнонаправленной), косоволнистой и волнистой. Четвертый подэлемент ритма сложен тонкозернистым песчаником с косоволнистой и волнистой слоистостью, переходящим кверху в алевролит. Для него характерны текстуры подводного оползания и смятия.

Второй элемент ритма, сложенный алевролитом, переходящим кверху в аргиллит, обладает массивной или горизонтально-слоистой, значительно реже волнисто-слоистой текстурой. Градиционная слоистость встречается только на границе с первым элементом ритма.

Как видно из описания, в случае наиболее полного строения флишевого ритма наблюдается закономерная смена ряда слоистых текстур на фоне общего уменьшения размера обломочных частиц от основания ритма к его кровле. Такое полное строение характерно для ритмов, мощность которых составляет не менее нескольких дециметров. Строение более мелких ритмов упрощено за счет последовательного выпадения самых нижних подэлементов.

В песчано-глинистом флише мощность пластов редко превышает несколько дециметров. Количественное соотношение между песчаником и алевро-аргиллитом иное, чем в песчаном флише. Обычно эти два компонента играют одинаковую роль в строении ритма или алевро-аргиллит резко преобладает. В песчано-глинистом флише выделяются две разновидности: крупноритмичная и мелкоритмичная.

В крупноритмичном песчано-глинистом флише соотношение песчаник – алевро-аргиллит составляет примерно 1:1 при средней мощности ритмов около 70 см. Широко развиты подводнооползневые текстуры, а на нижней поверхности ритмов встречаются многочисленные и разнообразные гиероглифы как механического, так и биогенного происхождения. Особенно часты и характерны грубые знаки внедрения осадка, которые встречаются только в рассматриваемой разновидности флиша. Только ему свойственны очень крупные слепки со следов волочения предметов по дну, достигающие 15 см в ширину и 5–10 см в высоту, а также биоглифы типа *Beloraphs*.

В мелкоритмичном песчано-глинистом флише мощность ритмов – 15–70 см. Строение их обычно упрощено за счет выпадения массивной части и значительного сокращения других элементов. Боль-

шая часть ритма обладает горизонтальной и косой одно-, реже разнонаправленной слоистостью, а текстуры оползания осадка почти не встречаются. Из текстур поверхностей напластования наиболее характерны биоглифы и значительно меньше механоглифы. Знаки внедрения обычно мелкие – не более 1–2 см в высоту. Вообще, небольшие размеры присущи всем гиероглифам мелкоритмичного песчано-глинистого флиша.

Отличительной особенностью грубокластического флиша является строение ритма; основание ритма сложено более, чем в половине случаев, гравелитом или мелкогалечным конгломератом или брекчий. Чередование ритмов крайне беспорядочное: соотношение элементов и подэлементов ритма неравномерное. Мощность первого и второго элементов ритма сильно варьируют – от 4 см до 4 м. У грубокластического флиша нет своих характерных текстур поверхностей напластования: встречаются как механоглифы, которые преобладают, так и биоглифы. Те и другие обычно плохо выражены.

Дальнегорскому флишу свойственно обилие и разнообразие внутрипластовых и развитых на поверхностях напластования текстур, охватывающих почти все известные скульптурные знаки флиша.

Градиционная слоистость – один из обязательных и наиболее характерных признаков флишевого ритма и в особенности его первого элемента, сложенного зернистыми породами. Она составляет фон, на котором развиваются другие типы слоистости. В пределах одного ритма наблюдаются прямая, "маятниковая" и ритмическая градиционная слоистость. Она присуща также обособленным пластам мощностью до нескольких десятков метров, входящим в состав флишевой формации и представляющим собой, по существу, флишевые ритмы с искаженными пропорциями. Повсеместно развитая градиционная слоистость наряду с другими признаками является важным доводом в пользу участия в образовании флиша и сопутствующих ему пород суспензионных потоков.

Косая, волнистая, косоволнистая и линзовидная слоистость – наиболее распространенные слоистые текстуры. Они развиты во всех, даже самых маломощных ритмах, а также в верхних частях большинства обособленных мощных пластов песчаника. Морфологические особенности перечисленных текстур свидетельствуют о том, что они относятся к морским, возникшим в результате деятельности донных течений – постоянного и реже переменного направлений.

Горизонтальная слоистость встречается во всех типах флиша. Горизонтально-слоистые песчаники флиша генетически тесно связаны с осадками, текстуры которых (градиционно- и косослоистая) возникли в явно подвижной среде. Кроме того, удлиненные зерна часто располагаются ориентированно, с наклоном осей в одну сторону. Почти все песчаники с горизонтальной слоистостью содержат глинистые включения. Эти особенности позволяют уверенно относить горизонтально-слоистые песчаники флиша к отложениям, обра-

зовавшимся в условиях подвижной водной среды с участием мутьевых потоков.

Из вторичных текстур наиболее характерны подводное оползание и смятие осадка, особенно часто встречающиеся в верхней части пластов песчаника грубокластического и крупноритмичного песчано-глинистого флиша. Наблюдается целая серия переходов, начиная от слабого волнистого смятия, кончая крутопоставленными, лежащими, опрокинутыми и надвинутыми друг на друга складочками, осложненными мелкой гофрировкой. Внедрение одного слоя в другой выражается в том, что материал двух соседних слоев частично перемешивается в результате взмучивания рыхлого осадка. Нарушения слоистости вследствие деятельности животных происходит главным образом в результате их проникновения в осадок, вследствие чего слои разрыхляются и частично разрушаются. Редко встречаются фукриды.

Конкреции найдены только в песчаном флише. По составу они мономинеральные пиритовые, по способу образования — это конкреции замещения и цементации.

Текстуры поверхностей напластования очень разнообразны и представлены механоглифами (знаками внедрения осадка, слепок с борозд размыва, царапин и следов волочения предметов, и биоглифами, а также "проблематикой").

Слепки с борозд размыва наиболее распространены и многочисленны. Они закономерно ориентированы обычно в одном или двух преобладающих и нескольких второстепенных направлениях. Чаще всего эти гиероглифы располагаются группами, занимая площадь в несколько квадратных метров. Одиночные знаки встречаются относительно редко, и в таких случаях они подчинены каким-либо другим механоглифам, например бороздам волочения. Знаки-слепки встречаются в чистом виде или они развиты вместе с другими механоглифами — следами волочения, перекачивания и подскакивания предметов по дну.

Разновидность слепков с борозд размыва — веерообразные гиероглифы, внешне напоминающие застывшие потоки вязкого вещества, расходящиеся из одного центра.

Знаки-слепки с царапин и следов волочения предметов по дну встречаются реже. Они не приурочены к какой-либо определенной части флишевого разреза. Эти знаки встречаются почти везде, но особенно многочисленны в песчано-глинистом флише и ассоциируются с грубыми знаками внедрения осадка.

Среди биоглифов выделяются следы деятельности червей и других роющих организмов — бугорки правильного круглого сечения и многочисленные шнуровидные прямые или изогнутые валики, крючковидные выступы и др.

Во всех случаях, когда механоглифы и биоглифы наблюдаются на одной поверхности, оказывается, что следы деятельности червей представляют собой наиболее позднюю генерацию, нарушающую ранее образованные текстуры механического происхождения. Иногда

да организмы почти полностью перерабатывают их. Поэтому, как правило, механоглифы маскируются биоглифами: нередко они слабо "просвечивают" через густую сетку, состоящую в основном из следов ходов червей.

Главными типами пород флишевой формации являются: подводнооползневые и мелкообломочные брекчии и гравелиты основания ритмов грубокластического флиша, песчаники с градиционной слоистостью, песчаники и алевролиты со слоистой текстурой, глинистые породы.

Петрографическое изучение песчаников и частично алевролитов выявило следующие их особенности:

1. В целом минеральный состав песчаников довольно однообразен. По соотношению основных компонентов — кварца, полевых шпатов и обломков пород — наиболее распространены, согласно классификации В.Д. Шутова, собственно аркозовые песчаники. Менее характерны разности, переходные к грауваккам и к кварцевым песчаникам. Совершенно не встречаются граувакки.

2. Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами, преимущественно альбитом и олигоклазом, а также решетчатым микроклином.

3. Все песчаники обогащены обломочной слюдой (мусковитом, биотитом, серицитом), количество которой достигает в некоторых разностях флиша 8%.

4. Среди аксессуаров наиболее представительна группа устойчивых минералов, а среди них циркон, гранат и турмалин. Эти минералы по-разному ассоциируют со слюдами. Гранат и циркон обычно встречаются вместе с биотитом, а турмалин и в меньшей степени гранат и циркон — с мусковитом. Первая ассоциация характерна для песчано-глинистого флиша, где, кроме того, присутствует обломочный глауконит. Вторая — свойственна всем остальным типам флиша.

Преимущественно аркозовый состав песчаников, а также присутствие в них кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, характерный комплекс аксессуарных компонентов и некоторые другие признаки дают основание предполагать, что питающая провинция была сложена, в основном, кристаллическими породами кислого состава (гранитоидами и метаморфическими породами).

Общее смещение точек минерального состава аркозов в сторону кварцевых песчаников, а также наличие переходных разностей от одних к другим, обусловлено, по-видимому, довольно разнообразным составом пород, слагающих область сноса. Кроме того, встречается хорошо окатанный циркон, который характерен для осадков, испытавших многократное переотложение. Среди обломков пород часто встречаются известняки, кремнистые породы, алевролиты и основная масса эффузивов. Перечисленные особенности объясняются вероятным участием в строении размываемой суши, кроме кристаллических пород, осадочных и вулканогенных толщ геосинклинального происхождения.

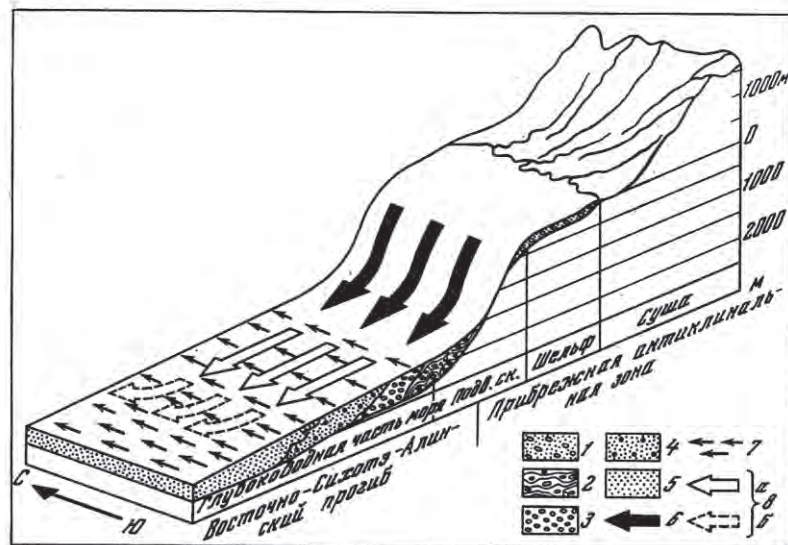


Рис. 6. Схема образования нижнемелового флиша Сихотэ-Алия, по П.В. Маркевичу (1970)

1 - осадки шельфа; 2 - подводнооползневые массы; флиш: 3 - грубокластический, 4 - песчаный, 5 - песчано-глинистый; 6 - мутьевые потоки; 7 - постоянные донные течения; 8 - зоны взаимодействия мутьевых потоков и донных течений (а - с преобладанием влияния мутьевых потоков, б - с преобладанием влияния донных течений)

Сравнительное однообразие петрографического состава песчаников в целом по разрезу свидетельствует о постоянстве питающей провинции в течение всего раннего мела. Учитывая отсутствие гранитоидов и метаморфических толщ в составе главного антиклинория на современном эрозионном срезе, следует предполагать, что видимая в настоящее время территория антиклинория является лишь частью суши, существовавшей в раннемеловое время на восточной окраине Сихотэ-Алинской геосинклинали.

Флишевая формация накапливалась в восточной части морского бассейна, заполнявшего Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб. На востоке прогиб ограничивался Прибрежной антиклинальной зоной. Мощный разлом, служивший границей между зонами, выражался подводным склоном - уступом, отделявшим шельф (на востоке) от глубоководной части моря. Накопление флиша происходило вблизи подножья этого склона, на глубинах, достигающих 1000-2000 м (рис. 6).

В бассейне постоянно циркулировали донные течения, направление которых, судя по ориентировке механоглифов, было преимущественно субмеридиональным (вдоль оси прогиба), но иногда оно ис-

пытывало значительные отклонения. Течения разносили тонкозернистый обломочный материал и создавали таким образом постоянный "нормальный" фон осадконакопления. Темпы этого осадконакопления были неравномерными. В отдельные моменты седиментация прекращалась и даже сменялась размывом осадка, приводившим к образованию на дне текстурных знаков механического происхождения. На некоторых участках дна развивались организмы, оставившие следы в виде биоглифов.

Основная масса обломочного материала, сносившаяся с поднимающейся суши, накапливалась в области шельфа по обычным законам осадочной дифференциации.

Движения, происходившие по разлому, сопровождались сейсмическими толчками, которые нарушали равновесие осадков, расположенных на шельфе и в верхней части подводного склона. Осадки сбрасывались вниз по склону в глубоководные части моря в виде подводных оползней, обвалов и мутьевых потоков. Материал подводных оползней сгружался непосредственно у основания склона или на небольшом удалении от него, образуя скопления подводнооползневых брекчий. Мутьевые потоки транспортировали материал дальше, в более глубокие части моря, постепенно разгружаясь и нарушая "нормальное", фоновое осадкообразование. Происходило относительно быстрое накопление зернистой части ритмов флиша. Осаждение материала было обусловлено при этом гидродинамическим режимом, установившимся в результате взаимодействия мутьевых потоков, направленных вниз по подводному склону, и постоянных донных течений, ориентированных в основном по простиранию склона. Обладая большой скоростью и повышенной плотностью, мутьевые потоки на время подавляли действие постоянных донных течений. Образующиеся в этот период первый и частично второй подэлементы ритма отлагались, подчиняясь главным образом гравитационной сортировке. Ориентированные слоистые текстуры образовывались в это время сравнительно редко и слойки располагались перпендикулярно знакам размыва дна постоянными донными течениями.

После прохождения наиболее скоростной части мутьевого потока, в процесс седиментации вступают все более и более мелкие частицы, на осаждение которых преимущественное влияние оказывают постоянные донные течения, восстанавливающие свое прежнее направление и способствующие возникновению слоистых текстур, характерных для третьего и четвертого подэлементов ритма. Направление падения слойков в косослоистых сериях этих подэлементов уже совпадает с ориентировкой знаков размыва, поскольку и те и другие вызваны одним и тем же фактором.

В зоне, расположенной близко к подножию подводного склона, накапливался грубокластический, а с удалением от подножия - песчаный и песчано-глинистый крупноритмичный флиш.

Продвигаясь от подводного склона в более глубоководные участки моря, мутьевые потоки постепенно теряли скорость и сгружали взвесь, транспортируя все более тонкоотмученный материал, на

осаждение которого все возрастающее влияние оказывали постоянные донные течения. Почти потерявшие скорость мутьевые потоки меняли направление с поперечного к оси прогиба на продольное.

В этой более удаленной от подножия подводного склона зоне накапливался песчано-глинистый тонкоритмичный флиш, для которого наиболее характерны слоистые текстуры, а градационно-слоистая часть ритма сильно редуцирована или вовсе отсутствует.

После осаждения главной массы обломочного материала мутьевых потоков постепенно восстанавливалось нормальное осадконакопление – откладывались алевритовые и пелитовые осадки второго элемента ритма, нижняя часть которого еще сохраняет признаки градационной слоистости и представляет собой наиболее тонкоотмученный материал мутьевого потока.

В тех случаях, когда в зоне шельфа по тем или иным причинам создавались условия для накопления больших масс осадков, затем переносившихся в глубоководную часть моря, во флишевой толще возникали мощные пласты песчаников ("массивные" песчанники флиша), с весьма постепенной незаметной градационной слоистостью.

Уклоны дна флишевого бассейна были более крутыми вблизи подножия склона и вылаживались с удалением от него, что обусловило широкое развитие подводнооползневых явлений в глубокластическом, песчаном и крупноритмичном песчано-глинистом флише и почти полное их отсутствие в песчано-глинистом мелкоритмичном флише.

Кемский флишевый комплекс (см. рис. 4) состоит из двух толщ, существенно отличающихся друг от друга по строению и составу: нижней – терригенной и верхней – вулканогенно-осадочной.

Нижняя толща представляет собой двухкомпонентный терригенный флиш. Первый элемент ритма в нем сложен мелкозернистым алевритом, а второй – алевро-аргиллитом. Состав первого элемента ритма менее разнообразен, чем в дальнегорском флише: в нем совершенно отсутствуют грубообломочные породы – гравелиты и конгломерато-брекчии и очень редко встречаются крупно- и среднезернистые песчанники. Здесь удается выделить лишь два типа флиша – песчано-глинистый и песчаный, которые различаются главным образом по мощности ритмов и по соотношению в них зернистого и глинистого компонентов. Эти два типа соответственно близки песчано-глинистому и песчаному типам дальнегорского флиша.

В песчано-глинистом флише толщина ритма составляет несколько сантиметров и редко превышает один дециметр, а отношение песчанника к алевро-аргиллиту – 1:1,2 – 1:2. Градационная слоистость не характерна. Обычно она выражена плохо и заметна только при переходе от песчанника к алевро-аргиллиту. Текстура песчанников массивная, реже – мелко-косослоистая однонаправленная. Хотя нижние границы ритмов выражены достаточно четко, текстуры поверхностей напластования на них развиты плохо. Скульптурные знаки мелкие и очень однообразные; в основном это – биоглифы и очень редко – механоглифы.

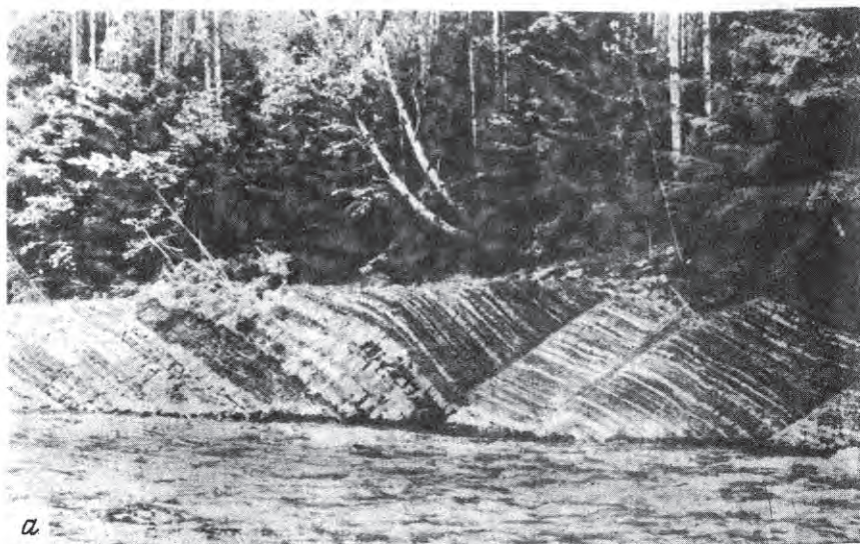


Рис. 7. Типичное естественное обнажение нижнемелового терригенного флиша Сихотэ-Алиня на р. Кеме

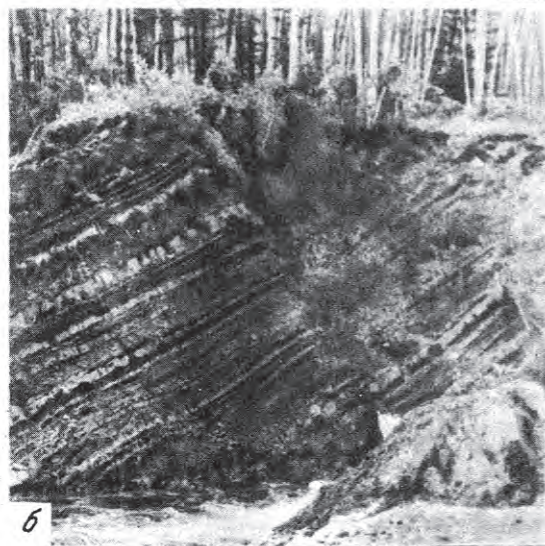
В песчаном флише мощность ритмов в среднем составляет несколько дециметров, а среднее соотношение песчанник – алевро-аргиллит – 1,5:1. Для песчаного флиша характерны несколько более крупнозернистые песчанники, а на нижних поверхностях ритмов чаще встречаются скульптурные знаки. Последние иногда развиты в большом количестве и уверенно могут быть отнесены к тому или иному виду (например, знаки внедрения осадка, слепки с борозд размыва и царапин на дне, гиероглифы типа *Beloraphe*, *Paleodictyon* и т.д.). Только в этом типе флиша на верхней поверхности пластов наблюдается рябь течения и наложенные на нее биоглифы.

Внутрипластовые текстуры песчаного флиша более разнообразны, чем в песчано-глинистом (хотя в этом отношении первый уступает дальнегорскому флишу). Благодаря большей, чем в песчано-глинистом флише, мощности пластов здесь наблюдаются массивная, мелкокосослоистая, горизонтально- и косоволнистая текстуры. Преобладает массивная текстура песчанников, а градационная слоистость, как и в песчано-глинистом флише, развита плохо.

В кемском терригенном флише (рис. 7–9) слабо выражены признаки типичных турбидитов (градационная слоистость, глинистые включения в песчанниках, смена внутрипластовых текстур в определенном порядке и т.д.). Из текстур поверхностей напластования наиболее часты мелкие биоглифы, хуже развиты механоглифы. Совер-



а

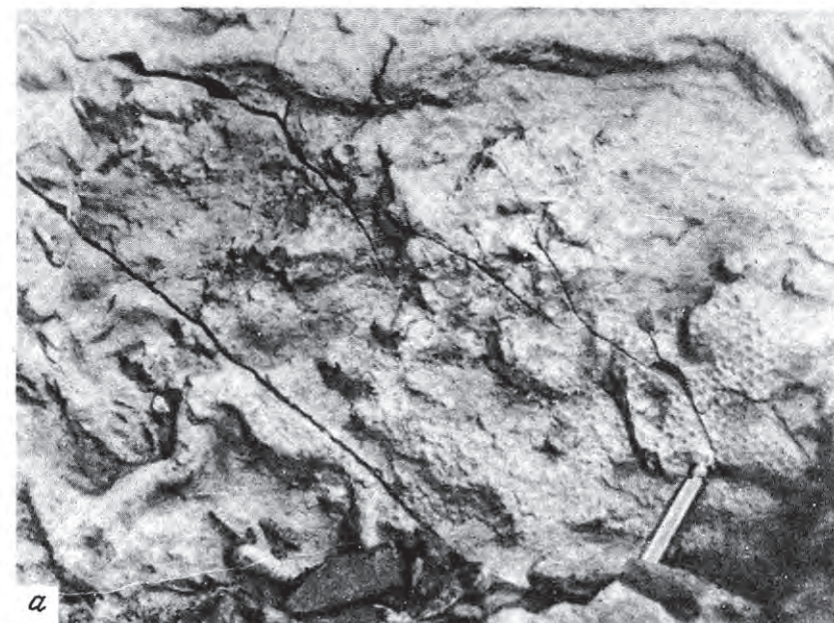


б

Рис. 8. Типичные естественные обнажения нижнемелового вулканогенного флиша Сихотэ-Алиня на р. Кеме
а, б - флишевое чередование

шенно не наблюдается следов подводнооползневых явлений - ни в составе элементарного флишевого ритма, ни в виде подводнооползневых горизонтов. Отсутствуют также мощные пласты нефлишевого характера, нарушающие правильную флишевую ритмичность.

Верхняя толща кемского флишевого комплекса сложена: а) пачками флишевого или флишеоидного строения, в состав пород которых входит в том или ином количестве вулканогенный материал, обычно пепловый, реже - вулканомиктовый, и б) пачками вулканогенных пород: туфами - от псаммитовых до агломератовых, кластола-



а



б

Рис. 9. Текстуры поверхностей напластования кемского нижнемелового терригенного флиша Сихотэ-Алиня
а - *Paleodictyon*; б - деталь рис. а

вами и лавами среднего состава - порфиритами и андезитовыми порфиритами.

Ритмичные пачки слагают не более одной трети мощности толщи. Они сложены мелкозернистыми песчаниками и алевро-аргиллитами, образующими ритмы мощностью 1-20 см и редко более. Соотношение песчаника и алевро-аргиллита примерно равно 2,5:1. Иногда встречается глинистый флиш, в котором около 80-90% мощности составляют массивные алевро-аргиллиты, а песчаники представлены маломощными, не более 5 см, невыдержанными, иногда линзовидными, прослоями.

Верхняя толща отличается от нижней не только по составу, но и по морфологии. Чередование пород во флише крайне неравномерное. Кроме флишевых пачек, в толще, как видно из описания, со-

держатся породы-спутники: туфы, агломератовые кластолавы, песчаники, алевро-аргиллиты и др. Последнее обстоятельство сближает рассматриваемую толщу с дальнегорским флишевым комплексом, также содержащим много "посторонних" для флиша пород.

Севернее р.Кемы, в бассейне р.Бикина, в составе нижнемелового флиша снова резко преобладают терригенные породы, вулканогенный материал присутствует лишь в виде пепловой примеси. Возможно, влияние вулканизма сказалось также в появлении среди пород бикинского флиша яшмовидных кремнистых образований. В связи с этим можно предположить, что обогащение флиша материалом вулканогенного происхождения имеет местное значение.

В кемском терригенном флише развиты главным образом аналоги дальнегорского песчано-глинистого флиша. Поэтому можно предположить, что он образовался под влиянием тех же факторов, но в настоящее время доступна наблюдению лишь наиболее удаленная от подводного склона песчано-глинистая часть бывшего когда-то более разнообразного флишевого комплекса. Отсутствие грубообломочных типов может объясняться в этом случае тем, что они скрыты под надвинутыми с востока толщами вулканогенного флиша. С другой стороны, грубообломочные осадки могли и вовсе не отлагаться (отсутствие соответствующий исходный материал или не было благоприятных условий для возникновения мощных мутьевых потоков).

На формирование верхней толщи кемского флиша и, в частности, на его состав и морфологию решающее влияние оказали процессы вулканизма. Деятельность вулканов, проявлявшаяся, вероятно, как в подводной, так и в субаэральной обстановке, привела к существенному обогащению осадочных пород флиша пепловым материалом, а также включению в разрез флишевой формации мощных вулканогенных пачек, нарушающих флишевую ритмичность. Причиной образования ритмов самой различной мощности, о чем мы упоминали выше, также могли быть вулканические процессы. С одной стороны, с ними было связано усиление сейсмичности и тектонических движений, приводивших к поднятиям и опусканиям, влиявшим на режим седиментации и эрозии. С другой стороны, продукты вулканических извержений, эпизодически выпадавая в осадок вместе с обломочным материалом, существенно изменяли состав и мощность ритмов.

Об очень близком расположении центров извержений в кемской зоне осадконакопления свидетельствуют и многочисленные вулканогенные породы, содержащие крупные обломки, вплоть до вулканических бомб (Бурда, Высоцкий, 1963).

Резкие фациальные изменения по простиранию вообще не характерны для флиша. Наоборот, большинство исследователей подчеркивает довольно однообразные условия осадконакопления вдоль флишевого трога, который обычно рассматривается как единый или слабо расчлененный бассейн. В нашем случае приходится предполагать, что область флишеобразования была расчленена на отдельные более или менее четко разграниченные участки, которые ха-

рактеризовались своими местными режимами осадконакопления. Два таких участка на востоке Сихотэ-Алинской геосинклинали и представлены кемским и дальнегорским комплексами.

Поперечная дифференцированность бассейна седиментации, по-видимому, также обусловила отсутствие типичного флиша южнее широты пос. Дальнегорска, хотя морское осадконакопление происходило здесь не менее интенсивно. Однако мощные терригенные толщи этого района, синхронные флишу, развитому севернее, имеют либо лишь флишеподобный облик, либо вообще не характеризуются ритмичным строением.

К западу от области распространения флишевой формации среди мезозойских отложений Главного синклинория Сихотэ-Алиня развиты флишеподобные толщи, характеризующиеся лишь некоторыми признаками флиша. Это прежде всего возрастные аналоги флишевой формации готерив-альбского возраста. Они занимают полосу, начинающуюся на юге в бассейне р.Павловки и протягивающуюся в северо-восточном направлении через верховья рек Форельной, Журавлевки, среднее течение р. Большой Уссурки и далее, в верховья р. Бикина. Все эти толщи, так же как и флишевые, объединяются под названием уктурской свиты, но по своему литологическому составу и фациальным особенностям они существенно отличаются от флишевой формации, развитой восточнее.

Вероятно, в более западных частях раннемеловой бассейн был менее расчлененным, а условия седиментации несколько унифицировались и стабилизировались, что обусловило постоянство состава и строения флишеподобных толщ на большом расстоянии вдоль оси синклинория. Переход от флишевых образований к флишеподобным осуществляется резко — никаких промежуточных разностей нам не удалось наблюдать. Это может объясняться быстрым изменением в этом направлении условий осадконакопления. Однако такой переход может быть скрыт от наблюдения в результате надвигания флишевой формации на флишеподобные толщи по системе нарушений, образующих мощный Колумбинский разлом.

Следует обратить внимание на факт, не имеющий пока удовлетворительного объяснения. Дело в том, что флишеподобные толщи сохраняют только один признак, объединяющий их с флишем: более или менее правильное ритмичное строение. Остальные признаки, позволяющие подтвердить эту связь, выражены очень слабо или отсутствуют.

Мы еще не можем восстановить условия осадконакопления для этой части раннемелового прогиба, и у нас нет уверенности, что флишеподобные толщи имеют с флишем общую генетическую природу. Не исключено, что флишеподобные толщи следует связывать с другим источником сноса — Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня, расположенным западнее, и тогда факторы, влияющие на их формирование, могли существенно отличаться от таковых вблизи Прибрежного антиклинория. Ответ на эти вопросы можно получить только изучив минералогический состав и другие осо-

бенности готерив-альбских флишеидных образований, а также подстилающихся валанжинских и юрских отложений, развитых в непосредственной близости к Главному антиклинорию Сихотэ-Алиня.

Если учитывать все перечисленные сведения, то зона развития нижнемелового флиша на востоке Южного Сихотэ-Алиня представляется протяженной и качественно разнообразной. Сейчас можно с уверенностью утверждать, что флишевая формация, сложенная терригенным флишем и сопутствующими отложениями, начинается на юге от бассейна р. Рудной и распространяется на северо-восток через верхнее течение р. Большой Уссури до верховьев рек Кемы и Бикина, образуя полосу шириной от 10 до 30 км и длиной около 300 км (см. рис. 4). Ее продолжение следует, по-видимому, ожидать и севернее — в бассейнах рек Самарги и Максимовки, где известны разновозрастные отложения уктурской свиты. Кроме этого, А.И. Бурда предполагает, что часть этих отложений к северу ошибочно включены в состав вулканогенно-осадочных толщ позднего мела и палеогена. Далее к северу поле развития флиша расширяется до 500–600 км; оно прослежено до выхода к Охотскому побережью Сихотэ-Алиня.

Рассматриваемая флишевая формация не разновозрастна. В ней выделяется барриас-валанжинский флиш на севере и готерив-альбский на юге Сихотэ-Алиня. В готерив-альбском флише можно различать по крайней мере два разновозрастных комплекса — дальнегорский и кемский, которые развиты в бассейнах рек Рудной и Кемы и отличаются друг от друга составом слагающих компонентов, характером их чередования и количественными соотношениями. Переходы между этими комплексами проследить не удается, так как район их сочленения закрыт верхнемеловыми-кайнозойскими эффузивами.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКИЙ РЕГИОН

Корякское нагорье

На территории Корякского нагорья верхнемеловая укэлятская флишевая формация описана в работах Б.В. Ермакова с соавторами (Ермаков, 1966; Ермаков, Мишин, 1974; Ермаков, Коляда, Василенко, 1974; Ермаков, 1975; Ермаков, Супруненко, 1975), по которым приводится ее сводное описание.

Укэлятский прогиб, в котором среди других терригенных отложений локализуется флиш, прослеживается от бухты Дежнева на севере до Камчатского перешейка на юге на расстоянии около 400 км при ширине от 20 до 60 км (см. рис. 1). Мощность флишевых образований — около 8 км. Возраст их, установленный по редко встречающимся остаткам иноцерамов и фораминифер, — сенон-датский.

Терригенные отложения прогиба расчленены на четыре свиты: аяонскую, тавенскую, мильгернайскую и вальенскую,

Мощность, м

Аяонская свита (ранний сенон) представлена главным образом, алевролитами и аргиллитами, содержащими маломощные прослои песчанников.	2900
Тавенская свита (кампан-маастрихт) сложена преимущественно песчаниками мощностью до 300 м, разделенными пачками ритмичного строения.	около 2900
Мильгернайская свита (маастрихт-даний) состоит из песчанников, алевролитов и аргиллитов с ритмичностью флишевого типа	2500
Вальенская свита (условно палеоцен-эоцен) — это песчаники и конгломераты с прослоями алевролитов и аргиллитов	1800

Резко подчиненное значение в прогибе, кроме перечисленных пород, имеют туфы среднего состава, основные и средние эффузивы, а также кремнисто-глинистые породы.

Наиболее типичными признаками флиша обладает мильгернайская свита, по мощности состоящая на 80% из пород флишевого чередования.

Преобладают двухкомпонентные гемициклы, состоящие из среднезернистого песчаника и алевропелита или аргиллита. Верхней части пластов песчанников часто свойственна косая слоистость, и они обычно содержат угловатые гравийные обломки аргиллитов. Алевропелиты и аргиллиты обогащены кремнистым материалом. Подавляющее большинство гемициклов имеет мощность 0,15–0,30 м при равном соотношении компонентов. Трехкомпонентные гемициклы составляют около 10% флишевого разреза. Они представлены (снизу и вверх) средне-, мелкозернистым песчаником, алевролитом, алевропелитом и аргиллитом. Нижняя часть гемицикла массивная, средняя — горизонтальнослоистая. Для всех гемициклов характерна градиционная слоистость, а на их подошвах развиты разнообразные гиероглифы-слежки ходов илоедов и борозд размыва, бугорки, валики.

Песчаники флиша — вулканомиктовые. Они состоят на 80–90% из полукатанных плохо сортированных обломков пород; среди последних преобладают эффузивы кислого (10–50%), среднего и основного (1–10%) состава, в подчиненном количестве содержатся кремнистые образования, а также глинистые породы (1–3%) и вулканическое стекло. Минеральные обломки представлены кварцем (5–25%), плагиоклазами (15–30%) и в незначительных количествах пироксеном. Среди аутигенных минералов присутствуют кальцит, лейкоксен, слюды, хлорит, гидроокислы железа и глауконит.

Аргиллит состоит из глинистой массы с примесью алевроитовых частиц, представленных кварцем, полевыми шпатами и эффузивами. Из глинистых минералов присутствуют диоктаэдрическая гидрослюда, хлорит и монтмориллонит.

Формы гиероглифов, наряду с градиационной слоистостью и бедностью органическими остатками, позволяют предполагать существенную роль мутьевых потоков в переносе и отложении осадков и глубоководные условия накопления флишевых толщ. Широко развитые оползневые текстуры свидетельствуют о сравнительно большой крутизне, скорее всего, северного склона и о накоплении флиша в нижней части подводного уступа и у его подножия. Судя по слабой окатанности обломочного материала, перенос его был незначительным.

Ископаемая фауна свиты очень бедна. Б.В. Ермаков с соавторами сообщают о находках в средней части разреза в пачке аргиллитов остатков *Neophylloceras* cf. *ramosum* (Meek), иноцерамов, гастропод и брахиопод маастрихтского возраста, а также комплекса фораминифер, имеющих много общих видов с фораминиферами свиты Немуро на о. Хоккайдо, возраст которых определен как маастрихтский, возможно, датский.

Флишевая формация подстилается граувакковой (тавенская свита) и аспидной (аяонская свита) формациями, а перекрывается нижней молассовой (вальенская свита). По латерали флишевые образования сменяются на севере разновозрастной шельфовой глинистой формацией терригенного и терригенно-вулканогенного состава, содержащей многочисленные остатки иноцерамов, гастропод, ежей, ракообразных. На юге флиш сменяется сенонскими вулканогенно-кремнистыми образованиями, среди которых преобладают средние и основные эффузивы, в том числе спилиты и кремнистые породы – ассоциация, характерная для эвгеосинклинальных глубоководных толщ. Таким образом, флишевая формация располагалась между континентальным шельфом на севере и океаническими структурами на юге.

Породы укэлятской флишевой формации интенсивно дислоцированы с образованием складок – от широких (0,5–0,6 км) и протяженных (5–8 км) до мелких дисгармоничных с размахом крыльев 1–3 м.

Типично флишевый характер мезозойских отложений, развитых по рекам Ветвей и Лулу, а также в районе оз. Пылгин севернее Камчатского перешейка, и отнесенных Б.В. Ермаковым позднее к укэлятской флишевой формации, подчеркивался Г.М. Власовым, проводившим маршрутное исследование в 1941 г. Г.М. Власов параллелизовал эти отложения с лесновской свитой, выделенной М.Ф. Двали (1955) и другими исследователями в Среднем хребте Камчатки.

Согласно Н.А. Богданову (1969), терригенный флиш составляет верхнюю часть ниже-верхнемелового комплекса пород, нижняя часть которого сложена грубозернистыми песчаниками – конгломератами, сменяющимися сверху сланцами и алевролитами с прослоями известняков и эффузивов.

Этот комплекс с угловым несогласием лежит на однообразной толще граувакковых и кремнисто-вулканогенных образований пиккульнейской серии, в которой иногда встречаются линзы окремнен-

ных известняков. Серия прорвана многочисленными телами ультраосновных пород – перидотитов, пироксенитов и серпентинитов, реже габброидами. Мощность серии 7–10 км, а возраст – триас-валанжин.

К западу, отделенная системой надвигов и ультраосновными интрузиями, располагается область развития главным образом основных и кислых эффузивно-кремнистых эвгеосинклинальных формаций триас-нижнемелового возраста.

Ильпинский полуостров (Корякско-Камчатский перешеек)

Первые сведения о флише Ильпинского п-ова были опубликованы М.Я. Серовой и П.В. Гуляевым (Серова, Гуляев, 1967), которые сообщили о находке палеоценовых фораминифер в толще вулканогенно-осадочных пород "восточно-камчатского туфогенного флиша", по Г.М. Власову (1946). Толща, содержащая флиш, по представлениям этих исследований, отвечает единому седиментационному циклу, начинающемуся глубоководными глинистыми осадками, которые сменяются флишеподобной толщей (такетуирской свитой) и, наконец, мощными сравнительно мелкозернистыми песчаниками с обугленным растительным детритом.

Такетуирскую свиту авторы подразделяют на четыре пачки. В нижней части третьей снизу пачки в аргиллитах найдены отпечатки и ядра пелеципод и брахиопод, близкие к формам, встреченным в палеоценовых отложениях Кроноцкого полуострова.

Несколько позже возраст отложений, обнажающихся между мысами Ложноильпинским и Ара, был пересмотрен. Д.С. Несвит (1967) на основании находок аммонитов впервые установил верхнемеловые отложения, которые он отнес к флишевой формации, условно сопоставляя их с корякской серией и с аналогичными породами ватынской серии Корякского нагорья. Верхнемеловые отложения Д.С. Несвит подразделил на две свиты – ложноильпинскую, мощностью около 3000 м, и унальскую – около 500 м.

Для целей наших исследований отложения, развитые между мысами Ложноильпинским на юго-западе и Ара на северо-востоке, мы разделили на следующие толщи, слагающие верхнемеловую флишевую формацию Ильпинского полуострова.

Первая толща залегает на юге полуострова в ядре антиклинальной складки и сложена главным образом алевро-аргиллитами со всеми переходами от алевролитов до аргиллитов. Небольшую часть разреза – не более 5–10% мощности – составляют песчаники.

Мощность, м

Алевро-аргиллиты черные, большей частью массивные, с характерной острооскользящей отдельностью, иногда "кинжаловидной". Они содержат большое количество растительного углещифированного детрита, средние размеры которо-

го 0,2–1 см, но изредка встречаются обрывки стеблей длиной до 10 см. Алевро–аргиллиты содержат редкий беспорядочно рассеянный светлый пепловый материал. Песчаники образуют выдержанные по простиранию тонкие пласты среди алевро–аргиллитов, в разрезе располагаясь через несколько метров или десятков метров. В нижней части толщи они относительно тонкие – не более 10 см, а в верхней части достигают 50–70 см. Песчаники серые и темно–серые, мелкозернистые, слоистые. В маломощных пластах слоистость тонкая "рейсфедерная", волнистая или косоволнистая, очень редко – горизонтальная. Косая слоистость мелкая, однонаправленная, ориентированная в сторону современной суши. В более мощных пластах такое четкое слоистое строение имеет только самая нижняя их часть, примерно 5–10 см. Выше порода массивная. Все слоистые текстуры в песчаниках – результат довольно активного гидродинамического режима седиментации. В песчаниках так же, как и в алевро–аргиллитах содержится растительный детрит.

Для всей толщи характерны многочисленные изометричные карбонатные конкреции и линзы, ориентированные по слоистости, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Мощность линз и диаметр конкреций обычно не превышают нескольких сантиметров. И те и другие карбонатные образования резко выделяются на фоне черных алевро–аргиллитов своей белесой окраской, которую они приобретают при выветривании

Вторая толща, хотя ее непосредственный контакт с первой замаскирован зоной дробления, судя по структурному положению и литологическому составу, залегает на первой согласно без стратиграфического перерыва. Она представлена чередующимися песчаниками и алевро–аргиллитами. Чередование беспорядочное, но может считаться флишоидным: мощности пластов 10–20, иногда до 50 см, а соотношение песчаников и алевро–аргиллитов примерно одинаковое, с некоторым преобладанием глинистых пород. Границы между пластами нечеткие, хотя и достаточно резкие, лишённые признаков перерыва и размыва, гиероглифов и т.п. Градационная слоистость отсутствует.

Алевролиты и алевро–аргиллиты внешне не отличаются от таковых в нижележащей толще. Они

500

несколько менее устойчивы к выветриванию и разрушаются в мелкую дресву и щебень.

Кроме песчаников и алевро–аргиллитов, внутри толщи встречено несколько горизонтов зеленовато–серого и темно–серого до черного туфа основного состава, мощностью 2–3 м. В этих горизонтах развита грубовыраженная градационная слоистость. В нижней части пластов обломочный материал грубее и изменяется кверху от мелкогравийного до псаммитового, а иногда до тонкого пеплового. Как и в нижележащей толще, характерно обилие карбонатных конкреций и линз

Третья толща характеризуется четким ритмичным флишевым чередованием песчаников и алевро–аргиллитов. Мощность пластов тех и других пород от первых дециметров до 1 м, а соотношение их друг с другом примерно одинаковое, иногда несколько преобладают песчаники. Песчаники и алевро–аргиллиты образуют элементарные флишевые ритмы, отделенные друг от друга резкими поверхностями напластования. Гиероглифы на подошвах песчаников не характерны и встречаются очень редко. Переход от песчаника к алевро–аргиллиту внутри ритма постепенный, хотя и довольно быстрый. Песчаники зеленовато–серые и темно–серые, мелко– и среднезернистые, массивные или волнисто– и линзовидно–слоистые с очень слабо выраженной градационной слоистостью или без нее. Верх и низ пластов имеют чешуйчатую и плитчатую отдельность.

По данным Д.С. Несвита, песчаники туфогенные, с карбонатным и эффузивно–хлоритовым цементом порового и контактового типа. Некоторые песчаники содержат до 15% пирокластического материала – кристаллов плагиоклазов, вулканического стекла и эффузивных пород. Обломочный материал представлен кварцем, кремнями и реже калиевыми полевыми шпатами.

М.Я. Серова отмечает для песчаников знаки ряби и волноприбойные знаки, а также большое количество обуглившегося растительного детрита.

В толще на разных стратиграфических уровнях залегает несколько пачек переслаивания и самостоятельных пластов пепловых туфов, светло–серых с желтовато–бурым оттенком, которые резко выделяются на общем темном фоне обна-

250

жений. Мощность их 1–2,5 м. В пачках переслаивания характер чередования такой же, как и во всей толще. По данным М.Я. Серовой, они сложены пепловыми песчаниками и пепловыми аргиллитами. Толще флишевого чередования также свойственно широкое развитие карбонатных конкреций от линзовидных до округлых, шаровидных, размер которых достигает 10–20 см.

Кроме элементарной ритмичности, М.Я. Серова отличает ритмичность более крупного порядка и выделяет несколько мегаритмов, нижняя часть которых обычно сложена массивными толстослоистыми песчаниками, средняя – ритмично чередующимися песчаниками, мощностью 50–60 см, и аргиллитами, мощностью до 20 см, а верхняя – этими же породами, но с тонким чередованием, толщина слоев не более – 5–10 см. Мощность мегаритмов составляет от 3–4 до 10–15 м.

Четвертая толща представляет собой ритмичное флишевое чередование песчаников и алевро-аргиллитов; в ней резко преобладают песчаники, образующие до 90% мощности элементарных ритмов. Мощность слоев песчаников – от нескольких дециметров до нескольких метров, а алевро-аргиллитов, разделяющих их, – несколько сантиметров (не более 35 см). Морфология ритмов и характер границ мало отличается от таковых ниже лежащей толщи: структурно-текстурные особенности примерно те же. Мощность пластов песчаника в целом возрастает вверх по разрезу, так что в самом верху толща, по существу, песчанниковая. По соотношению песчаников и алевро-аргиллитов она может рассматриваться как песчаный груборитмичный флиш.

По разрезу песчаник по большей части массивный, а для верха пластов характерны конволютная и косая слоистость. В маломощных (до нескольких дециметров) пластах косая и конволютная слоистость охватывают весь пласт.

В песчаниках многочисленны конкреции: шаровидные или реже в виде лепешек и чечевиц, размером до нескольких сантиметров и даже десятков сантиметров.

В рассматриваемой толще, примерно в средней ее части, расположен пласт туфа основного

500

состава от псефитовой до псаммитовой размерности, мощностью 3–4 м, весьма постепенно выклинивающийся на протяжении нескольких сот метров по простиранию. Туф темно-серый, с зеленоватым оттенком, резко выделяется на общем светлом фоне обнажений песчаного флиша

850

Пятая толща характеризуется ритмичным чередованием тех же компонентов, но с резким преобладанием алевро-аргиллитов над песчаниками. В некоторых ритмах они находятся в равном соотношении. Мощность ритмов не превышает нескольких дециметров.

Полную мощность толщи установить невозможно, так как из-за сброса, амплитуда которого неизвестна, на поверхность выведены только ее подошва и кровля видимая около 200

В самом верху флишевой формации расположена шестая толща, очень сходная с песчаным флишем, но отличающаяся от него несколько большей мощностью песчаников. 500

Флишевая формация перекрывается вулканогенно-осадочной серией, развитой к северу от мысов Ориа и Ара. Самые нижние горизонты серии относятся еще к верхнему мелу (уналская свита Д.С. Несвита). Выше залегают палеогеновые (верхнеолигоценовые) – неогеновые морские и континентально-морские угленосные отложения.

Взаимоотношения между флишевой формацией Ильпинского полуострова и вышележащими образованиями, которые могут быть отнесены к молассе, не совсем ясны, так как они замаскированы интрузией диорита и пластовыми телами дацита, а также несколькими горизонтами глыбовых брекчий основного состава. Структурное положение, степень дислоцированности и условия залегания флишевой формации свидетельствуют в пользу слабого углового несогласия. Разрыв и угловое несогласие отмечены Д.С. Несвитом между уналской свитой и вышележащими конгломератами верхнеолигоценовой козачинской серии.

По-видимому, верхнемеловая уналская свита может рассматриваться как ранняя, а кайнозойские отложения – как поздняя моласса.

Д.С. Несвит считает, что совокупность признаков нижней, алевро-аргиллитовой толщи, в том числе наличие пиритизированных тонкослоистых аргиллитов, указывают на ее происхождение в спокойном глубоководном бассейне. Вышележащие флишеподобные осадки имеют, по мнению Д.С. Несвита, прибрежно-морское происхождение, о чем свидетельствуют обугленные растительные остатки и фауна моллюсков.

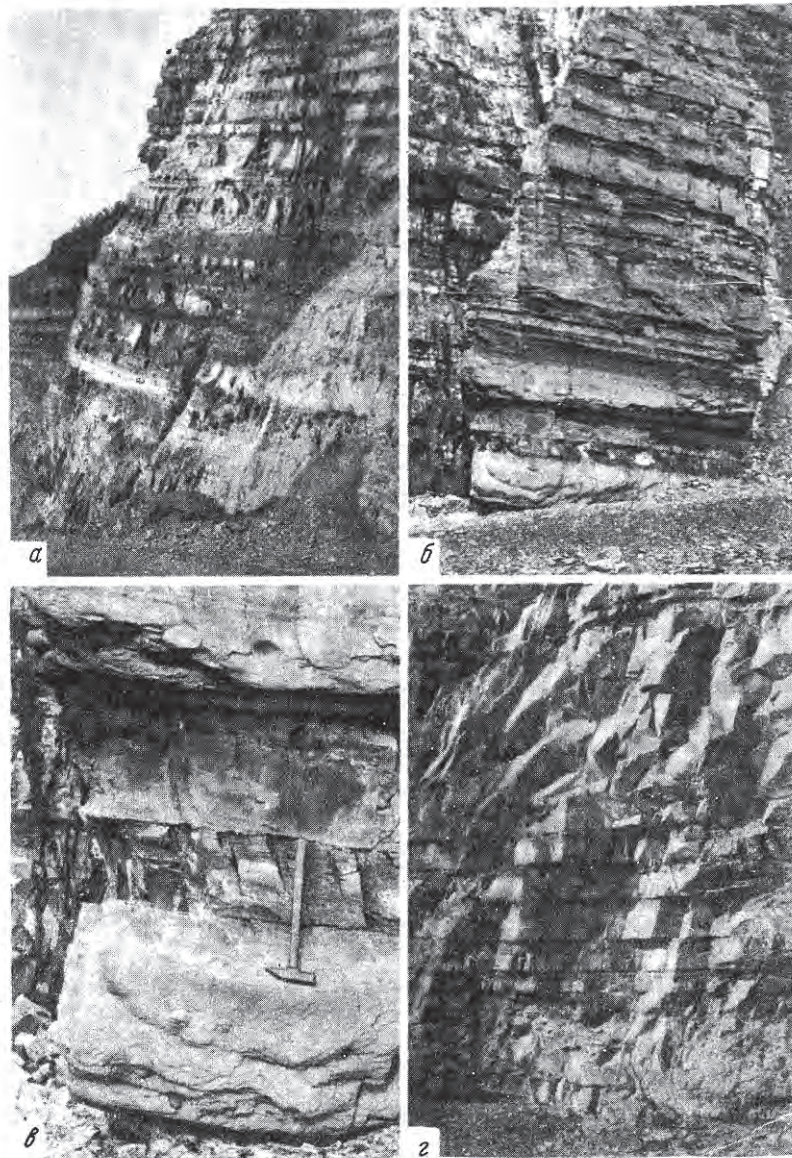


Рис. 10. Типичные обнажения флиша Ильпинского полуострова в береговых обрывах залива Корфа

а – нижние горизонты флишевой формации; б – песчано-глинистый флиш; в – деталь рис. б; з – песчаный крупно-ритмичный флиш

Флишевая формация, подстилающие и перекрывающие ее отложения дислоцированы слабо. Они слагают пологое юго-восточное крыло антиклинальной складки, ось которой простирается в северо-восточном направлении. Углы падения не превышают $30-40^\circ$, но обычно значительно меньше – вплоть до горизонтального залегания. Благодаря прекрасным обнажениям (рис. 10а-г), которые тянутся почти непрерывно по всему восточному берегу Ильпинского полуострова, можно проследить отдельные пласты флиша на расстоянии до нескольких десятков и сот метров. На этом протяжении ни мощности пластов, ни их структурно-текстурные особенности почти не меняются. Исключение составляют редкие пласты туфов, которые постепенно выклиниваются.

Восточно-Камчатский прогиб

Восточно-Камчатский прогиб простирается узкой – 60–80 км полосой в северо-восточном направлении вдоль Тихоокеанского побережья Камчатки от г.Петропавловска-Камчатского на юге через Кроноцкий перешеек, полуостров Камчатского мыса и о.Карагинский до Олюторского залива, составляя в длину около 1000 км. Значительная его часть в заливах Кроноцком, Камчатском и Олюторском находится под уровнем моря (Белова и др., 1961).

Прогиб заполнен третичными отложениями, мощность которых составляет, по различным авторам, от 10 до 14 тыс.м (Двали, 1955; Белова и др., 1961; Супруненко, 1976). Породы хорошо обнажены на Кроноцком полуострове, единственном месте, где прогиб доступен для изучения в полном поперечном сечении. Здесь отчетливо выявляется его асимметрия: северо-западный борт характеризуется сложной линейной изоклинальной складчатостью и многочисленными разрывами, а юго-восточный, напротив, сложен породами с пологим моноклинальным падением или смятыми в простые складки. Простота строения юго-восточного борта прогиба (Ермаков, Супруненко, 1975) обусловлена неглубоким залеганием погружающихся к северо-западу вулканогенных образований кроноцкой серии, слагающих основание разреза третичных отложений и восточную часть Кроноцкого полуострова.

Согласно стратиграфической схеме Д.С. Несвита в Кроноцком районе развиты богачевская, ивановская и тюшевская свиты, в свою очередь подразделяющиеся на подсвиты. Из них татьянинская подсвита ивановской свиты и тюшевская свита могут быть отнесены к флишевой формации, наилучшие разрезы которой наблюдаются по рекам Татьяна, Ольга и Тюшевке, впадающим в Кроноцкий залив.

Флишевая формация Кроноцкого полуострова Восточной Камчатки (см. рис. 1) описана главным образом Д.С. Несвитом и И.Б. Плешаковым (1960), А.Г. Родниковым, Р.Д. Родниковой и К.М. Севастьяновым (1969), А.М. Садреевым и В.Г. Хромовым (1963), Б.В. Ермаковым и О.И. Супруненко (1975). Б.А. Мар-

ковским и О.И. Супруненко (1972). Впервые же, насколько мне известно, М.Ф. Двали еще в 1955 г. в сводной работе по геологии Восточной Камчатки отметил, что таловская подсвита тюшевской свиты в типичных разрезах состоит из правильно чередующихся прослоев песчаников и глин, напоминающих отложения флишевого типа. Еще раньше своеобразный характер этих отложений, особый тип слагающих их пород и необычный вид их естественных обнажений подчеркнул Б.А. Алферов (1932), выделивший эти образования после изучения в бассейне рек Малая Чажма и Сторож в "полосчатую" свиту с диатомовыми слоями и "пестроцветную" толщу.

Ниже приводится описание разреза третичных отложений Кроноцкого района по литературным данным и по наблюдениям автора.

Мощность, м

1. Богачевская свита в верховьях р.Ольги представлена толщей песчаников с небольшим участием алевро-аргиллитов и конгломератов. Песчаники образуют массивные или редко-горизонтально-слоистые пласты, мощность которых достигает нескольких десятков метров. Это темно-серые с зеленоватым оттенком породы, при выветривании бурые, от крупно- до мелкозернистых, плохо сортированные, с примесью гравия. Зерна гравия хорошо окатаны, с гладкой блестящей поверхностью, и легко отделяются от основной массы песчаника

более 3000

2. Чажминская подсвита ивановской свиты состоит преимущественно из глинистых пород. Несущественную роль играют маломощные невыдержанные прослои и линзы мелкозернистых песчаников.

Глинистые породы представлены массивными алевро-аргиллитами и аргиллитами, содержащими ту или иную примесь рассеянного алевроитового и мелкопесчаного материала. В глинистых породах наблюдаются линзы и конкреции, цементом в которых служат карбонатные минералы. Размер конкреций или толщина линз до 0,7 м. При выветривании как вмещающие породы, так и карбонатные конкреции "выбеливаются" — светлеют и становятся более рыхлыми. Песчаники, напротив, сохраняют темную окраску

около 2000

Между массивной чажминской свитой и вышележащей, ритмично построенной, флишевой формацией залегает переходная пачка, мощностью около 600 м, неравномерно переслаивающихся песчаников

и алевро-аргиллитов, в нижней части которой преобладают средние и мелкозернистые массивные песчаники, имеющие много общего с "богачевскими", мощность которых достигает 20-25 м. Выше по разрезу увеличивается количество алевро-аргиллитов, и появляются пакеты ритмичного чередования. Наконец, еще выше следует собственно флиш (Ермаков, Супруненко, 1975; Белова, 1961).

Во флишевой формации Кроноцкого полуострова выделяются две толщи, представленные различными типами флиша: нижняя толща, соответствующая татьянинской свите, и верхняя, известная как тюшевская свита. Они отличаются как по слагающим компонентам, так и по характеру их чередования и строению элементарных ритмов.

Мощность, м

3. Татьянаинская свита — песчано-глинистый терригенный флиш, сложенный песчаниками и алевро-аргиллитами. Те и другие породы могут присутствовать в виде отдельных, более мощных, до нескольких метров, самостоятельных пластов.

Песчаники и алевро-аргиллиты образуют элементарные ритмы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, находящиеся в примерно равном соотношении друг с другом; иногда один из этих компонентов несколько преобладает. Чаще преобладают песчаники, мощность которых достигает 1 м и более. Нижние границы песчаников резкие, и на них довольно обычны гироглифы механического происхождения: различной формы бугорки (куполовидные, конусовидные, валики), достигающие в высоту 3 см, знаки стекания осадка и другие формы, детально описанные Д.С. Несвитом и И.Б. Плешаковым (1960). Переход песчаника в вышележащий алевро-аргиллит постепенный, хотя иногда мощность переходных отложений очень мала. Неярко выраженная градиционная слоистость встречается почти повсеместно, а некоторые геологи считают ее главным отличительным и характерным признаком этого флиша (Марковский, Супруненко, 1972; Ермаков, Супруненко, 1975). Наиболее характерна горизонтальная слоистость, благодаря которой песчаники приобретают очень хорошую плитчатую отдельность, более толсто плитчатую внизу и более тонкую, вплоть до листовой в верхней, переходной к алевро-аргиллитам части пластов.

Реже встречается мелкая косая однонаправленная и разнонаправленная слоистость.

Согласно Б.А. Марковскому и О.И. Супруненко (1972), в основании ритма песчаник обычно массивный, выше — тонкозернистый параллельнослоистый, еще выше расположены мелко- и тонкозернистые разности, часто косо- или ко-соволнистослоистые, а в самом верху песчаник вновь горизонтальнослоистый. В наиболее тонкозернистой части песчаника наблюдаются мелкие складки оползания и конволютная слоистость. Правда, авторы делают оговорку, что эта схема (по А.Боума) не всегда выдерживается, а чаще всего те или иные элементы ритма выпадают, и упомянутые типы слоистости в некоторых случаях наблюдаются с трудом. Слоистость обусловлена, как правило, ориентированным расположением углефицированного растительного детрита и рассеянного органического вещества.

Песчаники мелкозернистые, значительно реже — крупнозернистые (главным образом в основании ритмов), крепкие, темно-серые с зеленоватым оттенком, а при выветривании светлеют и хорошо выделяются на фоне более темных алевро-аргиллитов. В нижней части пластов песчаники содержат гравий и мелкую гальку аргиллитов из нижележащего слоя, эффузивных пород, а также обломки фауны. Спорадически встречаются грубозернистые рыхлые песчаники с углистыми остатками и микроконгломераты (Двали, 1955). Внешне песчаники напоминают "богачевские", особенно когда они образуют самостоятельные пласты, более мощные, чем те, которые обычно участвуют в ритмичном чередовании

3000

По М.Б. Беловой с соавторами (1961), песчаники чаще всего состоят из плагиоклазов (40–60%), обломков горных пород (20–30%), кварца (10–15%), вулканического стекла, темноцветных и рудных минералов (5–10%). Реже песчаники туфогенные, состоящие из обломков пород (40–60%), плагиоклазов (20–30%), кварца (15%), вулканического стекла, темноцветных и рудных минералов (до 15%).

В отличие от богачевской свиты в породах ивановской свиты много мусковита, отсутствуют оливин и цеолиты.

Несколько иной состав песчаников, обобщенный для всей флишевой формации, приводят Б.А. Марковский и О.И. Супруненко (1972), согласно которым обломочные породы флишевого комплекса состоят из обломков эффузивных (30–45%, в том числе 10–30% вулканического стекла), осадочных — глинистых, алевроитовых (15–20%) и кремнистых (3–4%) пород, моноклинных пироксенов (1–2%), роговых обманок (1–2%), биотита и рудных минералов (до 2–3%), глауконита, единичных обломков калишпата, мусковита, эпидота.

Одно из наиболее существенных отличий пород флишевого комплекса от подстилающей части разреза — повышенное (нередко до 20–30%) содержание обломков вулканического стекла. Учитывая свежий облик плагиоклазов и остроугольность обломков стекла, следует считать, что по крайней мере часть их, а также наиболее свежие обломки эффузивных пород имеют пирокластическое происхождение. Очевидно, с повышенным содержанием пирокластического материала связано более широкое, по сравнению с нижележащей частью разреза, развитие цеолитов в породах свиты, тогда как другие вторичные изменения проявлены здесь заметно слабее. Цемент, составляющий 10–40% песчаников, порового и соприкосновения, реже базального и коррозионного типов, по составу глинистых, хлоритово-глинистых, хлоритовый, цеолитово-глинистый, цеолитовый и редко — карбонатный.

Органическое вещество представлено углефицированным детритом размером от 1–2 до 5 см и мелким пылевидным веществом, частицы которого ориентированы по слоистости.

Алевро-аргиллиты темно-серые, на свежем сколе почти черные, с зеленоватым оттенком. Слоистость в свежих образцах наблюдается плохо, а при выветривании они рассыпаются на мелкие чешуйки и плитки по слоистости. Аргиллитам (Марковский, Супруненко, 1972) свойственно присутствие хорошо окатанных гравийных зерен и гальки размером до 10–15 см, главным образом окремненных аргиллитов и эффузивных пород, изредка валунов эффузивов, достигающих 0,6 м в поперечнике.

Кроме указанных типов пород, в нескольких обнажениях были встречены пласты светло-серых, сильно светлеющих при выветривании диатомитов (мощностью от нескольких дециметров до 1 м и более), залегающих среди пачек ритмичного строения. Границы таких пластов с окружающими породами резкие, и породы имеют "чужеродный", не свойственный толще в целом состав. Диатомиты большей частью массивные, но иногда можно видеть плохо выраженную горизонтальную слоистость.

Мощность, м

4. Тюшевская свита представлена правильным флишевым чередованием песчаников и глинистых пород. Она лежит на татьянинской свите с постепенным переходом. Естественные выходы свиты отличаются общей светлой окраской и тем, что более устойчивыми к выветриванию являются не песчаники, как в обычном терригенном

флише и в татьянинской свите, а глинистые породы, которые образуют выступы. Песчаники, наоборот, легко разрушаются, высыпаются, и на их месте в обнажении остаются углубления.

Песчаники и глинистые породы составляют элементарные флишевые ритмы мощностью от первых сантиметров до первых дециметров, но наиболее часто встречается мелкоритмичное чередование. Характер границ и структурно-текстурные особенности пород те же, что и в татьянинской свите. Так же, как и там, полный набор текстур по схеме А. Боума в одном ритме встречается редко. Обычно в ритмах отсутствуют те или иные интервалы.

Песчаники мелко-среднезернистые темно-серые с зеленоватым оттенком, очень рыхлые, а в некоторых обнажениях легко разминаются руками. По составу они не отличаются от песчаников татьянинской свиты (Ермаков, Супруненко, 1975). По данным М.Б. Беловой (1961) песчаники сложены зернами осадочных пород, андезитов и пемзы (20–60%), плагиоклазами (25–40%), кварцем (10–30%), а также темноцветными минералами – пироксенами, биотитом, мусковитом, и розовой обманкой.

Глинистые породы представлены различными переходами от аргиллитов до диатомитов. Аргиллиты алевроитистые, серые, иногда с зеленоватым оттенком, в сухом виде светло-серые, почти белые, опоковидные, крепкие. Различаются аргиллиты диатомовые, опоковидные с углистыми включениями и карбонатизированные (Белова, 1961). М.Ф. Двали (1955) отмечает, что глины представляют собой тонкие туфы, а опоки – спонголиты и радиоляриты. Примесь алевроитового материала представлена плагиоклазами, кварцем и обломками андезитов. При сильном окремнении образуются чистые опоки пестрой окраски – от белесоватой до темно-бурой, почти черной, а при крайней степени окремнения – стекловидные, просвечивающие на краях образцов 4000

Во всей флишевой формации широко развиты подводнооползневые образования, описанные Д.С. Несвитом и И.Б. Плешаковым (1960). Они встречаются внутри элементарных ритмов, захватывая обычно верхнюю часть зернистых пластов; иногда эти образования нарушают несколько слоев, и тогда мощность подводноопол-

зневых масс достигает нескольких десятков метров. Они представлены как отдельными монопородными глыбами, блоками, отторженцами, так и пакетами ритмичного чередования. Наибольшее развитие подводнооползневые явления получили в разрезах по рекам Ольге и Татьяне. Все подводные оползни приурочены к северо-западному борту Тюшевского интрагеосинклинального прогиба, что, по мнению этих авторов, может указывать на заметный уклон здесь морского дна и на активность тектонических движений.

Флишевая формация Кроноцкого полуострова содержит сравнительно много ископаемых органических остатков. Повсеместно, особенно в глинистых породах татьянинской свиты, встречается рассеянный органический пылевидный материал и мелкий углефицированный растительный детрит.

Аргиллиты (Марковский, Супруненко, 1972), как правило, содержат до 40–50% микроорганизмов – преимущественно диатомовых водорослей и реже фораминифер. Встречаются прослои диатомитов, заключающие до 60–70% остатков диатомей. В незначительных количествах диатомей присутствуют и в пепловых туфах.

В самых низких горизонтах флишевой формации по р.Малой Чажме отмечены пресноводные диатомовые. Выше по разрезу количество диатомей увеличивается, а в самых верхних горизонтах тюшевской свиты они настолько обильны, что образуют настоящие диатомиты.

В тюшевской серии В.С. Шешуковой–Порецкой (Белова, 1961; Шешукова–Порецкая, 1967) определено более 100 видов диатомовых водорослей, причем в одном образце встречалось от 14 до 40 форм. Это главным образом планктонные формы, обитатели открытой части неритической зоны обширного морского бассейна, по-видимому, с нормальной соленостью.

Макрофауна немногочисленна и представлена главным образом пелециподами, встречающимися преимущественно в основании ритмов и характеризующими отложения как нижне- и среднемиоценовые.

Отложения, слагающие Восточно-Камчатский синклинирий, как это явствует из современной конфигурации этой структуры, осаждались в узком удлиненном морском бассейне – межгорной впадине, по А.М. Садреву и В.И. Хромову (1963), интрагеосинклинальном прогибе, по Родникову с соавторами (1969); ширина бассейна менялась от 10 до 60 км. С запада он ограничивался континентальным блоком Центральной Камчатки (современным Восточным Камчатским антиклинорием), являвшимся источником обломочного и вулканического материала. Эта же сторона бассейна, по-видимому, имела наиболее крутые наклоны дна, о чем свидетельствует приуроченность к ней подводнооползневых процессов, и характеризовалась наибольшей тектонической активностью, что проявилось в более интенсивных, чем на востоке, складчатых и разрывных дислокациях.

Восточное ограничение бассейна в известной мере проблематично. Если допустить, что возраст Курило-Камчатского глубоководного желоба докайнозойский, т.е., что он уже существовал в пери-

од накопления флишевой формации, то с востока поступление материала в бассейн, кроме синхронного вулканического, исключается. Однако геологические и геофизические данные, полученные в последние годы, включая результаты бурения с американского судна "Гломар Челленджер" на гайоте Мейдзи, расположенном к юго-востоку от Кроноцкого полуострова в пределах подводной возвышенности Обручева, свидетельствуют в пользу более молодого возраста желоба. Его заложение произошло около 38 млн. лет назад, в конце эоценового – начале олигоценового времени, до заложенных крупнейших разломов земной коры, а оформился он как узкая глубоководная депрессия в позднем миоценовое время – около 3 млн. лет назад (Супруненко, 1976).

Если это предположение верно, то флишевый прогиб представлял собой линейную депрессию в верхней части Прикамчатского борта желоба, который только начинал формироваться. Бассейн обрамлялся с востока, вероятнее всего, островным массивом суши, часть которого располагалась на территории Кроноцкого и Камчатского полуостровов.

Предположение о существовании к востоку обширной суши подтверждается и тем, что линии равных мощностей и изофациальные зоны протягиваются в северо-восточном направлении, а максимальные мощности флиша приурочены к перешейку Кроноцкого полуострова и сокращаются к юго-востоку. Одновременно увеличивается роль грубообломочного материала и появляются прибрежные отложения литорали, в том числе углесодержащие осадки (Арсанов, 1973). Последнее обстоятельство позволило А.С.Арсанову предположить, что суша была довольно обширной, а небольшая ширина современного шельфа Кроноцкого полуострова, указывает на то, что она располагалась в пределах современного континентального склона и далее в области океанического желоба.

Судя по составу обломочного материала, основная его масса поступала, вероятно, с Центрально-Камчатской вулканической зоны, где, начиная с конца раннемиоценового времени, вулканизм был преимущественно субаэральным и в среднемиоценовое время его продукты соответствовали по составу главным образом андезитам и дацитам (Ермаков, Супруненко, 1975).

Согласно этим же исследователям, материал поступал в бассейн и с расположенной восточнее суши, о существовании которой, кроме приведенных выше фактов, свидетельствует и трансгрессивное залегание флиша на палеогеновых вулканогенных образованиях в пределах Кроноцкого перешейка, а также аналогичный состав миоценовых отложений Командорских островов.

Глубина бассейна и, следовательно, генезис флиша достоверно не установлены. Большая часть макрофауны характеризует условия морского мелководья – от литоральных до неритических, хотя некоторые формы, найденные во флише, в настоящее время живут на значительных глубинах до одной и даже нескольких тысяч метров (Багдаварян и др., 1966). Диатомовые водоросли – как

бентосные, так и планктонные – в подавляющем большинстве обитатели неритовой области. Кроме морских форм диатомей, которые преобладают, встречаются редкие пресноводные диатомеи, а также океанические формы.

О близости берега наряду с другими данными свидетельствует, в какой-то степени, большое количество растительного детрита и углистых частиц, которые иногда образуют скопления в виде линз и прослоев до нескольких миллиметров толщины.

Таким образом, доказанным можно считать лишь то, что осадки первично накапливались в мелководной, вероятно, прибрежной части моря. Пути дальнейшего переноса осадков и место их окончательного захоронения не ясны. А.Г.Родников с соавторами (1969) считают, что накопление флиша происходило в центральных частях интрагеосинклинальных прогибов в условиях компенсированного погружения и неглубокого (до 400 м) моря; по направлению к бортовым частям флишевые толщи замещались прибрежными отложениями или терригенно-вулканогенными осадками. По мнению Б.В.Ермакова и О.И.Супруненко (1975), восточно-камчатский флиш обладает всеми признаками, свойственными турбидитам, и на основании этого сходства с южно-уральским флишем, описанным И.В.Хвостовой (1961), они пришли к выводу, что отложения формировались в глубоководных условиях. Основываясь на данных по общему погружению отложений флишевого комплекса и подстилающего туфо-эффузивного, а также по современным уклонам Курило-Камчатского желоба, они определяют возможную глубину флишевого бассейна в 500–550 м, а более вероятную – в 700–800 м. Если принять эту точку зрения, то следует считать, что большинство форм макро- и микрофауны переотложены мутьевыми потоками. Н.Г.Бродская (1963) также предполагает, что эти осадки глубоководные и что в разnose материала флиша немаловажную роль играли подводные грязевые потоки, возникавшие в связи с частыми землетрясениями.

Флишевая формация залегает на толще позднеолигоценового-раннемиоценового возраста, в которой признаки турбидитов отсутствуют или весьма редки (Ермаков, Супруненко, 1975). Эту толщу, включающую станицлавскую, чажминскую и двухлагерную свиты, названные исследователи считают наиболее правильным рассматривать в составе группы граувакковых формаций. Возможно также выделение чажминской свиты в пелитовую, а двухлагерной – в собственно граувакковую формацию.

Ниже граувакковой формации Б.А.Марковский и В.К.Ротман (1969) выделяют вулканогенно-осадочный комплекс с градиционной слоистостью (капицкую, ирунейскую и кирганикскую свиты на Камчатке, ватынскую серию и ачайвайамскую свиту в Корякском нагорье) в вулканогенно-турбидитовую формацию, сопоставимую с кремнисто-вулканогенной формацией других геосинклиналей. Хапцкая свита сложена вулканическими брекчиями и разнотекстурными вулканическими породами с подчиненными лавами основного состава и пелитовыми, в различной степени окремненными породами

с остатками радиолярий и фораминифер. Общая ее мощность превышает 2000 м. Вулканогенно-турбидитовая формация характеризует раннегеосинклинальную стадию, а флишевая – предорогненную.

После накопления флишевой формации на границе среднего и позднего миоцена проявилась алеутская фаза складчатости, вслед за которой в остаточных бассейнах и на суше накопились молассовая и вулканогенно-молассовая формации (Ермаков, Супруненко, 1975). Н.Г. Бродская (1963) включила богачевскую, ольгинскую и тюшевскую серии, т.е. весь терригенный комплекс, лежащий выше вулканогенно-турбидитовой формации Б.А. Марковского и В.К. Ротмана, в вулканогенно-осадочную формацию, для которой характерны наличие вулканогенного материала, мощных кремнистых толщ и флишеоидное строение отдельных частей разреза; последние сложены глинными и песчано-глинистыми отложениями морских, относительно глубоководных фаций. Н.Г. Бродская отмечает, что локально в Кроноцком районе встречаются спилиты, андезиты, различные порфириты и их туфы и целая гамма переходов от туфов до туфогенных разностей, нередко сменяющихся эффузивами, что связано с подводными или островами вулканами.

САХАЛИН

Обзор формаций о. Сахалин и выделение среди них флишевых об-
легчается публикацией обзорных работ (Родникова и др., 1968;
Родников и др., 1969, 1974; Геология СССР, т. 33, 1970; Сер-
геев, и др., 1973) (табл. 3, рис. 1).

К аспидной и спилито-диабазовой формациям К.Ф. Сергеев с со-
авторами (1973) относят древние предположительно палеозойские
метаморфические комплексы – вальзинскую серию и мезозойскую
(верхний триас? – нижний мел) набильскую серию, развитые глав-
ным образом в Восточно-Сахалинских горах. Этот формационный
ряд почти повсеместно прорван основными и ультраосновными ин-
трузиями, секущими и пластовыми телами. Терригенные породы в
нем развиты лишь в верхней части набильской серии и представле-
ны граувакковыми песчаниками. Ритмичные флишеподобные или фли-
шеоидные толщи не встречаются.

Аргиллиты, алевролиты и граувакковые песчаники, слагающие на
юге Сахалина айскую, найбинскую и быковскую, а на севере – ле-
бединскую и тымовскую свиты мелового возраста, отнесены к пес-
чано-глинистой, или аспидной, формации.

Однако включенная в песчано-глинистую, или аспидную, группу
найбинская свита – часть стратотипа верхнего мела для островов
Сахалин и Хоккайдо – по руководящей фауне аммонитов хорошо со-
поставляется с формацией Нижнее и, частично, Среднее Едзо, ко-
торые описаны японскими геологами как типичный флиш, перекры-
тый грубообломочной молассовидной формацией Хакобучи. Матери-
алы полевых исследований, а также перечисленные факты, почерп-
нутые из литературных источников, привели автора к выводу, что

Таблица 3

Главнейшие осадочные и осадочно-вулканогенные формации о. Сахалин, по
К.Ф. Сергееву с соавторами (1973)

Группа	Система	Отдел, ярус	Свиты, серии	Мощность, м	Формацион- ные ряды	Формационная принадлежность		
Кайнозойская	Неогеновая	Плиоцен	Маруямская	более 1200	Верхний	Молассовая регрессивная		
			Миоцен	Курасийская		1200	Молассовая трансгрессивная	
		Верхнедудуйская		250		Трапповая		
		Чеховская		1000		Флишевая		
		Невельская		1900		Отдаленная аспидная		
		Холмская		800		Отдаленные аспидная и спи- лито-диабазовая		
		Аракайская		900				
		Олиго- цен	Такарадайская	700		Нижний	Молассовая трансгрессивная	
			Эоцен	Краснопольская и нижнедудуйская			1200	Молассовая регрессивная
				Каменская			250	
Мезозойская	Меловая	Сантон	Краноярковская	800	Песчано-глини- стая или аспидная			
		Турон- коньяк	Быковская	2500				
		Нижний сеноман	Найбинская	1200				
			Айская					
	Юрская	Верх- ний?	Набильская	4500	Аспидная и спи- лито-диабазовая			
Палео- зойская			Вальзинская	1000				

из песчано-глинистой и аспидной формаций К.Ф. Сергеева целесообразно выделить самостоятельную флишевую формацию, предшествующую образованию моласс. Литологическое сопоставление найбинской свиты и свиты Едзо невозможно из-за отсутствия опубликованных сведений по строению и составу найбинской свиты.

Выше залегают прибрежно-морские песчано-алевритовые отложения с гравелитами, конгломератами и углями, слагающие красноярскую свиту и отнесенные К.Ф. Сергеевым и другими геологами к регрессивной молассовой формации.

В палеогене и начале неогена, судя по разрезам Западного Сахалина, шло преимущественно континентальное и континентально-морское осадконакопление, которое к началу неогена становится все более глубоководным. Изменение фаций и мощностей палеогенового комплекса говорит о его формировании в постоянно углубляющемся изолированном бассейне перед фронтом воздымающихся горных сооружений восточной половины острова. Эти отложения отнесены К.Ф. Сергеевым к трансгрессивной молассовой формации.

Дальнейшее развитие Западного Сахалина вносит некоторый диссонанс в общепринятые схемы развития геосинклинальных прогибов, так как выше молассы отложились нижнемiocеновые аракайская и холмская свиты, сложенные морскими образованиями: аракайская свита представлена главным образом вулканитами андезит-базальтового и андезитового состава с широким развитием процессов спилитизации, а холмская – кремнисто-глинистой ассоциацией. Эти свиты отнесены к отдаленной спилито-диабазовой и отдаленной аспидной формациям.

Морскими же образованиями представлена и вышележащая среднемиоценовая невелинская свита, известная в литературе как типично флишевая формация (Родников и др., 1969; Сергеев и др., 1973). Среднемиоценовая флишевая формация трансгрессивно перекрывает молассовую формацию, объединяющей чеховскую, верхнедудскую и курасийскую свиты средне- верхнемиоценового возраста.

Заканчивается неогеновый комплекс Сахалина молассовыми мелководными и прибрежно-морскими, а в самом верху – континентальными отложениями маруямской свиты.

Таким образом, в пределах о. Сахалин целесообразно выделить две флишевые формации: 1) верхнемеловую – терригенного флиша, состоящую со свитой Едзо о. Хоккайдо и представленную найбинской свитой; 2) среднемиоценовую – вулканогенного флиша, представленную невелинской свитой в неполном ее объеме.

Среднемиоценовая флишевая формация, выделенная А.Г. Родниковым с соавторами (1969), упоминалась и ранее в рукописных работах сахалинских геологов. Она целиком уместается в пределах невелинской свиты; однако последняя представлена вулканогенным флишем только в районе г. Невельска и центральной части Лютогской депрессии. На остальной территории Сахалина в невелинской свите и ее аналогах отмечаются отдельные пачки чередующихся пород, чаще всего песчаников и алевролитов, но этот комплекс литологически не укладывается в рамки понятия флиша.

Мощность флишевой формации до 1500 м, наиболее полные ее разрезы наблюдаются по рекам Ясноморке и Ясаню Невельского района. Хорошие обнажения флиша имеются также в приустьевых частях других небольших рек, а также на морском берегу в окрестностях г. Невельска.

Нижняя подсвита невелинской свиты. Чередование массивных псефитовых и псаммитовых туффитов с туфоалевролитами и туфогенными аргиллитами. Мощность отдельных слоев туффитов и туфоалевролитов, на нижней поверхности которых нередко наблюдаются гироглифы, – 0,5–1 м. Преобладают же в разрезе прослой мощностью 2–8 см. Для верхнего горизонта нижневелинской подсвиты характерное переслаивание тех же пород, что и в нижнем горизонте, с преимущественным развитием псаммитовых и алевропсаммитовых туффитов в отличие от низов разреза, где преобладают псаммитовые и псефитовые разности.

Верхняя подсвита невелинской свиты. Нижний горизонт – часто переслаивающиеся псаммитовые туффиты, туфогенные алевролиты и аргиллиты, образующие ритмы с градиционной слоистостью. Отдельные прослой пелловых туфов и туффитов достигают мощности 8–10 м. Верхний горизонт – флишеидное чередование туфов, туффитов, туфогенных алевролитов и аргиллитов. В отдельных интервалах разреза подсвиты мощные горизонты туффитов и туфов разделяются пачками тонко переслаивающихся туффитов, туфогенных алевролитов и аргиллитов.

В Лютогской депрессии аналоги невелинской свиты сложены чередующимися песчаниками и алевролитами, сменяющимися массивными песчаниками. Отдельные прослой диатомитов. К востоку эти образования фациально замещаются флишем, представленным чередующимися песчаниками (с частыми гироглифами на подошвах пластов), алевролитами и аргиллитами.

Характерная особенность невелинской свиты – присутствие так называемых горизонтов с включениями, мощностью до 5 м, представленных грубозернистыми песчаниками, содержащими изометричные обломки и линзы алевролитов или более грубозернистых разностей песчаников. Образование их связывается с деятельностью мутьевых потоков в моменты усиления тектонических подвижек.

Становление флишевого комплекса происходило на северном окончании Исикари – Западно-Сахалинского миоценового бассейна, ограниченного на востоке Тымь-Поронайским взбросо-надвигом (на Сахалине) и разломом, вдоль края массива Хидака (на о. Хоккайдо). Бассейн имел в продольном разрезе ступенчатое строение: в его наиболее прогнутых частях накапливался флиш, а на поднятых участках отлагались более грубозернистые осадки. Локальный бассейн существовал и в районе Лютогской депрессии. Осадконакопление происходило в условиях неглубокого моря в пределах относительно узких зон (Родников и др., 1969).

ЗАРУБЕЖНАЯ ТЕРРИТОРИЯ ЯПОНСКИЕ ОСТРОВА

Наиболее древние формации флишевого типа Японских островов образовались в пермский период перед складчатостью Татэ, происходившей на границе перми и триаса. Флишеподобные отложения продолжали накапливаться и в начале триаса, однако с этого времени, вероятно, уже происходило формирование молассы.

К флишевым, согласно М. Минато с соавторами (Геологическое развитие..., 1968), могут быть отнесены верхнепермские серии Кума-Ясуба на внешней и группа Майдзуру на внутренней стороне Юго-Западной Японии, а также серия Тоёма южной части пояса Китаками в Северо-Восточной Японии (табл. 4, рис. 11). В нижнем-среднем триасе (Токуяма, 1962) к ним относятся скифско-анизийские серии Якуно района Майдзуру и Инаи в Китаками. Переходными к молассе в районе Майдзуру являются, вероятно, серия Ацу ладинского возраста, а сама моласса представлена карнийско-норийской серией Мине, которую А. Токуяма параллелизует с молассами "Нагельфлю" Альпийского пояса.

А. Токуяма относит перечисленные группы осадков, кроме Ацу и Мине, к одной из пяти выделенных им орогенических стадий, а именно – к проорогенической, когда в осевой части геосинклинали начали возникать эмбриональные складки. В Южной Японии флишевые осадки характерны только для внешней зоны Титибу. Синхронные им отложения во внутреннем поясе представлены континентальными фациями.

К началу накопления флиша основной подводный вулканизм в зоне Титибу завершился – поздняя пермь характеризуется отсутствием шалштейнов, столь распространенных в каменноугольных и особенно в девонских отложениях.

Позднепермский флиш включает, таким образом, две основные фации – серии Кума-Ясуба и Тоёма, а также третью фацию, которую можно считать промежуточной, – формацию Тераучи. Ниже приводится описание этих фаций по данным А. Токуямы (Токуяма, 1962) и М. Минато с соавторами (Геологическое развитие..., 1968).

Серия Кума распространена в районе Кума Центрального Кюсю, а также в районах Сакурадани и Майдзуру. Ее мощность – около 900 м. Она сложена черными сланцами, песчаниками и конгломератами с небольшими линзами известняков и характеризуется частыми фациальными изменениями. Конгломераты заключены в глинистых породах, состоят главным образом из галек гранита, диорита и габброидов и напоминают по своему строению оползневые брекчии. Известняки залегают в виде небольших линз, содержат редкие угловатые фрагменты палеозойских пород и фауны *labeina* – *Lepidolina*.

В типичном разрезе на о. Кюсю нижняя часть серии (500 м) сложена черными сланцами с прослоями хорошо сортированных слоистых песчаников, а средняя (450 м) – граувакками с частыми

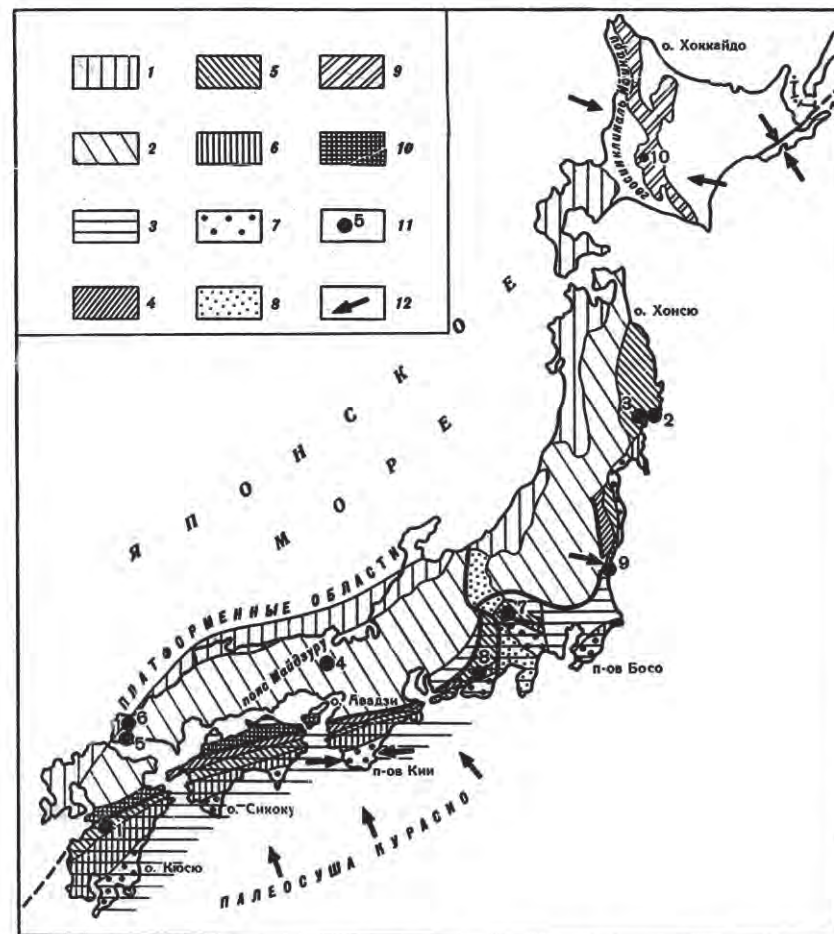


Рис. 11. Распространение флиша на Японских островах

Главные структурные зоны:

1 – Внутренняя, 2 – Срединная, 3 – Внешняя, 4 – Нагаторо, 5 – Титибу, Абукума, Китаками, 6 – Симанто, 7 – Накамура, 8 – Фосса Магна, 9 – Хидака, 10 – Идзуми; 11 – стратиграфические группы, цифрами обозначены: 1 – Кума и Майдзуру, 2 – Тоёма, 3 – Инаи, 4 – Якуно, 5 – Ацу, 6 – Мине, 7 – Самбосан, 8 – Оигава, 9 – Накаминато; 12 – направления сноса обломочного материала

включениями конгломератов мощностью более 10 м. Песчаники – это разновидность микробрекчии, состоящей из плохо сортированных обломков сланцев или кремней, кварца и полевых шпатов, сцементированных глинистой массой, иногда битуминозной. В целом для средней части характерны следы сингенетичного оползания. Округлые и угловатые гальки конгломератов плохо сортированы и

Таблица 4

Формационная принадлежность некоторых пермских и триасовых отложений Юго-Западной и Северо-Восточной Японии, по А. Токуяма (Токуяма, 1962) и М. Минато с соавторами (Геологическое..., 1968)

Система	Ярус	Юго-Западная Япония в том числе район (Майдзуру)		Северо-Восточная Япо- ния (район Китаками)		Формаци- онная принад- лежность
Триасовая	Норийский Карнийский	Серия Мине				Моласса
	Ладинский	Серия Ацу		Серия Сарагаи		
	Скифско- анизийский	Серия Якуно	Формация Варуиси	Серия	Формация Инаи Формация Казакоши	Флиш
			Формация Хонодани	Инаи	Формация Осава Формация Хираисо	
Пермская		Серия Кума- Ясуба (группа Майдзуру)		Серия Тоема		

расположены неравномерно. Большинство округлых галек сложено изверженными породами, более угловатые и меньших размеров – песчаниками и сланцами. Основная масса конгломератов обычно тонкая и состоит из глинистого материала или крайне плохо сортированной граувакки. Верхняя часть серии Кума (200 м) – это чередующиеся пласты песчаника, глинистого сланца и аргиллита, содержащие конгломератовые слои. Иногда наблюдается градационная слоистость, в частности в песчаниках, представленных очень плохо сортированными граувакками.

На территории Сакурадани серия имеет около 300 м мощности.

В зоне Майдзуру отложения, сходные с серией Кума, называются группой Майдзуру. Она содержит ископаемые остатки в двух фациях. Известняки содержат фузулиниды кумского облика, а сланцы – много брахиопод и пелеципод.

Х.Исоми (1965) описал морфологию знаков подошвы пластов с сортированной слоистостью из серии Майдзуру (слежки борозд размыва, различных выемок) и характер их расположения. Х.Исоми пришел к заключению, что направления палеопотоков, определенные по этим знакам, отражают осевое течение.

Конгломераты группы Кума (Matsumoto, Kanmera, 1949; Nakazawa, 1958) считались дельтовыми фангломератами, однако обилие глинистого материала и характерные текстуры заставляют относить их к подводнооползневым образованиям. Наличие же в них хорошо окатанных валунов А.Токуяма объясняет размывом более древних конгломератов типа Усугину, широко развитых в соседних областях.

По характерным особенностям – наличию оползневых конгломератов, градуированных пластов, глинистых осадков и отсутствию шальштейнов, серия Кума, по мнению А.Токуямы, напоминает меловые и раннетретичные флиши Альп, а также раннекаменноугольные граувакки Кульма, и поэтому ее следует считать разновидностью флиша, а не молассой, как считали Т.Мацумото, К.Канмера и другие исследователи.

Серия Тоема развита в горной стране Китаками. Она залегает с угловым несогласием на более древних породах вследствие складчатости Сэтомай, имеет мощность 1500–2000 м и состоит из монотонных черных аспидных сланцев с подчиненными пластами песчаников в средней части. Они иногда битуминозны и не содержат ископаемых за исключением ихнофоссилий типа *Notaculites* и редко брахиопод в нижней части серии. Песчаники сложены кварцем и карбонатным материалом, содержащим мелкие зерна первичного пирита, марказита и других минералов, характеризующих застойные условия. Мощные и монотонные сланцы Тоема свидетельствуют о том, что эти условия сохранялись в течение продолжительного времени при компенсированном прогибании. Учитывая, что разновозрастная, в целом грубообломочная, серия Кума имеет мощность всего 900 м, можно предположить, что бассейн Тоема очень быстро погружался.

Таким образом, в поздней перми внешнего пояса Японии выделяются две флишевые фации. На юго-западе это серия Кума – сравнительно грубообломочные отложения, напоминающие дикий флиш Альп. На северо-востоке – серия Тоема – монотонные глинистые сланцы.

Третья фация флиша – формация Тераучи регионов Атецу и Бичу имеет мощность 750 м и состоит из монотонных глинистых сланцев и песчаников с маломощными линзами известняков и тонкими прослоями кремней в нижней части.

В скифо-анизийское время флишевая седиментация продолжалась, в результате чего в зоне Майдзуру образовалась серия Якуно, а в районе Китаками – серия Инаи.

Серия Якуно перекрывает палеозойские породы несогласно и вблизи г. Якуно имеет мощность около 800 м. Нижняя часть серии (400–500 м) – формация Хонодани – сложена содержащими скифскую фауну глинистыми сланцами и граувакками, сходными с пермскими, но без оползневых конгломератов.

Верхняя часть (400–500 м) – формация Варуиси – представлена темно-серыми ленточными глинами, песчаниками и конгломератами. Песчаники состоят из остроугольных и плохо сортированных

обломков пород, полевых шпатов и кварца. В серии содержатся *nubiles*, *Hollandites*, брахиоподы и мелкие пелециподы.

Серия Инаи в районе Китаками лежит на серии Тоема с несогласием и несогласно перекрывается норийской серией Сарагаи. У нее много общих черт с группой Якуно в зоне Майдзур. Она имеет мощность 1500–3000 м и состоит из следующих четырех формаций:

Мощность, м

1. Хираисо – преобладают песчаники, внизу с базальным конгломератом, а сверху чередующиеся с прослоями известняковых и песчаных глин с признаками течений. Песчаники кварцевые с базальным известковым цементом. В подчиненном количестве содержат хорошо окатанные зерна полевого шпата и обломки кремнистых сланцев. В основании разреза западной окраины региона залегает толща туфов (20–50 м) основного состава 80–300

2. Осава – сложена преимущественно известковыми синими полосчатыми сланцами, иногда с тонкими прослоями песчаника, с пакетами тонко и ритмично переслаивающихся песчаников и сланцев; содержит остатки аммонитов и пелеципод скифского возраста 180–350

3. Казакоши – пласт песчаников между формациями Осава и Инаи. Песчаники кварцевые, но зерна в них не столь хорошо окатаны, как в Хираисо. Они содержат угловатые зерна полевого шпата, иногда листочки слюды и включения сланца. Мелкие брахиоподы в сланцах указывают на анизийский возраст 200

4. Инаи – полосчатые глинистые сланцы с редкими прослоями песчаника. Полосчатые сланцы представляют чередование известковых и более загрязненных темных осадков. Многочисленные листочки слюды до 2500

Осадочный материал серии Инаи сносился, по мнению М. Минато и других исследователей, как с востока, так и с запада. Причем с восточной стороны сносилось много обломков изверженных пород: лейкократовых гранитов, биотитовых трондьемитов, гранодиоритов, различных кислых пород, соскоритовых габбро, метAPERидотитов, а также амфиболитов и роговиков.

В отличие от подстилающей их серии Тоема сланцы Инаи отклонялись в сильное аэрируемое бассейне, о чем свидетельствуют многочисленные неритмические раковины. Монотонный состав при резко меняющейся мощности сланцев Инаи указывает на компенсированное осадконакопление в условиях неравномерного погружения

различных участков дна. Что касается песчаников, то хорошая окатанность и высокая зрелость обломочного материала наряду с тонкими химическими соединениями цемента (признак образования осадка в спокойных водах) свидетельствуют о том, что зерна были окатаны и сортированы задолго до осаждения их в бассейн. Очевидно, они переотложены из более древних палеозойских песчаников в уже обработанном виде. Относительно небольшое количество терригенного материала в серии Инаи показывает, что рельеф области сноса в это время был слабо расчленен.

Флишевый бассейн типа Инаи образуется сначала в районе Китаками (раннескифское время), а затем в Майдзур (скифско-анизийское время). В целом оба бассейна наследуют пермские прогибы. Так как нижне- и среднетриасовые отложения в других районах Японии денудированы, неизвестно, существовали ли в это время другие флишевые бассейны.

Необходимо еще указать на точку зрения М. Минато и других исследователей, что эти отложения нельзя рассматривать как типично флишевые, поскольку в них широко распространены аммониты и другие моллюски.

Кроме перечисленных выше флишей, из палеозойских и нижнетриасовых образований Японии к флишеподобным предположительно может быть отнесена часть пермско-триасовой группы Самбосан.

Согласно Т. Кимура (Kimura, 1966), эта группа содержит мощные пакки чередующихся между собой пластов песчаников и глинистых сланцев. Число таких пластов достигает нескольких тысяч. Группа Самбосан располагается в южной части зоны Титибу. Она протягивается вдоль Юго-Западной Японии и хорошо изучена на островах Кюсю, Сикоку, и Хонсю (в горах Канто, а также на п-ове Кии). В горах Канто, в районах Тамагава и Оигава песчаники обладают многими признаками, характерными для турбидитов.

После складчатости и движений Хонсю ($P_2 - T_2$) весь регион палеозойской антиклинали превратился в геоантиклиналь, занявшую большую часть островов Хонсю, Сикоку и Кюсю. Этот район, по М. Минато и другим исследователям, можно объединить в единую геологическую провинцию, существовавшую в течение мезозоя и палеогена. Это так называемый Главный пояс Хонсю, который, согласно С. Бубнову (1960), был особым видом шельфа, на океанической стороне которого продолжалось развитие эвгеосинклинальных поясов; это главный пояс Симанто в Юго-Западной Японии, внешний пояс Китаками в Северо-Восточной Японии и Главный пояс Хидака на о. Хоккайдо.

На южной оконечности зоны Титибу, в приграничной с зоной Симанто части, продолжалось интенсивное погружение, сопровождаемое подводной вулканической деятельностью. В триасе – нижней юре здесь отложились глинистые сланцы и песчаники с прослоями кремней, известняков и основных туфов, напоминающие верхнепалеозойские дофлишевые формации зоны Титибу. В приосевой части

пояса Симанто, на восточной окраине поясов Абукума, Китаками и Хидака в течение триаса и особенно юры также накапливались типичные эвгеосинклинальные комплексы, состоящие из глинистых сланцев, граувакк, частично известняков и кремней с участием базальтов, диабазов, спилитов и их туфов. В этих толщах, мощность которых не менее 8000 м, нередко следы оползания и мелкоритмичного строения.

Т. Кимура считает возможным отнести к флишеподобным турбидитам ритмично построенные юрско-меловые пачки, входящие в группу Симанто и протягивающиеся южнее площади Самбосан по р. Оигава. Упомянутые в его работе пачки представлены чередованием песчаников и сланцев, средняя толщина которых от нескольких миллиметров до 1,4 м, а в средней части разряда песчаники достигают мощности 5 м. Т. Кимура выделяет здесь три формации: нижнюю и верхнюю с подчиненными песчаниками и среднюю — с их преобладанием. Почти все песчаные слои можно рассматривать как турбидиты. В целом же строение пачки напоминает меловой флиш Идзуми (см. ниже). Хотя породы сильно дислоцированы, Т. Кимура, изучив ориентировку знаков подошвы, а также распространение мощностей и фаций, пришел к выводу, что источники сноса для турбидитов располагались не только на северо-западе, как обычно принято думать (Makiyama, 1950), но и южнее района Оигава. Такое расположение областей сноса, как показали наблюдения на п-ве Кии, сохранялось вплоть до палеогена (Nagata, 1965).

На островах Рюкю, и в частности на о. Окинава, К. Кониши упоминает метаморфизованные, лишенные вулканических продуктов толщи, образовавшиеся в позднемезозойском геосинклинальном прогибе. К. Кониши охарактеризовал их как турбидиты и назвал "флишем Кэйо" (Konishi, 1963).

К. Танака (Tanaka, 1965), К. Суяри (Suyari, 1965, 1966) и Н. Икебе с соавторами (Ikebe et al., 1968) описали литологические особенности группы Идзуми, накопившейся в прогибе Идзуми в течение кампана-маастрихта. Прогиб (и бассейн) Идзуми, который начал свое существование в верхнем триасе — юре, превратился в позднемеловое время в узкий трог, заполненный осадками, мощность которых достигала 7–12 тыс. м. П.Н. Кропоткин и К.А. Шахвартова (1965) считают, что это был окраинный прогиб на периферии палеозойской геосинклинали перед растущими горами Титибу. Отложения прогиба Идзуми, представленные верхнемеловыми породами, протягиваются от восточной окраины о. Кюсю, через острова Сикоку и Авадзи до западной части п-ова Кии в виде полосы шириной 20 км в районе г. Мацуяма, 5 км в районе г. Хекедаира и 12–15 км в восточной части о. Сикоку и на о. Авадзи. За эталон приняты отложения о. Авадзи и хребта Идзуми. Они залегают либо на гранитах и гнейсах метаморфического пояса Реке, либо на кислых вулканитах группы Сеннан.

Группа Идзуми — это мощная, не менее 7000 м, серия морских осадков с ископаемыми аммонитами, пелециподами, гастроподами

и морскими ежами. Она сложена в основном крупнозернистыми песчаниками вплоть до псефитов и сланцами непостоянной мощности с многочисленными маломощными прослоями кислых туфов. В основании описываемого комплекса залегает выдержанный пласт конгломератов. В группе установлено около шести циклов седиментации.

Основная часть группы Идзуми (второй-четвертый циклы), мощность около 6–7 тыс. м, характеризуется чередованием ритмов: конгломерат — песчаник — глинистый сланец. Породы несут следы градиационной слоистости, а грубозернистые осадки напоминают турбидиты (Tanaka, 1965). К. Суяри выделил в группе Идзуми нормально-морские фации, развитые на севере и юге бассейна, и турбидиты, занимающие его осевую часть. Судя по расположению знаков подошвы и фациальным переходам, мутьевые потоки возникали на севере и двигались на юг, поворачивая затем на запад вдоль оси желоба.

Признаки турбидитов, такие, как градиационная слоистость, пелитовые псефиты (параконгломераты), различные знаки подошвы, особенно следы течений и знаки нагрузки, биоглифы, в том числе *Paleodictyon*, и структуры оползания — обычны. Косая слоистость встречается редко.

За исключением органогенных горизонтов и фаций, отложения бедны ископаемой фауной.

В южной части зоны Идзуми, на п-ове Кии знаки течений на подошвах песчаников указывают на наиболее вероятные приближительные направления восток — запад или восток-северо-восток — запад-юго-запад. Снос осадков с северо-запада или с севера имеет подчиненное значение. Повторяющееся продольное поступление материала мутьевых потоков с востока вдоль осевой зоны трога играло важную роль в накоплении необычно большой мощности группы Идзуми. Ф. Кюнен (Kuenen et al., 1957) называет такой процесс продольным наполнением удлинённых бассейнов седиментации. Серия Идзуми смята в интенсивные складки, а в зоне Срединной линии Т. Мията описал структуры будинажа (Miyata, 1975).

Очень сходна с группой Идзуми развитая севернее, в восточной части пояса Абукума, верхнемеловая формация Накаминато. Это сходство, по мнению К. Танаки (Tanaka, 1970), заключается не только в общности литологии и фауны, но и в характере тектонической обстановки и палеогидродинамических условий в области седиментации. Формация изучалась в районе Накаминато к востоку от г. Мито в обнажениях на берегу Тихого океана. Она составляет самую верхнюю часть группы Нака, нижняя часть которой сложена конгломератами с прослоями аргиллитов.

Формация Накаминато мощностью до 1900 м представлена, согласно К. Танаке и другим исследователям, главным образом песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов. Здесь найдены морские ежи и моллюски — инциерамы и аммониты, указывающие по аналогии с группой Идзуми на кампанский возраст. Преобладают турбидиты, в том числе флюксотурбидиты, сопровождающиеся часты-

ми оползневыми явлениями. По количеству и некоторым признакам грубых осадков турбидиты делятся на три крупных и десять мелких циклов седиментации. Вероятная причина образования циклов – изменение скорости поднятия в области питания и условий среды при осадконакоплении.

Измерения ориентированных текстур позволяют предположить, что обломочный материал приносился с запада мутьевые потоки, награвленные к юго-востоку и пересекавшие ось бассейна под разными углами.

На п-ове Кии распространены два типа меловых отложений (Танака, 1974). На севере это преимущественно неритические и частично паралические осадки зоны Титибу, а на юге – геосинклинальные образования в основном флишевого типа, содержащие песчаники-турбидиты, развитые в поясе Симанто и входящие в состав одноименной группы.

Изучение ориентированных текстур турбидитов показало, что продольная транспортировка обломочного материала в бассейне происходила с запада, а латеральное поступление – вероятно, с севера. Это подтверждается и расположением фаций. Достоверных же данных о питании материалом с юга не было получено.

На Хоккайдо верхнемеловой флиш описан К. Танакой (Tanaka, 1970) в группе Едзо зоны Икусумбецу, которая считается классической областью развития меловых отложений на острове. Группа Едзо представляла собой позднюю стадию развития геосинклинали Хидака, существовавшей с раннего мезозоя, она залегает на неоконской группе Сорати. Последняя является верхней частью серии Хидака, представленной граувакками и глинистыми сланцами, выше которых лежат спилиты, их туфы, кремнистые породы и хемогенные известняки общей мощностью от 5 до 12 тыс. м. Возраст серии, по крайней мере группы Сорати, – юрско-нижнемеловой (Богданов, 1969).

Группа Едзо объединяет толщу разновозрастных (от апта до маастрихта) отложений. Она разделяется на Нижнее, Среднее, Верхнее Едзо и Хакобути. Благодаря богатым находкам аммонитов и иноцерамов, разрезы группы Едзо на о. Хоккайдо и в долине р. Найбы на Южном Сахалине служат эталоном сеноманских и более поздних отложений мелового периода Японии. Общая мощность группы Едзо составляет 5–6 тыс. м. Хотя в целом меловые отложения залегают непрерывно, в некоторых горизонтах отмечены местные эрозионные несогласия. Главная фаза складчатости на о. Хоккайдо падает на послепалеогеновое время. Севернее, на о. Сахалин, обнажаются аналоги группы Среднее Едзо и вышележащих отложений, представленные морскими мелководными прибрежными фациями, а в районе г. Александровска – угленосными.

Мощность, м

Группа Нижнее Едзо сложена главным образом песчаниками и аргиллитами с конгломератами в основании и линзовидными прослоями известня-

Мощность, м

ков с орбитолинами, пеллещитами, неринеями, кораллами и водорослями. Возраст группы – апт-ранний альб 700–1500

Группа Среднее Едзо в основном (около 1300 м) сложена аргиллитами и алевролитами, которые часто переслаиваются с песчаниками, образуя флишеподобную толщу. Возраст группы – средний альб – поздний турон около 1600

Группа Верхнее Едзо представлена монотонной серией песчано-глинистых пород с узловатыми и известковыми конкрециями и обильной фауной аммонитов и иноцерамов. Возраст группы – турон-кампан 1000–1500

Группа Хакобути сложена относительно грубо-зернистыми осадками – песчаниками и конгломератами, содержит отпечатки литоральных и неритовых пеллещитов и датируется кампан-маастрихтским возрастом менее 800

В группе Едзо насчитывается тринадцать прослоев туфов: дацитовых, риолитовых, иногда андезитовых. Согласно М. Минато и соавторам, рассматриваемый меловой разрез и в особенности Среднее Едзо – это часть геосинклинальных осадков синорогенический или "препароксизмальной" стадии орогении Хидака. В соответствии с определением флиша А. Зейлахера (Seilacher, 1967) К. Танака отнес флишевые осадки зоны Икусумбецу к "подлинному" флишу. Подавляющее большинство пластов песчаника характеризуется различными признаками турбидитов. Однако в некоторых частях разреза развиты массивные или неяснослоистые песчаники или аргиллиты с незначительным количеством признаков турбидитов или без них. Очень значительную роль играют конгломераты и подводнооползневые горизонты.

Ниже дана краткая характеристика основных типов мелового флиша Хоккайдо.

Песчаники образуют слои от долей сантиметра до нескольких метров мощности. Среди них можно выделить массивные, слоистые, ритмически переслаивающиеся со сланцами, спорадически расположенные среди сланцев и часто чередующиеся со сланцами. Наиболее широко распространена третья, ритмичная разновидность, в которой песчаники имеют мощность от 3 до 100 см. Они серые или темно-серые, тонко- или среднезернистые. Сланцы, участвующие в чередовании с песчаниками, имеют толщину 1–30 см. Пласты песчаника очень выдержаны по простиранию и отделены от нижележащих сланцев эрозийной поверхностью. Песчаник обычно умеренно или слабо сортирован и содержит илестые включения. Повсеместно встречаются мел-

кая косая, конволutedная слоистость и различные ориентированные текстуры: знаки течений и нагрузки, иногда рябь течения. Однако ни волновая рябь, ни крупная косая слоистость не обнаружены, как, впрочем, и другие признаки мелководности. Органогенные гироглифы встречаются на основании относительно маломощных пластов тонкозернистых песчаников.

Мощные (по 30–100 см) песчаники обладают чаще градиционной, нежели горизонтальной или косой слоистостью, характерной для слоев, мощность которых меньше 30 см. Все эти признаки позволяют считать песчаники турбидитами.

По составу песчаники могут быть отнесены к грауваккам, так как обломки пород обычно преобладают над минеральными обломками – кварцем, полевым шпатом и тяжелыми минералами. Кварц большей частью магматического происхождения, а тяжелые минералы представлены цирконом, гранатом, турмалином, биотитом и железистыми минералами. Обычны включения глинистого сланца.

Сланцеватые породы подразделяются на четыре категории: песчаные алевролиты, горизонтальнослоистые песчаные алевролиты, горизонтальнослоистые алевролиты и массивные алевролиты. Из них наиболее распространены (и как мощные слои, и как составная часть чередования) горизонтальнослоистые песчаные алевролиты.

Морская микрофауна встречается изредка в известковых конкрециях. Это тонкораковинные, слабо скульптурированные, сравнительно вышуклые свернутые аммоноидеи и пелециподы с тонкими раковинами. Сообщества фораминифер в аргиллитах представлены бентосными известковыми и песчаными формами. Следовательно, можно предполагать, что образование аргиллитов происходило в глубоком бассейне.

Конгломераты разделены на полимиктовые, внутрiformационные и параконгломераты. Полимиктовые конгломераты сложены хорошо окатанными гальками песчаников, сланцев, кремней, андезитов, риолитов, контактовых роговиков и габброидов. Внутрiformационные конгломераты состоят из тонких мелких табличек сингенетического сланца в песчаном цементе. Параконгломераты обладают всеми признаками подводноползневых масс.

Туфы, туфопесчаники и туфоаргиллиты обычно имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, изредка до метров. Туфы витрокристаллокластические или витрические, дацитового и андезитового состава.

Известковые конкреции величиной от нескольких сантиметров до нескольких дециметров залегают среди сланцев, сложены известковым сланцем или мергелем и иногда содержат аммониты и иноцерамы.

Наличие в группе Едзо ритмичного чередования со всеми признаками типичных турбидитов, а также другие характерные текстурные и структурные признаки, включая следы подводного оползания, позволили К. Танаке уверенно выделить ее в верхнемеловую флишевую формацию. В отношении происхождения флиша он присоединяется к точ-

ке зрения, что грубые и зернистые осадки, слагающие элементарные ритмы, это различные фации турбидитов, а глинистые породы имеют местное, глубоководное происхождение.

Этот же автор (Tanaka, 1971) описал в группе Среднее Едзо следы *Chondrites*, *Glocheria*, *Helminthoida*, *Helminthopsis*, *Lorenzina* (?), *Megagraption*, *Neonereites*, *Paleodictyon*, *Protopaleodictyon*, *Scolicia*, *Spiraphe* (?) и *Zoophucos*, а также пять форм без названия. Большинство ископаемых следов обычны для мел-палеогенового флиша Европы, а некоторые встречаются только в эоценовом флише Испании. В целом наличие *Helminthoida* и *Paleodictyon* позволяет отнести вмещающие их осадки к фации *Nereites* А. Зейлахера, однако находки *Zoophucos* в части осадков свидетельствуют о том, что последние относились к более мелководной одноименной зоне, по А. Зейлахеру. Очень сходные биоглифы были обнаружены в области Симанто (на п-ове Кии, островах Сикоку и Окинава), где они также были отнесены к фации *Nereites*.

В сторону суши флиш переходит в неритовые песчаники и массивные алевролиты прибрежных фаций, а в сторону моря – в сравнительно удаленные от берега фации сланцев или слоистых аргиллитов.

Флишевый разрез является нижней частью единого крупного цикла седиментации, представленного почти всей группой Среднее Едзо. В нем выделяется три меньших цикла мощностью от 100 до 500 м, которые, в свою очередь, состоят из циклов более мелкого масштаба. Это разделение осуществлено на основании характера ритмичности толщи, а также направления палеопотоков. В нижней и верхней частях крупных циклов обычно наблюдаются кислые туфы. Величина циклов, по мнению К. Танаки, находится в прямой зависимости от масштаба тектонических и, в частности, эпейрогенических движений.

Анализ ориентированных текстур показал, что перенос обломочного материала мутьевыми потоками на востоке происходил вдоль оси бассейна в северном направлении, в то время, как на западе преобладала транспортировка с запада, причем она сопровождалась подводноползновыми явлениями.

Направление палеотечений, а также фациальные изменения отложений твердо доказывают, что часть основного массива суши, точное положение которого неизвестно, могла быть расположена к западу от флишевого бассейна. Более того, предполагается, что на западе существовало два источника питания (Tanaka, Sumi, 1975). Подобное расположение областей сноса и накопления материала сохранилось и позднее, во время образования групп Верхнее Едзо и Микаса. Правда, тот же автор (Tanaka, 1963) несколько раньше предполагал, что для Северного Хоккайдо источники сноса находились не только к западу, но и к востоку от этого острова.

Палеогеновые отложения в зоне Симанто характеризуются развитием различных флишевых фаций, мощность которых превышает 5 тыс. м, а по Р.Д. Родниковой (1975), – 7 тыс. м. для песчано-

глинистой (флишеидной) формации. Эти отложения бедны, как правило, макрофаунистическими остатками, поэтому стратиграфическое положение многих разрезов остается неясным. Однако здесь обнаружены многочисленные следы полихет и другие гиероглифы. На верхней поверхности слоев граувакк, которые обладают обычно градиционной слоистостью, развиты некоторые волноприбойные знаки и следы течений. Иногда граувакки тонкослоисты, часто содержат угловатые обломки глинистых сланцев.

На западе Главного пояса Японии формировались флишевые, главным образом, осадочные фации, частично ассоциирующие с основными лавами и известняками. Кроме того, в этой части развиты и конгломераты. На востоке флишевое осадконакопление сопровождалось довольно интенсивными подводными излияниями базальтов, с образованием мощных слоев подушечных лав и туфов. В этих же восточных разрезах есть слои роговиков и известняков, а также мелкие тела серпентинитов, связанных с базальтовыми лавами.

Палеогеновые и нижнеогеновые слои интенсивно дислоцированы в систему линейных складок, образованных вследствие тектонических движений Такатихо.

Хотя в целом палеогеновые отложения пояса Симанто имеют флишевый характер, некоторые разрезы представлены нефлишевыми, массивными толщами. Меняются по простирацию и морфология, и состав флишевых толщ. Флиш характерен в основном для южной части Главного пояса Симанто, так называемой геосинклинали Накамура, и по своим особенностям сходен с вулканогенно-терригенным флишем р. Богачевки побережья Камчатского залива и Усть-Камчатского района (Кропоткин, Шахварстова, 1965).

В южной части о. Кюсю это группа Хюга — чередующиеся песчаный и глинистый (черный) флиши эоценового возраста до 4000 м мощности, которые по простираию могут переходить в неритмичные осадки. Выше залегает олигоценовая группа Нитинаи — ритмично переслаивающиеся мощные пачки и тонкие слои граувакк и сланцев с углистыми сланцами и риолитовыми туффитами. На ней лежит группа Сакатани — в основном грубозернистые песчаники нижнемиоценового возраста.

В северном субпоясе Юго-Западного Сикоку песчаный флиш имеется только в нижнем миоцене — это средне- и крупнозернистые песчаники. Центральный субпояс острова сложен отложениями флишевой формации Хата (эоцен). В южном субпоясе развита олигоценовая (?) формация Тосасимидзу — преимущественно глинистый флиш. Она, в свою очередь, перекрывается нижнемиоценовой формацией Мисака — песчаным флишем, богатым кварцевыми песчаниками. В верхней части флишевого комплекса многочисленны формы ряби и ископаемые полихеты.

В Юго-Восточном Сикоку развита группа Муротоханто, представленная главным образом различным флишем с несколькими подчиненными горизонтами подушечных базальтовых лав и конгломератов. Во флише развиты ископаемые полихеты и моллюски.

В южной части п-ова Кии — в северном, центральном и южном субпоясах Главного пояса Симанто палеогеново-нижнеогеновая группа Муро представлена в основном чередующимися пачками песчаного и глинистого флиша. Нижнемиоценовая часть группы включает отложения, сходные с диким флишем, и лежит на палеогене с перерывом. Флиш представляет собой ритмичное чередование более или менее мощных слоев граувакк, слоистых песчаных сланцев, местами с оползневой структурой. На верхней поверхности граувакковых пластов обычно встречаются волноприбойные знаки, а на нижней — ходы червей и выемки, оставшиеся от разрушенных организмов.

По данным Т. Харата и Х. Судзуки (Harata, 1965; Харата и др., 1967), флишеподобные отложения пояса Муро на п-ове Кии достигают мощности 10–16 тыс. м и состоят из трех основных подгрупп: Отонасигава (низ), Йоморукава (середина) и Укегава (верх). Тщательный анализ ориентированных знаков подошвы пластов привели Т. Харата к заключению, что во время образования подгруппы Йоморукава обломочный материал сносился с территории, расположенной к юго-востоку от зоны Симанто; позднее эта суша погрузилась в Тихий океан. В остальные периоды снос был с запада или востока. Кроме того, Т. Харата установил, что направление продольного разноса материала со временем менялось на обратное (с восточного на западный).

Группа Муро достаточно хорошо изучена в южном береговом обрыве п-ова Кии (Kurokawa, 1972) в районах Вабука и Таганура, где распространены типичные песчаный и глинистый флиши. В песчаниках обоих типов флиша обнаружены все признаки, типичные для турбидитов. Схема последовательности структур, по А. Боума, выдерживается здесь только для песчаного флиша и для наиболее мощных пластов песчаников глинистого флиша. В маломощных же слоях песчаника, характерных для глинистого флиша района Таганура, нижние интервалы, как правило, отсутствуют, а интервалы А и В не были обнаружены вообще.

Песчаники флиша состоят из кварца (38–73%), полевых шпатов (16–27%), обломков пород (5–15%) и матрикса (5–35%). Эти данные почти согласуются с наблюдениями Н. Икебе, К. Ичикава и К. Хузита, согласно которым песчаники группы Муро на п-ове Кии имеют состав, промежуточный между кварцевыми аркозами и граувакками, а в конгломератах преобладают кремни и изредка встречаются кристаллические сланцы и кварцевые порфиры. Кроме того, найдены тонкие угольные прослои или пласты с остатками растений, а в некоторых пелитовых горизонтах — известковые конкреции (Ikebe, Ichikawa, Huzita, 1968). Эти же авторы пишут о находках в этом разрезе отпечатков *Paleodictyon* и других биоглифов, а А. Фугада и И. Катто описали из флиша свиты Муро на п-ове Кии, а также на юге о. Сикоку и на о. Окинава серию ископаемых следов, весьма схожих с комплексом следов, обнаруженных в свите Среднее Едзо о. Хоккайдо (Tanaka, 1971). Поэтому вмещающие их осадки могут быть отнесены к глубоководной фации *Nereites* А. Зейлахера.

В восточном районе пояса Симанто, на его южной окраине развита палеогеновая группа Сэтогава, нижняя и средняя части которой сложены почти исключительно флишем, а верхняя – глинистыми породами с подушечными лавами и туфами авгитовых, пикритовых базальтов, а также телами серпентинитов, кремнистыми сланцами и известняками.

На о. Хоккайдо (Kiminami, 1975) палеогеновая серия Немуро образована ритмично переслаивающимися песчаниками и глинистыми сланцами со следами подводного оползания. В основании и в верху серии развиты грубообломочные отложения, в том числе андезитовые конгломераты и туфиты. К нижней ее части, кроме того, приурочены силы долеритов и андезитов с подушечной текстурой, а также интрузии и дайки габбро. Предполагается, что свита накопилась на подводном склоне при участии течений, направленных во время образования нижней половины разреза к югу, а верхней – к северу. Различное направление течений объясняется взаимодействием гравитационных потоков обломочного материала, направленных вниз по склону и сильных донных океанских течений, параллельных склону.

К концу палеогена бассейны седиментации, по крайней мере в западной части области Симанто, испытали поднятие. На других участках осадконакопление продолжалось от олигоцена до раннего миоцена. В раннем миоцене характер осадконакопления изменился: в целом это была быстрая аккумуляция песчаного флиша с многочисленными слоями полевошпатовых, довольно грубозернистых песчаников, содержащих остатки неритовой фауны моллюсков или слоев дикого флиша. Мощность этих отложений достигает 1–2 тыс. м.

В среднем миоцене в западном, главном регионе Симанто–южной части п-ова Кии накопилась толща мощностью 1000–5000 м флишеподобных тонкозернистых осадков, выше которых лежат грубозернистые песчаники и аргиллиты с прослоями угля. Один из наиболее поздних флишевых бассейнов западного района (окрестности г. Миядзаки) образовался в результате позднемиоценового прогибания на денудированном комплексе Симанто. К концу миоцена в западной части Главного пояса Симанто геосинклинальное осадконакопление почти полностью прекратилось. Однако движения продолжались и позже, например в послемิโอценовое время на п-ове Кии, что привело к образованию крупных складок в средне- и верхнемиоценовых отложениях южной части полуострова. В целом после движений Такатихо западная часть региона превратилась в зону денудации. В это же время в восточной части региона в течение всего неогена развивалась новая геосинклинальная впадина.

Х. Судзуки и М. Татеиши (Suzuki, Tateishi, 1975) считают, что геосинклиналь Симанто была внутриконтинентальной, а обломочный материал поступал в нее не только с севера, но и с южной палеосуши Курисио. Очевидно здесь существовал континентальный массив, простиравшийся от впадины Нанкай к Филиппинскому морю.

Это предположение подтверждается и современными исследованиями в северной части Филиппинского моря.

После позднего плиоцена вся область Симанто была поднята и остается сушей до настоящего времени.

В восточной части Главного пояса Симанто, провинции Фосса Магна, в Южном Ахаиси и Южном Канто в раннем миоцене на самый верхний ярус группы Симанто, представленный флишеподобными толщами с туфогенным материалом, наложилось новое геосинклинальное прогибание. В течение миоцена, плиоцена и даже плейстоцена в этом районе накапливались мощные обломочные толщи, нижняя часть которых (серия Фудзигава) – флишеподобная, а верхняя представлена очень грубыми молассовидными отложениями. Все эти толщи были впоследствии сильно дислоцированы.

В центральной части п-ова Босо (Hirayama, Suzuki, 1968) флишевидное переслаивание описано в верхнеплиоценовой свите Отодаи. Согласно М. Минато и соавторам, формация Отодаи – это самая верхняя часть группы Кадзуса, возраст которой – верхний плиоцен – нижний плейстоцен. Указанные формации входят в состав огромной толщи осадков, которые отложились в центре бассейна Канто, где мощность только морских отложений превышает 5 тыс. м. Свита Отодаи образована ритмично чередующимися пластами песчаников и аргиллитов в примерно равном соотношении и содержит несколько маркирующих слоев туфов. Формирование песчаников и аргиллитов шло различными путями. Согласно данным изучения фаунистических комплексов, песок осаждался на дне мелкого моря и затем периодически перемешался с запада на восток в батинальную область, где постоянно накапливался ил. В восточном направлении мощности слоев песчаников и разреза в целом быстро убывают, в то время как мощности аргиллитов постепенно увеличиваются. Т. Накайима (Nakajima, 1973) считает, что эти отложения представлены турбидитами, осажденными из потоков различной силы.

В отложениях, подстилающих группу Кадзуса, С. Токухаси и Т. Иваваки (Tokuhashi, Jwawaki, 1975) выделяют три свиты: Хота – олигоцен–нижний миоцен, Ава – нижний и средний миоцен, Тоека – верхний миоцен. Все они, утверждают авторы, содержат флишеподобные элементы с отдельными горизонтами пирокластических пород, которые по строению и соотношению мощностей значительно варьируют. Изменчивы были и направления палеотечений.

ПОЛУОСТРОВ АЛЯСКА

Верхнемеловая шумагинская флишевая формация, обладающая всеми признаками классического флиша, описана Ж. Муром в полосе, протяженностью около 1700 км вдоль континентальной окраины Северо-Западной Аляски и края шельфа Беринга (Moore, 1972; 1973).

Формация распространена на южном берегу п-ова Аляска и на прилегающих островах, в том числе на Санагских и Шумагинских,

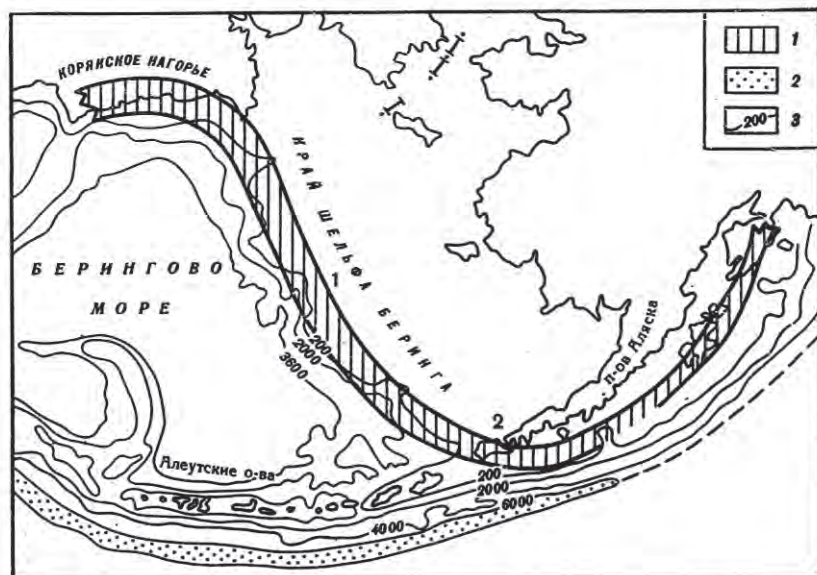


Рис. 12. Схема расположения мелового флишевого трога и современного Алеутского глубоководного желоба, по Ж. Муру (Moore, 1972)

1 - меловой флишевый трог; 2 - Алеутский желоб; 3 - изобаты, м; цифрами обозначены: 1 - каньон Прибылова, 2 - район Шумагинских и Санацких островов

откуда она получила свое название. Кроме того, образцы ее были получены драгированием со склонов Шумагино-Кодиакского и Берингийского шельфа, в частности, из акустического основания подводного каньона Прибылова (рис. 12).

Флишевая формация сложена в большей своей части чередованием песчаников и глинистых пород, представляющих собой типичные турбидиты. Ж. Мур различает три типа чередования: грубое (35%), тонкое (35%) и промежуточное (30%). Содержание в толще леплловых прослоев и грубообломочных пород ничтожно - менее 0,5%. Все три типа переслаивания представляют собой, по мнению Ж. Мура, три фации турбидитов, сменяющие друг друга по латерали и по вертикали.

Мощность формации - 3-4 тыс. м.

Песчаники, участвующие в грубом чередовании, массивные, мощностью от 1 до 10 м, в среднем - 1-5 м, а мощность глинистых прослоев обычно составляет менее 15 см. Нижние поверхности песчаников резкие, верхние постепенные, хотя переход к алевро-аргиллиту достаточно быстрый. Песчаники этого типа содержат обломки и включения глинистого материала, придающие породам брекчиевидный облик.

Песчаники, образующие тонкую ритмичность, маломощные (5-20 см), и соотношение их с глинистыми породами значительно меньше, чем в грубом чередовании - 1:3, 1:4. Окраска песчаников более темная, с зеленоватым оттенком при выветривании.

Между указанными типами чередования существует целая гамма взаимопереходов, "промежуточных" типов, которые обладают смешанными признаками, однако типичные промежуточные слои имеют мощность 20-60 см, а отношение песчаник - алевро-аргиллит - от 1:1 до 6:1.

В целом песчаники флиша от средне- до мелкозернистых. Более мощным слоям свойственна и более крупная зернистость, и большая крепость. Массивные и промежуточные песчаники сложены обломками пород, плагиоклазами и кварцем. Меньшую часть составляют щелочные полевые шпаты, слюды и тяжелые минералы. Средние содержания компонентов (в %): а) для шумагинских песчаников: кварца - 21, полевых шпатов - 28, обломков пород - 51; б) для санацких: кварца - 21, полевых шпатов - 30, обломков пород - 49. Плагиоклаз значительно более характерный, чем щелочные полевые шпаты. Встречается как микроклин, так и санидин, представляющие продукты разрушения соответственно интрузивных и вулканических пород. Среди обломков пород вулканические породы составляют более 94% от общего их количества. Меньшая часть представлена интрузивными и осадочными породами, и очень редки метаморфические фрагменты. Глинистые включения - результат разрушения незатвердевшего субстрата (морского дна). Слюды в соотношении биотит > хлорит > мусковит составляют менее 1%. Мусковит всегда свежий, а биотит частично может быть превращен в хлорит. Не прозрачные минералы составляют менее 1%.

Внутрипластовые текстуры в целом соответствуют схеме А. Боума. Мощные пласты сложены главным образом интервалом А, а тонкие состоят из интервалов С-Д-Е и Д-Е. Текстуры поверхностей напластования представлены обильными механоглифами и биоглифами. Среди механоглифов наибольшим распространением пользуются знаки течений (разнообразные по форме и размерам язычковые гиероглифы и слепки с борозд волочения), а также знаки нагрузки и стекания материала. Биоглифы представлены ископаемыми следами жизни, в частности *Helminthoida crassa* и *Paleodictyon*. Согласно А. Зейлахеру (Seilacher, 1964), эти фоссилии - представители "нерейтовой" глубоководной фации, характеризующей турбидиты, и они идентичны формам, найденным в современных океанах на глубинах 4700 м. Таким образом, данные по ихнофауне свидетельствуют об абиссальных глубинах образования шумагинский флишевой формации. В пользу этого предположения говорит также полное отсутствие мелководной макро- и микрофауны.

Грубообломочные породы - это подводнооползневые массы мощностью до нескольких метров. Гальки и валуны в них достигают 20 см в диаметре и представлены известковистыми алевролитами и песчаниками, кромьями, вулканическими и интрузивными породами. Наполнителем служит мелкообломочный вулканический материал.

Пепловые слои очень редки и не превышают 7 см толщины. Они состоят из мелких осколков кристаллов полевого шпата в девитрифицированной основной массе, мелких обломков стекла и длиннотрубчатой пемзы.

Форма и состав обломков указывают на источник сноса, сложенный свежееизлившейся лавой и пирокластикой и расположенный по соседству с областью осадконакопления, с которого транспортировка вулканического материала во флишевый трог происходила без предварительной обработки.

Изучение текстурных знаков на подошвах пластов, а также ориентировки осей в подводноползневых образованиях привели автора к выводу о том, что обломочный материал сносился с шельфа по подводному склону в основном южной и юго-западной экспозиций мутьевыми потоками, которые, попадая в узкий трог, ориентированный вдоль края шельфа, поворачивали на запад, а затем на север, вдоль оси этого трога, в направлении его наибольшей глубины. Таким способом транспортировалось и осаждалось большинство осадков, и лишь небольшая часть глинистых пород, считает Ж. Мур, образовалась в периоды затишья между мутьевыми потоками.

Если допустить, как замечает Ж. Мур, что песчаники правильно отражают происхождение осадка, то источник питания шумагинской формации был сложен на 60% вулканическим андезитовым материалом, на 20% — интрузивными и на 20% — осадочными и метаморфическими породами. Вместе с тем налицо признаки активного вулканизма. Хотя местонахождение источников питания не обнаружено, они, как полагают Ж. Мур и другие исследователи, либо неотличимы от более молодых вулканических толщ, либо перекрыты ими. Судя по современному состоянию от оси Алеутского желоба до активной островной вулканической дуги (около 200 км), аналогичный вулканический фронт по отношению к Шумагинскому желобу находился примерно в 200 км от выпуклого края выходов флиша в сторону континента.

Шумагинская флишевая формация согласно подстилается подушечными лавами, слоистыми кремнями и турбидитами триас-юрского возраста. Верхи формации неизвестны. Это позволяет считать, что она — лишь часть более мощного эвгеосинклинального комплекса, развивавшегося на окраине Американского материка до и в течение позднего мела. Этот эвгеосинклинальный, а в позднем мелу флишевый бассейн, как предполагает Ж. Мур вслед за К. Барком, Д. Сколом и другими исследователями (Moore, 1972), протягивался в виде узкого глубокого желоба от южной части Шумагин-Кодиакского шельфа, пересекая Алеутскую дугу, к северо-западу вдоль края шельфа Беринга через острова Прибылова и далее заворачивал на запад и юго-запад в пределы Корякского нагорья. Алеутская система дуговых желобов была, по-видимому, заложена в позднем мелу или в раннетретичное время и простирается сейчас южнее предполагаемого позднемелового трога; таким образом, смещение

последнего в сторону океана составило около 100–200 км. Это произошло непосредственно перед складчатостью и консолидацией шумагинской флишевой формации или совпадало со временем ее формирования.

Несколько позже, рассматривая этот же регион с позиций тектоники плит, Ж. Мур (Moore, 1974) предположил, что в мезозое Юго-Западная Аляска представляла собой вулканическую дугу, расположенную между желобом и островной дугой, в пределах которой обособлялись зоны интенсивно дислоцированных эвгеосинклинальных образований и слабо деформированных мелководных осадков. Субдукция, которая продолжалась с ранней юры до позднего мела, привела к уничтожению океанического борта глубоководного трога. Аляскинская система островных дуг и глубоководного желоба представляла собой в мезозое границу между Тихим океаном и континентом; последняя в настоящее время проходит вдоль Алеутской дуги.

НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ

П. Балланс (Ballance, 1964; 1974) описал как типично флишевую группу Вайтмана верхнеолигоценового — нижнемиоценового возраста в провинции Окленд Северного острова Новой Зеландии (рис. 13, 14). Главное развитие группа получила в северо-западной части острова, западнее бухты Хаураки, в полосе длиной 130 и шириной 60 км. Она залегает несогласно на метаморфизованных пермско-триасовых породах Новозеландской геосинклинали (по П.Н. Кропоткину, мезозойского геосинклинального прогиба), а также на неметаморфизованных осадочных породах от верхнемелового до среднеолигоценового возраста. Группа Вайтмата дислоцирована слабо — углы падения пластов не превышают 5°, а их мощность — 700–1000 м или несколько больше.

П. Баллас предполагает, что флиш образовался в бассейне, расположенном между двумя субпараллельными вулканическими дугами — западной и восточной и ограниченном с севера и юга приподнятыми горстами основания, представлявшими собой морские шельфы. Ширина этого бассейна между дугами — около 60 км, а расстояние между вулканами разных дуг — 100 км (см. рис. 13, 14). Главными источниками обломочного и вулканического материала служили западная дуга и северный шельф, несколько меньшую роль играл Восточный хребет.

П. Балланс различает по характеру чередования, составу песчаников и другим признакам три типа флиша: бедный вулканическим материалом, богатый вулканическим материалом и смешанный. Первый из них наиболее древний, а остальные два типа примерно одного возраста и залегают на нем согласнo.

Бедновулканический флиш развит на юге территории и состоит из чередования песчаников и алевро-аргиллитов. Песчаники с градиционной слоистостью и другими признаками турбидитов согласуются в основном с морфологической схемой А. Боума.

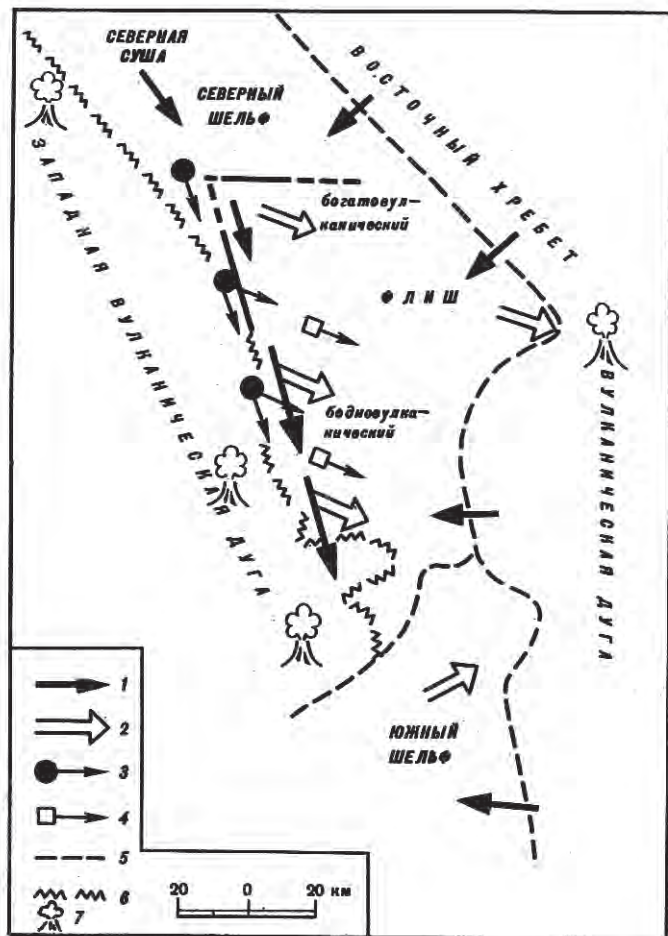


Рис. 13. Палеогеографическая обстановка и пути транспортировки материала флиша группы Вайтмата, по П. Баллансу (Ballance, 1974)

1 - немутевые течения; 2 - мутевые потоки; 3 - движение грубообломочного материала; 4 - вулканокластические лахары; границы: 5 - западная флишевых фаций, 6 - зоны по разломам; 7 - вулканы

Песчаники "литические" с преобладанием фрагментов аргиллитов, которые частично перемыты из пород основания, а частично из осадка, участвующего в переслаивании. Встречаются также включения алевролитов до 30 см в длину. Кварц и полевой шпат составляет вместе 20-30% объема песчаника, вся остальная масса (matrix) представлена тонкоизмельченным обломочным материалом, который характерен для верхней части слоев с градиционной слоистостью. Во всех песчаниках встречается растительный углефицированный детрит, в разной степени измельченный.

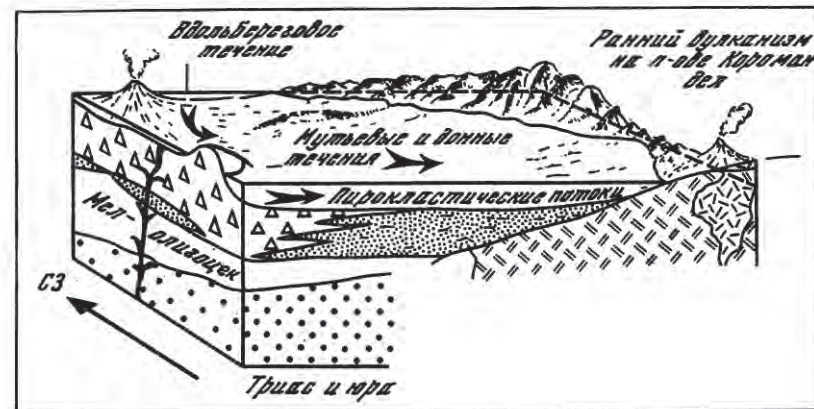


Рис. 14. Блок-диаграмма северной части группы Вайтмата с элементами палеогеографии, по П. Баллансу (Ballance, 1974)

Тяжелые минералы редки и среди них преобладают непрозрачные. Большинство прозрачных минералов представлено авгитом и гиперстеном, иногда обломками глауконита, эпидота, циркона и роговой обманки. Авгит и гиперстен, а также редкие обломки вулканических пород указывают на участие в образовании осадка западного синхронного вулканизма, хотя песчаники вулканического происхождения редки. Они отличаются зеленовато-серой окраской в выветрелом состоянии, большим содержанием глауконита, а также фораминифер и других ископаемых.

Богатовулканический флиш замещает к северу бедновулканический и, судя по всем признакам, он моложе. Песчаники этого флиша, в общем, мощнее и грубее, а полное сечение, по А. Боума, встречается редко. Мощность песчаников резко превышает мощность алевро-аргиллитов, которая обычно составляет не более 5-10 см. Песчаники же достигают мощности 17 м и могут служить маркирующими горизонтами. По составу они отличаются от песчаников бедновулканического флиша большим количеством обломков лавы, плагиоклаза, авгита, гиперстена и глауконита.

Смешанный флиш по признакам, составу пород сходен с обоими предыдущими флишами. Он располагается к западу от них в полосе, протягивающейся вдоль границы с вулканическими фациями.

Вдоль западного борта прогиба, пересекая все три фации флиша, проходит полоса длиной около 70 км конгломератов с галькой и валунами до 1 м в поперечнике, в которых развита грубая градиционная и косая слоистость. Мощность конгломератов - 200 м. Предполагается, что они образовались в результате действия вдольбереговых течений, мутевых потоков и подводнооползневых процессов.

Другая группа грубообломочных осадков - это конгломераты Парнелл-Грит, состоящие из обломков вулканических пород внутри-

бассейнового происхождения, в том числе песчаников, изредка внебассейновых блоков известняка, и редких коралловых рифов с водорослями. Состав и условия залегания образований Парнелл-Грит позволили Ф. Кюнелю и К. Бразеру интерпретировать их как подводные вулканические грязевые потоки — лахары, однако происхождение этих конгломератов остается еще дискуссионным. Указанные исследователи считают, что лахары принесены главным образом с западного активного вулканического хребта, но иногда не исключается и восточный источник.

Флишевые фации содержат мало ископаемых остатков, но их фауна богата. Она преимущественно представлена следами илоедов и сопоставляется с глубоководной фацией *Nereites* A. Зейлахера, характерной для флиша.

Основными факторами, влиявшими на осадконакопление, были вдольбереговые течения, разносившие материал в мелководной части бассейна, а также мутьевые потоки и подводноползневые явления, способствующие сбрасыванию этого материала в глубоководную часть. Преобладающее направление мутьевых потоков — от восток-юго-восточного до юго-восточного.

Наиболее древний флиш — бедновулканический — на юге бассейна представлен дистальной (отдаленной) фацией турбидитов (Walker, 1967), а остальные два типа — проксимальными фациями, более близкими к источникам обломочного и вулканического материала. Дальность переноса материала песчаников до 80–100 км при ширине потока около 30 км и минимальном уклоне 1°. Предполагаемая глубина бассейна флишенакпления — 700–2000 м.

В целом авторы делают вывод, что "мутьевая" гипотеза в ее современном виде не подтверждается целиком имеющимися данными, но и не опровергается ими.

Активная островная дуга образовалась в северной части Новой Зеландии в позднем олигоцене. Базальтовый и андезитовый вулканизм продолжался на западной вулканической дуге до конца раннего миоцена. Затем он переместился на восточную дугу, где с начала раннего миоцена до плиоцена проявлялся андезитовый вулканизм. Таким образом, в течение раннего миоцена группа Вайтмата располагалась между двумя параллельными вулканически активными дугами. Позже вулканизм мигрировал еще дальше на восток до современной дуги Таупо (южный конец дуги Тонга–Кермадек), а современный возможный аналог группы Вайтмата формируется на подводной равнине Раукумара, к северо-востоку от Новой Зеландии.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ФЛИШЕВЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

СТРУКТУРНОЕ И ФОРМАЦИОННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Рассматриваемые в настоящей работе флиш и флишевые формации размещены в различных местах огромной территории северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса, которая понимается здесь в самом широком смысле как область, расположенная между древними континентальными ядрами на западе и впадиной Тихого океана на востоке. Этот регион, характеризующийся сложным геологическим строением и длительной историей развития, представляет собой зону перехода от Азиатского континента к Тихому океану. На его территории расположены разновозрастные складчатые сооружения, начиная от древних, палеозойских, занимающих главным образом внутриконтинентальное или внутриостровное положение, до молодых кайнозойских, отделяющих материк от океана.

Л.И. Красный (Геологическое строение..., 1966) в работе, посвященной геологическому строению северо-западной части Тихоокеанского пояса, выделяет несколько крупных блоков (мегаблоков) земной коры, которые отличаются друг от друга специфическими особенностями (формационными рядами, магматизмом, метаморфизмом и почти всегда геофизическими характеристиками). Интересующие нас флишевые формации входят в состав Яно–Чукотского, Амуро–Уссурийского и Охотско–Анадырского мегаблоков. Из них два первые составляют внешнюю (континентальную) часть Тихоокеанского подвижного пояса, а последний — внутреннюю, приокеаническую часть (рис. 15). Во внешней части пояса флишевые формации входят в состав Верхояно–Колымской и Сихотэ–Алинской складчатых областей, а во внутренней — они развиты в пределах Западно–Камчатско–Корякской складчатой области и участвуют в строении Сахалинского звена Ниппонской складчатой области.

Верхояно–Колымская (Яно–Колымская) складчатая область расположена между Сибирской платформой, Приверхоанским прогибом и Охотским массивом с одной стороны, и Колымско–Омолонским массивом — с другой. Она образует пологую, выпуклую на юго-запад и запад дугу длиной 1800 и шириной 600 км. Особенности ее строения (Геологическое строение..., 1966; Геология СССР, т. 30, 1970) связаны с развитием последней на слабо дифференцированном, вероятно, платформенном основании. С.М. Тильман (1972) относит ее к внешним по отношению к океану системам, примыкающим к



Рис. 15. Схема расположения мегаблоков в северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса, по Л.И. Красному (Геологическое строение..., 1966).

Мегаблоки: 1 - Амуро-Уссурийский, 2 - Алдано-Становой, 3 - Яно-Чукотский, 4 - Охотско-Анадырский; 5 - Восточно-Азиатский вулканогенный пояс; 6 - чехол Сибирской платформы и обрамляющие прогибы

древним платформам и возникшим на относительно слабо консолидированной протерозойской складчатой структуре. К так называемому эпикратонному типу относят эту область и другие исследователи. Эти предположения основаны на существовании слабо переработанных жестких глыб (древних массивов), определяющих характер складчатости, на субплатформенном характере наиболее древних догеосинклинальных образований и на особенностях начальных этапов геосинклинального седиментогенеза.

По формационному составу Яно-Колымская складчатая область относится к миеосинклинальным. Следы вулканической деятельности здесь практически отсутствуют, но есть признаки проявления гранитоидного магматизма - важного показателя характера геосинклинального развития в условиях земной коры континентального типа (Пушаровский, 1972; Геология СССР, т. 30, 1970). Будучи провинцией преобладающего кислого магматизма, эта область резко отличается от внутренней, расположенной на границе с океаном и являющейся областью с господствующим основным и ультраоснов-

ным офиолитовым магматизмом. Флишевые формации приурочены к трем крупным структурным единицам Яно-Колымской складчатой области: Западно-Верхоянскому (Орулганскому) мегантиклинорию, Иньяли-Дебинскому мегасинклинорию и Ольджойскому пригеосинклинальному прогибу (Полоусному мегасинклинорию) (см. рис. 1).

Наиболее древним был геосинклинальный прогиб, на месте которого образовался Западно-Верхоянский мегантиклинорий. Прогиб заложился вдоль восточного края Сибирской платформы, от которой он был отделен Западно-Верхоянским краевым швом. В самый ранний период его развития от позднего кембрия до турнейского века здесь существовали геосинклинальные прогибы с карбонатным осадконакоплением субплатформенного или парагеосинклинального типа (Осадочные и вулканогенно-осадочные формации..., 1976), которые Л.И. Красный отнес к тектоно-генетическим структурам платформенного погружения. Собственно геосинклинальный этап начался в среднем-верхнем карбоне и завершился в мезозое. За это время в прогибе накопились мощные толщи преимущественно терригенных осадков, известные под названием Верхоянского комплекса, среди которых выделяется несколько формаций, в том числе и нижнепермская флишеидная.

В самых древних, нижнекаменноугольных, отложениях Западно-Верхоянского прогиба имеются линзы и прослои кислых вулканических туфов и кремнистых пород, которые вместе с вмещающими терригенными толщами могут сравниваться с кремнисто-вулканогенными формациями ранних этапов развития геосинклиналей (Геология СССР, т. 30, 1970) Максимальные прогибания происходили в позднем карбоне и ранней перми, к концу которой в осевой части прогиба начались воздымания, приведшие в триасе и юре к образованию геантиклинальных поднятий и моласс. Формирование складчатой структуры мегантиклинория завершилось, вероятно, в конце юры - начале раннего мела. К западу от поднятия на инверсионном этапе развивался Приверхоянский краевой прогиб.

Иньяли-Дебинский мегасинклинорий, в котором локализуется среднеюрская флишевая формация, сложен в осевой части средне-верхнеюрскими, а на крыльях - верхнетриасовыми и нижнеюрскими отложениями общей мощностью до 5000 м, смятыми в многочисленные линейные складки. На северо-востоке мегасинклинорий граничит с Колымо-Омолонским массивом по глубинным разломам. Такими же разломами он ограничен и с запада. Мегасинклинорий образовался на месте наиболее позднего глубокого прогиба Яно-Колымской геосинклинальной области, заложившегося в ее восточной части вдоль окраины Колымского массива в начале юрского периода, когда в Яно-Колымской области установился позднегеосинклинальный режим с общей тенденцией к воздыманию. В течение ранней и средней юры в прогибе накопились осадки преимущественно терригенного происхождения, но в нижней части разреза небольшую роль играют вулканогенные и кремнисто-глинистые породы, что, по-видимому, указывает на значительное раздробление и подвижность основания про-

гиба. В целом же в нем вполне отчетливо, хотя и на сравнительно коротком отрезке времени, получил развитие законченный ряд формаций – от несколько рудиментарной вулканогенно-кремнистой до молассовой (Попов, 1963; Объяснительная записка..., 1973). Для Иньяли-Дебинского магасинклинория характерно обилие гранитных батолитов и малых интрузий различного состава.

Севернее Иньяли-Дебинского синклинория, являясь по существу его продолжением, расположен Ольджойский пригеосинклинальный прогиб (Полоусный, или Ольджойско-Полоусненский синклинорий), вытянутый в восток-северо-восточном направлении и обрамляющий с северо-запада Колымский массив, на опущенном краю которого он заложился в позднем триасе. Прогиб заполнен верхнетриасовыми и юрскими отложениями, залегающими сравнительно полого или горизонтально, что, по-видимому, обусловлено близким расположением жесткого фундамента; последний сложен палеозойскими и мезозойскими складчатыми образованиями, вплоть до карнийских, на которых на юге прогиба несогласно лежат более молодые отложения. В северной его части развита раннемеловая моласса, представленная грубообломочными отложениями с вулканитами.

Осадочные геосинклинальные толщи, заполняющие прогиб, терригенные, и среди них мы привели описание двух флишoidных формаций: верхнеюрского песчаникового комплекса Кондаковского плоскогорья на востоке прогиба и триасово-юрской флишoidной толщи на западе. Мелкоритмичное строение характерно для всего разреза синклинория. Флишoidные и флишевые образования не являются членами более крупного формационного ряда, как это было в Западно-Верхоянском антиклинории и Иньяли-Дебинском синклинории, а образуют самостоятельную формацию, несогласно лежащую на складчатом основании и перекрытую молассой. Отсутствуют здесь и вулканогенно-кремнистые породы в самом основании разреза. Интрузивные образования, так же, как и в предыдущих случаях, представлены гранитоидами.

Особое место в истории развития Яно-Колымской складчатой области занимает Илин-Тасская зона, которая заложилась на границе средней и поздней юры, в то время, когда соседние геосинклинальные системы вступили в орогенный этап развития (Красный, 1974). Этот геосинклинальный прогиб возник между глубокими разломами, и его зарождение сопровождалось излияниями лав основного и среднего состава. В нем на коротком промежутке геологического времени от келловей до позднего мела накопился полный формационный ряд, включающий кремнисто-вулканогенную, аспидную и флишoidную формации, а также угленосную нижнюю и верхнюю молассы, в составе которых участвуют туфы кислого и смешанного состава. Л.Л. Красный относит Илин-Тасскую зону к особому типу регенерированных геосинклиналей короткого развития, существовавших в условиях растяжения земной коры.

Таким образом, в Яно-Колымской складчатой области можно выделить четыре осадочных терригенных формации ритмичного строе-

ния, в той или иной мере близких к флишу. Это западно-верхоянская, иньяли-дебинская, полоусненская (западная и восточная) и илин-тасская. Общим для первых трех является то, что они расположены в формационных рядах миогеосинклинального характера с очень небольшим участием в их составе вулканогенного материала как синхронного осадконакоплению, так и переотложенного. Далее, геосинклинальные бассейны, в которых накапливался флиш, закладывались на континентальном основании, хотя механизм их образования не совсем ясен и, по-видимому, может быть разным.

В некоторых случаях (Западно-Верхоянский и Иньяли-Дебинский прогибы) происходили значительные блоковые перемещения массивов по системам региональных разломов, приведшие к образованию крупных прогибов глубокого заложения, в которых после инверсии отложения были смяты в узкие линейные складки типичного геосинклинального характера. Этим прогибам свойственны и наиболее полные формационные ряды и наибольшие мощности отложений, достигающие 12–15 тыс. м. В них недоразвита лишь самая нижняя вулканогенно-кремнистая, или кремнисто-терригенная формация. Терригенные же формации – аспидная, флишевая и молассовая развиты хорошо и отчетливо обособляются. Учитывая размеры этих геосинклиналей (зон), наличие хотя и слабых, но достоверно проявившихся вулканических процессов в их основании, а также более поздние интенсивную складчатость и кислый, в том числе гранитоидный, магматизм, следует допустить, что их догеосинклинальный фундамент был существенно переработан, глубоко опущен и эти участки земной коры отличались значительной мобильностью.

В противоположность Западно-Верхоянскому и Иньяли-Дебинскому, Полоусный прогиб заложился на опущенном по разломам континентальном блоке в краевой части жесткого Колымского массива. Неглубокое залегание фундамента и относительно слабая его переработка обусловили спокойные формы складчатости, осложненные только в непосредственной близости к разломам. Флиш здесь – единственная геосинклинальная формация, заполняющая прогиб, причем максимальная мощность его превышает 10 км, а время образования растянулось от раннего триаса до поздней юры.

Смешанными признаками обладает Илин-Тасская геосинклинальная зона. С одной стороны, она возникла на позднем этапе развития Яно-Колымской складчатой области, когда основная ее часть была уже консолидирована. С другой стороны, эта зона отличается от предыдущих повышенным индексом вулканизма (Пушаровский, 1972), в ней развит формационный ряд, который можно было бы отнести к эвгеосинклинальному, если бы не смешанный состав вулканитов вулканогенно-кремнистой формации основания разреза, из-за которого последнюю нельзя уверенно сопоставить с офиолитовой.

Миогеосинклинальный характер перечисленных флишей Яно-Колымской геосинклинальной области (кроме илин-тасского) подтверждается не только отсутствием прямых признаков вулканизма, но и минеральным составом песчаников, который остается аркозовым

или близким к нему на протяжении всего времени накопления флишевых формаций, что свидетельствует об отсутствии продуктов вулканической деятельности в соседних источниках питания.

В целом флишеобразование было приурочено к поздней стадии развития геосинклинальных прогибов – эпохе их расчленения внутренними поднятиями, и оно постепенно перемещалось к востоку, становясь моложе в соответствии с общим ходом развития геосинклинальной области.

Рассмотренные флиши обладают и некоторыми особенностями морфологии. Они лишены во многих случаях характерных признаков типичного флиша – градационной слоистости и других атрибутов турбидитов, нехарактерны подводнооползневые явления; как правило, палеогеографические реконструкции предполагают здесь компенсированное осадконакопление в относительно мелководных условиях. Исключение составляют отложения восточной части Полоусного прогиба, которые, по-видимому, обладают всеми чертами типичного флиша.

В Амуро-Уссурийском мегаблоке флишевые формации участвуют в строении различных элементов Сихотэ-Алинской складчатой области, расположенной к востоку от Буреинского и Ханкайского массивов и отделенной от них Куанским и Даубихинским разломами. На востоке складчатые структуры области граничат с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом, на севере – с Охотским, а на юге – с Японским морями. Флишевые и флишидные толщи развиты в крупнейших структурах Сихотэ-Алия – Главном антиклинории, Главном синклинории и Прибрежном антиклинории, а также в Амуро-Уссурийском мегаантиклинории, который, в свою очередь, включает Амгунский и Горинский синклинорий.

В Главном антиклинории к флишидной формации отнесена верхняя часть позднепермской ариадненской свиты. Она подстилается серией осадков от девона до перми мощностью около 8000 м, состоящей из терригенных и глинистых пород, содержащих кремнистые породы, известняки, спилиты, порфириты и их туфы. Эта серия может быть отнесена к кремнисто-спилитовой формации раннегеосинклинального развития. Перекрывается ариадненская свита мезозойскими субконтинентальными осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями, развитыми локально.

В Главном синклинории к типичной флишевой формации относится готерив-альбская уктурская свита, мощностью более 5 км, ниже которой лежат существенно глинистые отложения валанжина и берриаса (аспидная формация), а в самом основании разреза расположена толща песчаников и глинистых пород со спилитами и порфиритами (кремнисто-терригенная формация).

В верхней части флишевой формации появляется вулканогенный флиш и грубообломочные его фации, переходные к молассе. В позднем мелу в синклинории накапливались осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, близкие к молассам.

В Прибрежном антиклинории флишевый характер имеет верхняя часть таухинской свиты берриаса, мощность которой около 500 м. Более древние отложения представлены кремнисто-терригенной формацией, накопившейся в период от карбона до средней юры, а возможно, и до начала мела, и аспидной формацией, мощностью около 500 м, слагающей среднюю часть таухинской свиты. Выше флишевой толщи лежат грубообломочные осадочные и осадочно-вулканогенные образования молассы.

Горинский и Амгунский синклинории сложены терригенными песчано-глинистыми толщами верхнего триаса, юры и нижнего мела (валанжина). Последние часто имеют флишевое строение. В южной части Сихотэ-Алия флишевая формация накапливалась в предскладчатые периоды развития структур: для Главного антиклинория это – поздняя пермь, для Прибрежного антиклинория – берриас и валанжин, а для Главного синклинория – готерив-альб. По своему характеру, мощности и продолжительности накопления флишевые формации сопоставимы с масштабом складкообразовательных движений, которым они предшествовали. Если на ранних этапах развития Сихотэ-Алия, когда образовывались относительно мелкие складчатые структуры ранней консолидации – антиклинории – флишевое осадконакопление было непродолжительным и мощность флиша невелика – несколько сот метров, то перед главной складчатостью этой области, в течение готерива, алта и альба, накопилась флишевая формация, мощностью более 5 тыс. м, сложенная разнообразными по составу и строению типами флиша; вплоть до вулканогенного в самом верху разреза.

Определить место флиша в формационных рядах Корякско-Камчатской складчатой зоны исключительно сложно, так как последняя состоит из ряда узких, отделенных друг от друга прогибов, осадочно-вулканогенные комплексы которых сопоставляются с трудом. Это приводит к весьма противоречивым взглядам на формационный состав зоны в целом и отдельных ее частей, тем более, что Западная Камчатка, с которой Корякская зона образует единую структуру, еще слабо изучена. В то же время именно в этой зоне развита своеобразная укелаятская флишевая формация, положение которой в общей структуре нас, несомненно, должно интересовать.

В составе позднемезозойского геосинклинального цикла Корякской складчатой системы Б.Х. Егiazаров (1970) выделил полный набор формационных комплексов, развитых в различных зонах, с некоторым смещением возрастных диапазонов. Это аспидная и вулканогенно-кремнистая (поздняя юра – валанжин), граувакковая (готерив-баррем), андезитовая (готерив), флишевая (алт-турон, местами баррем – нижний сенон), нижняя молассовая (сеноман, сенон-эоцен) и верхняя молассовая (палеоген – ранний неоген) формации, отвечающие собственно-геосинклинальному и орогенному этапам.

Н.А. Богданов (1969) считает, что восточная часть Корякско-го нагорья – это область распространения мезозойских геосинклинальных формаций, отличных от эвгеосинклинальных, занимающих

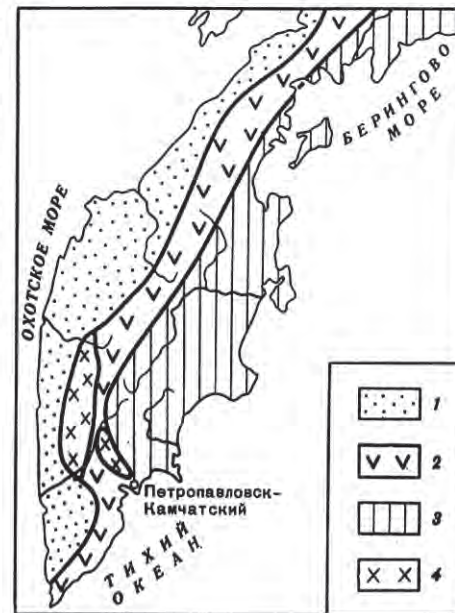
западную часть нагорья. Здесь, согласно этому автору, наиболее древние, доалтские образования представлены граувакками и кремнисто-вулканогенными породами пекульнейской серии со следами турбулентных течений и оползней, прорванными ультрабазитами. Мощность серии 7–10 км, а ее возраст – триас-валанжинский. Выше несогласно лежит мощный терригенный комплекс – песчаники и конгломераты, затем сланцево-алевролитовая толща с прослоями известняков и эффузивов, сменяющаяся туфогенным флишем. Общая мощность комплекса 5000 м, а его возраст – альб-верхний мел, флишевая формация, считает Н.А. Богданов, образовалась на заключительном этапе развития геосинклинальных прогибов востока Корякского нагорья.

Ю.Б. Гладенков (1963, 1964) приводит несколько иной разрез мезозойских отложений, включающих и пекульнейскую серию. Он считает, что пекульнейская серия (верхняя юра – валанжин) лежит в основании разреза, имеет мощность около 1500 м и представлена двумя фациями – кремнисто-вулканогенной и терригенной. Выше нее с угловым несогласием лежит эльгинмынская свита коньяк-маастрихтского возраста (820–980 м), сложенная алевролитами и в меньшей степени песчаниками и конгломератами, и затем – высокоременная, предположительно маастрихтская (550–650 м), состоящая в основном из базальтов и туфогенных песчаников.

Согласно Б.В. Ермакову и О.И. Супруненко (1975), укелятская флишевая формация подстилается граувакковой формацией (тавенской серией) кампан-маастрихтского возраста, мощность около 900 м, сложенной преимущественно песчаниками, и аспидной формацией (аяонской свитой) раннесенонского возраста, представленной алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями песчаников. Перекрывается флишевая формация палеоцен-эоценовой вальенской свитой, состоящей из песчаников и конгломератов с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью 1800 м, отнесенной указанными авторами к молассе. Из работ Б.В. Ермакова с соавторами (1974) не совсем ясно, в какой структурной зоне Корякского нагорья располагался флишевый прогиб, но его палеоструктурное положение обрисовано ими следующим образом. К югу флиш сменяется сенонскими вулканогенно-кремнистыми образованиями, среди которых преобладают средние и основные эффузивы, в том числе спилиты и разнообразные кремнистые породы, а на севере он замещается синхронными терригенными и терригенно-вулканогенными толщами, содержащими шельфовую фауну. Иными словами, прогиб располагался между континентальным шельфом на севере и океаническими структурами на юге. Сходное положение, как справедливо подчеркнул Б.В. Ермаков, по данным Ж. Мура, занимал и Шумагинский флишевый прогиб (см. рис. 12). Оба прогиба рассматриваются Б.В. Ермаковым в качестве единой Укелятско-Шумагинской параллагеосинклинали, по терминологии М. Кея (1955), подобной описанным В.Е. Хайным, Б.А. Соколовым и Я.Г. Кацом (1973), отличающейся от них меньшей шириной и более коротким временем фор-

Рис. 16. Главные структурно-фациальные зоны Камчатки в палеоген-неогеновое время, по Г.М. Власову и В.А. Ярмолюку (Геология СССР, 1964)

Зоны: 1 – Западно-Камчатская (краевой прогиб), 2 – Центрально-Камчатская, 3 – Восточно-Камчатская (внешняя складчатая дуга); 4 – срединный массив и Ганальский выступ метаморфических пород



мирования. В Камчатской складчатой области выделяются две зоны: внутренняя, располагающаяся вдоль побережья Охотского моря, равнинная миеосинклинальная часть с преимущественным развитием осадочных пород (Западно-Камчатская) и внешняя, обращенная в сторону Тихого океана, гористая, эвгеосинклинальная, характеризующаяся большими массами магматических пород (Восточно-Камчатская). К Восточно-Камчатской зоне и приурочены флишевые формации: Ильпинского полуострова и восточнокамчатская (рис. 16). Эта зона, согласно Г.М. Власову с соавторами (Геология СССР, 1964), подразделяется на несколько крупных структур, протягивающихся в северо-восточном направлении вдоль полуострова. С запада на восток здесь выделяются: Центрально-Камчатский синклиниорий, Восточно-Камчатский антиклиниорий, Восточно-Камчатский синклиниорий, Тюшевский наложенный прогиб (синклиниорий) и Вулканическая область восточных полуостровов.

Складчатые структуры Восточно-Камчатской зоны находят свое продолжение в юго-восточной части Корякского нагорья, включающей полуострова Говена и Ильпинский и выделяющейся под названием Олюторского прогиба. Северная граница прогиба проходит здесь вдоль Вывенской зоны глубинных разломов, которая срезает позднемеловые складчатые структуры. С юга прогиб ограничен береговой линией Берингова моря, а глубоководная впадина, расположенная к югу от Олюторского залива, наложена на складчатые структуры прогиба (Геология СССР, т. 30, 1970).

Согласно схеме М.И. Миговича и В.А. Титова (рис. 17), олюторский геосинклинальный комплекс лежит на складчатом верхне-

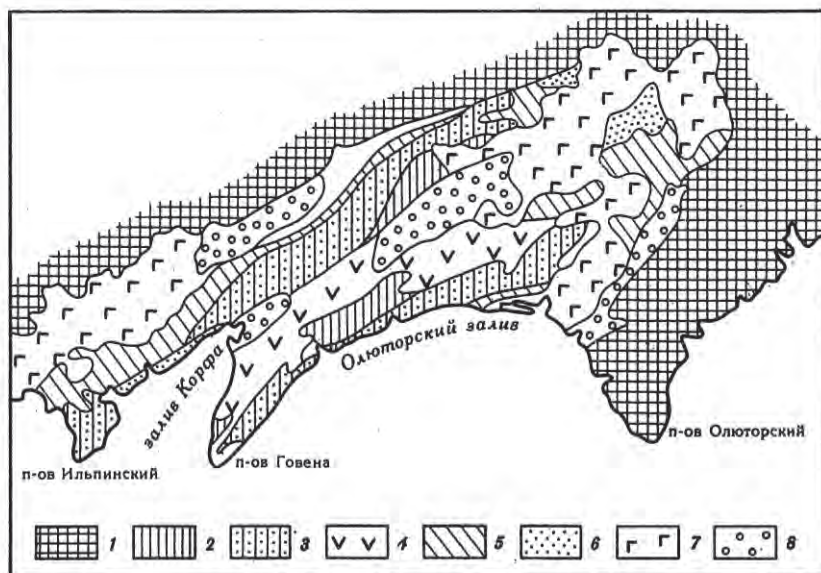


Рис. 17. Главнейшие формации Олюторского прогиба, по И.М. Миговичу и В.А. Титову (Геология СССР, 1970)

1 – складчатый фундамент формации; 2 – кремнисто-вулканогенная ранней стадии геосинклинального развития; 3 – флишеидная, 4 – андезито-базальтовая средней стадии геосинклинального развития; 5 – морская молассовая поздней стадии геосинклинального развития; 6 – угленосная моласса заключительной стадии геосинклинального развития; 7 – послескладчатая андезито-дацитовая формация (вулканическая моласса) заключительной стадии геосинклинального развития; 8 – рыхлые отложения

меловом фундаменте, и в нем развиты формации: кремнисто-вулканогенная ранней стадии, флишеидная и андезито-базальтовая позднего этапа, угленосная и вулканогенная молассовая заключительной стадии развития. Складчатые структуры Олюторского прогиба характеризуются узкой линейной формой, а внутренним частям синклиналиев, обычно сложенным флишем, свойственны пологие брахискладки. Они образовались в результате позднеогеновых движений, характеризовавшихся резкой зональностью, сквозным базитовым магматизмом, наличием зон глубинных разломов и отсутствием крупных интрузий гранитоидов.

Флишевая формация Ильпинского полуострова находится на северном окончании Центрального Камчатского синклинория, занимающего обширную площадь между Камчатско-Корякским и Восточно-Камчатским синклинориями. Центральный Камчатский синклинорий сложен палеогеновыми и неогеновыми отложениями, образующими крупные пологие складки, осложненные разрывами.

Восточнокамчатская флишевая формация развита в пределах Тюшевского синклинория, который сложен неогеновыми осадочно-вулканогенными отложениями, смятыми в пологие складки, осложненные в краевых частях синклинория надвигами и сбросами. С запада Тюшевский прогиб граничит с Восточно-Камчатским синклинорием по надвику Гречишкина, а на востоке по глубинному разлому отделяется от Вулканической области восточных полуостровов. На северо-востоке прогиб протягивается до Олюторского залива, а на юго-западе он, по-видимому, выклинивается.

Оба синклинория, содержащие флиш, могут рассматриваться в геологическом прошлом как прогибы, развивавшиеся по обоим сторонам позднемелового поднятия – Восточно-Камчатского антиклинория, который, по представлениям Г.М. Власова возник, в конце мелового времени вследствие камчатской ларамийской складчатости на месте геосинклинального прогиба, заполненного верхнемеловыми формациями – терригенной и спилито-диабазовой. За счет размыва антиклинория накопились мощные палеоген-нижнемиоценовые флишевые отложения. Складкообразование происходило в раннем миоцене и сопровождалось внедрением гранитоидов, а в среднем миоценовое время осадконакопление продолжалось только в наложенных прогибах, к которым относился и Тюшевский. Одновременно к востоку от последнего продолжалась вулканическая деятельность. Пологая складчатость флишевых формаций возникла в начале позднего миоцена. В дальнейшем седиментация продолжалась в остаточных прогибах.

В Олюторском прогибе И.М. Мигович и В.А. Титов прослеживают флишевую формацию Ильпинского полуострова к северу, где она слагает Авынский синклинорий, а параллельно ему вдоль берега Олюторского залива протягивается флишевая формация п-ова Говена, являющаяся продолжением восточнокамчатской флишевой формации.

Схема геологического развития, приведенная выше, не учитывает однако, что возраст ильпинской флишевой формации, по данным Д.С. Несвита, – позднемеловой. Этот факт свидетельствует о том, что развитие флиша на западе происходило несколько раньше, чем на востоке Камчатско-Корякской области.

Если придерживаться точки зрения Б.А. Марковского и О.И. Супруненко (1972), то стратиграфически ниже отложений, заполняющих Тюшевский прогиб в Восточно-Камчатском синклинории, залегает хапичская свита, сложенная разнообразными вулканическими брекчиями и разнозернистыми туфами с подчиненным количеством лав основного состава и пелитовых кремнистых пород, общей мощностью 2000 м. Она отнесена этими авторами к вулканогенно-турбидитовой формации. В работе Г.П. Авдейко (1974) приведена схема соотношения формаций различных тектонических зон Корякско-Камчатской области, в которой позднегеосинклинальные терригенные (часто флишеидные) формации располагаются со стратиграфическим несогласием непосредственно на кремнисто-вулканогенных форма-

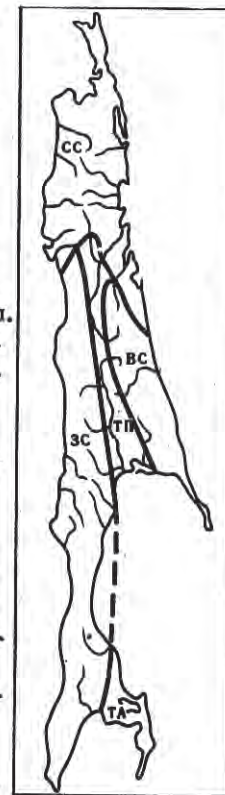
циях или отделены от них раннегеосинклинальным вулканотерригенным комплексом. Правда, эта схема в известной степени условна, ибо, как справедливо отметил ее автор, спорные моменты стратиграфии не позволяют достаточно обоснованно выделить стадии тектонического развития Восточной Камчатки.

Тем не менее, по-видимому, уже сейчас можно утверждать, что в Корякско-Камчатской складчатой области флишевые формации и родственные им ритмичные толщи развиты достаточно широко на отрезке времени от позднего мела до среднего миоцена включительно. Они располагаются в виде трех субпараллельных полос. На крайнем северо-западе это укалатская флишевая формация (сенон-данний), юго-восточнее – ильпинская (сенон) и на границе с Тихим океаном – флиш Восточной Камчатки и побережья Олюторского залива, включая п-ов Говена (средний – верхний миоцен). Более древние отложения в зонах развития флиша или в соседних зонах представлены кремнисто-вулканогенными формациями, отделенными от флишевых граувакковыми вулканотерригенными комплексами. Существенное влияние на процессы флишенакпления оказывал вулканизм, проявившийся главным образом в соседних зонах. Интрузивные породы представлены здесь в основном базитами.

Обломочный материал песчаников этих флишей характеризуется ярко выраженным граувакковым составом – обломки пород составляют до 40–70%, причем на 80–90% они представлены эффузивами. С типичными граувакками их сближает и чрезвычайно низкая степень окатанности терригенного материала. Кроме обломочных вулканитов, в составе флиша постоянно участвует в том или ином количестве синхронный осадконакоплению вулканический материал, в отдельных случаях представленный горизонтами туфов или реже лав. Только этому типу флиша свойственны представители отдаленно-вулканогенных формаций – диатомиты. Своеобразно и палеоструктурное положение этих флишей – они накапливались на границе континента и океана, на стыке двух типов земной коры, и окаймлялись, по крайней мере с одной, океанической стороны активной вулканической дугой.

На Сахалине (рис. 18) флишевые формации выделены только в Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоне. Она протягивается от Сахалинского залива на севере до мыса Крильон на юге и окаймляется на западе морем, а на востоке – морем, Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностями, граница с которыми также проходит по разломам. Западно-Сахалинская структурно-фациальная зона – это антиклинорий, ядро которого сложено главным образом верхнемеловыми и палеогеновыми, а крылья – палеогеновыми и неогеновыми отложениями. О домеловом основании можно судить только по развитым восточнее более древним образованиям соседних структурно-фациальных зон. Складчатые структуры антиклинория характеризуются линейными формами, ориентированными в субмеридиональном направлении.

Рис. 18. Схема структурно-фациального районирования Сахалина, по Геологии СССР (1960)
Зоны: ЗС – Западно-Сахалинская, ТП – Тымь-Поронайская, ТА – Тонино-Анивская, ВС – Восточно-Сахалинская, СС – Северо-Сахалинская;
жирные линии – границы зон



В пределах западного крыла разрез наиболее полон и его формационный состав, а также история геологического развития лучше всего изучены. В табл. 3 показана последовательность образования главнейших формаций Западного Сахалина, основанная на предположении, что домеловый этап развития был более или менее единым для всего острова и обнаруживал известное сходство с развитием о. Хоккайдо.

Наиболее древние – палеозойские и нижнемезозойские вальзинская и набильская серии, представленные аспидной и спилито-диабазовой (Сергеев, 1973) или кремнисто-вулканогенной (Геология СССР, т. 33, 1970) формациями, фиксируют эвгеосинклинальный этап развития Сахалина, после которого в меловое время развитие различных зон, образовавшихся вследствие расчленения морского бассейна, проходило разными путями.

В Западно-Сахалинском регионе накапливались многоэосинклинальные формации, среди которых мы выделяем и верхнемеловую флишевую формацию – найбинскую свиту, включенную К.Ф. Сергеевым в песчано-глинистую, или аспидную формацию, а Р.Д. Родниковой – в песчано-глинистую позднего этапа тектогенеза. Вышележащая молассовая формация замыкает нижний формационный ряд, отражающий первый цикл геосинклинального развития Западно-Сахалинской зоны.

Этот цикл является типично геосинклинальным в отличие от следующего, представленного верхним формационным рядом, в котором вместе с геосинклинальными или близкими к ним формациями (молассовой, флишевой, андезитовой, отдаленной аспидной и отдаленной спилито-кератофировой) присутствуют формации, характерные для тектонически стабильных областей (трапповая и грахибазальтовая). В этом втором ряду флишевая формация датируется средним миоценом, но отнесение невеличской свиты, о которой идет речь, к флишу не общепринято. На структурно-формационной карте Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса (Объяснительная..., 1973) она показана как вулканогенно-осадочная моласса.

Таким, образом, флиш, по моему представлению, накапливался на Западном Сахалине дважды. Первый этап приурочен к верхнему

мелу, когда флишевый бассейн располагался на восточной окраине зоны, а второй – к среднему миоцену, когда флишеобразование происходило в ограниченном по размерам бассейне на юго-западной окраине Сахалина. Если в первом случае в найбинской свите вулканические продукты, главным образом, переотложенные, имеются в незначительном количестве, то невельская свита – это типичный вулканогенный флиш. Он сложен главным образом продуктами разрушения вулканитов, образованных на смежных территориях в самом начале неогена. В этом регионе и к западу от него наблюдалась сильная вспышка наземного вулканизма, который представлен пироксеновыми и роговообманковыми андезитами и дацитами нижнего миоцена и более поздними среднемиоценовыми базальтами и андезито-базальтами, в меньшей мере андезитами, дацитами и риолитами (Геология СССР, т. 33, 1970).

Хотя возраст флишевых формаций Сахалина примерно тот же, что и корякского и камчатского флишей, по структурному положению и истории развития они ближе к флишу о. Хоккайдо, с которым их объединяют многие общие черты. Это особенно касается мелового флиша.

На Японских островах, согласно М. Минато (Геологическое развитие..., 1968), геосинклинальная стадия развития предвлялась силурийской трансгрессией и образованием эпиконтинентальных морей, в которых накапливались преимущественно карбонатные осадки, лишённые продуктов вулканизма. Геосинклинальное развитие начинается с девонского и раннекаменноугольного времени, когда на месте эпиконтинентального моря на северо-западе Японии установился эвгеосинклинальный режим и образовались вулканогенно-осадочные толщи с проявлением сначала интенсивного кислого и отчасти щелочного, затем все более ослабевающего основного и кислого, а к середине карбона – андезитового магматизма. Начиная с позднекаменноугольного времени могут быть выделены внутренняя и внешняя зоны Японии. Во внутренней зоне на месте эвгеосинклинали после складчатости Сидзу, произошедшей в предямурское время, установился послегеосинклинальный режим с образованием эпиконтинентальных известняков (серия Онимару), а во внешней продолжалось прогибание и накопление вулканогенно-осадочных толщ. Причем позднекарбонные вулканические породы представлены в основном базальтами, что резко контрастирует с девонским – раннекаменноугольным кислым и средним вулканизмом. Ось геосинклинали постепенно смещалась к югу. Перед началом пермского осадконакопления почти вся территория Японии была поднята вследствие досакмарской складчатости Сетоман, и более поздние осадки лежат на поверхности несогласия.

В ранней и средней перми морской бассейн был единым, хотя по своему характеру осадконакопление во внутренней зоне на краю суши было эпиконтинентальным и продолжалось образование известняков, а в более южной, осевой части получили развитие типично геосинклинальные отложения отличающиеся большей мощностью и содержащие повышенное количество вулканогенного материала.

В позднепермскую эпоху открытое единое море во внутренней зоне начало расчленяться на отдельные, относительно изолированные бассейны, которые время от времени даже отшнуровывались от моря, как например бассейн Тоема. Отложения этого времени во многих местах Японии представлены образованиями флишевого типа. К ним относятся серии Кума и Ясуба во внешней зоне, группы Майдзуру во внутренней зоне Юго-Западной Японии и Тоема в районе Китаками. В раннем триасе флишевое осадконакопление в этих бассейнах продолжалось, но, начиная с ладинского времени, оно повсеместно сменяется образованием моласс. В Юго-Западной Японии к триасовому флишу относится скифско-азиатская серия Якуно, а к вышележащей молассе – серии Ацу и Мине ладинско-норийского возраста. В районе Китаками флишу соответствует серия Инаи, а молассе – серия Сарагаи. В целом же во внутренней зоне Юго-Западной Японии триас представлен в молассовых фациях и обычно лежит несогласно на более древних породах. Во внешней зоне с триаса получает развитие северный пояс Самбагава, сложенный метаморфическими породами, и южный – Титибу, в строении которого участвуют, в основном, неметаморфизованные породы. Гигантская геосинклиналь, возникшая вследствие движений Хонсю, заняла большую часть островов Хонсю, Сикоку и Кюсю. Она существовала в течение всего мезозоя и палеогена и названа японскими геологами Главным поясом Хонсю. К юго-востоку от этого пояса на океанической стороне Японии в мезозое-кайнозое развивались эвгеосинклинальные активные пояса: Главный пояс Симанто в Юго-Западной Японии, Внешний пояс Китаками и Главный пояс Хидака на северо-востоке. Кроме того, на юго-восточной окраине о. Хоккайдо обособлялся Главный пояс Тисима. Развитие этих поясов и привело к возникновению новых флишевых бассейнов.

Раннемезозойская история внешних зон восстанавливается с трудом из-за бедности отложений фауной. Лучше известны позднемезозойский и кайнозойский этапы. Наиболее древними фаунистически доказанными мезозойскими отложениями к востоку от Главного пояса Хонсю являются верхнеюрские осадки пояса Симанто, входящие в состав супергруппы Симанто. Это типичная эвгеосинклинальная ассоциация, представленная кремнистыми и терригенными породами с отдельными горизонтами базальтов и диабазов, а также их туфами (шальтейнами) и небольшим количеством известняков. На островах Хонсю, Кюсю и Сикоку юрские отложения большей частью проблематичны и, вероятно, могут быть смешаны с меловыми, а на о. Хоккайдо они слагают супергруппу Хидака, отложения которой отличаются особо ярко выраженным офиолитовым составом и представлены граувакковыми песчаниками и сланцами, кремнистыми породами, спилитами, диабазами и их туфами. Образование эвгеосинклинального, близкого к офиолитовому, вулканогенно-осадочного комплекса рассматриваемых зон продолжалось не дольше, чем до апта, после чего началось преимущественно терригенное осадконакопление. На Хоккайдо в результате его развился мощный терригенный комп-

лекс, включающий группу Едзо и Хакобути пояса Хидака и группу Немуро пояса Тисима. Он отделен от эвгеосинклинальных образований поверхностью несогласия. Бассейн был ограничен с двух сторон — с запада и с востока — массивами суши, служившими источниками сноса.

Меловые отложения в поясе Симанто Юго-Западной Японии также rozpoзнаются с трудом. Известно лишь, что в северной части пояса имеются редкие находки как нижне-, так и верхнемеловой фауны. Лучше охарактеризована ископаемая фауна южная часть пояса. Наличие терригенных верхнемеловых отложений свидетельствует о том, что в это время началась внутренняя дифференциация геосинклинали Симанто.

Своеобразное положение в геологической структуре Японии и ее меловой истории занимает флиш Идзуми. Это мощная (более 10 тыс.м) толща преимущественно песчаных осадков, которая накопилась за сравнительно короткий отрезок времени — кампан-маастрихт — в узком прогибе в зоне медианного разлома и развивалась как передовой прогиб на южной окраине зоны Хонсю, сложенной гранитами и кислыми эффузивами метаморфического пояса Рёке. Прогиб Идзуми напоминает Полоусный прогиб Яно-Колымской складчатой области. В обоих случаях флишевая формация — единственная, заполнившая прогиб, и не имеет генетической связи с нижележащим складчатым основанием.

Палеогеновые отложения имеют геосинклинальный характер только во внешнем поясе Симанто, где они получили широкое распространение и достигают мощности более 7 тыс.м. Они отличаются флишеподобным чередованием морских песчаников и сланцев, последние в северной части пояса метаморфизованы до стадии филлитов. Породы интенсивно дислоцированы в систему линейных изоклинальных складок вследствие тектонических движений Такатихо. На востоке пояса Симанто средняя часть флишевой группы Оигава представлена вулканогенно-осадочной толщей, содержащей мощные пласты основных лав и туфов, а также глинистые сланцы, кремни и известняки, на западе же флишевые горизонты почти лишены вулканогенного материала.

В Главном поясе Хидака палеогеновые отложения лежат несогласно на верхнемеловых и представлены главным образом континентально-морскими угленосными осадками, которые, видимо, следует отнести к молассе. Палеогеновый возраст имеют, вероятно, и самые верхи серии Немуро, среди флишевых образований которой в нижней части установлены основные эффузивы. М. Минато и другие исследователи считают, что морские отложения палеогенового и раннемиоценового возраста имеют много общего с комплексом отложений Восточно-Камчатской геосинклинали, а именно богатейшей серией, лежащей несогласно на эвгеосинклинальных меловых отложениях. Эти авторы пришли к выводу, что морская провинция палеогенового и раннемиоценового времени представляла собой, по-видимому, особый пограничный пояс между бассейном Тихого океана и внутренними территориями современных островных дуг Дальнего Востока.

Главные складчатые движения в зоне Симанто (диастрофизм Такатихо) произошли на границе палеогена и неогена. После этих движений в западных районах Японии развивались локальные депрессии, открывавшиеся в сторону океана, часто заполняемые флишеподобными осадками иногда с признаками туфогенности. На востоке, в южной части провинции Фосса Магна в раннем и среднем миоцене образовались мощные вулканогенно-осадочные серии с признаками интенсивного подводного андезитового и андезито-базальтового вулканизма.

На о. Тайвань, являющемся южным продолжением островной дуги Рюкю (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Пушаровский, 1972; Но, 1967), флишеподобные формации образовались на дотретичном складчатом основании, сложенном глинистыми сланцами, кристаллическими известняками и гнейсами, которые развивались по песчаникам, алевролитам, аргиллитам, известнякам, основным эффузивам и пирокластическому материалу. Возраст основания не древнее перми, а верхняя возрастная граница его не поднимается, по-видимому, выше раннего (или, по некоторым исследователям, позднего) мезозоя. Складчатость и метаморфизм этой серии происходили, вероятно, в позднем мезозое, в местную фазу Нанао, соответствующую иеншанской орогении в континентальной части Китая. Большое сходство этого комплекса с континентальными метаморфитами Китая дает основание предполагать, что некогда о. Тайвань составлял с континентом единое целое (рис. 19, 20).

В раннетретичное время на древнем фундаменте возник эвгеосинклинальный бассейн, осадки которого представлены главным образом темно-серыми глинистыми породами с подчиненными прослоями песчаников, небольшим количеством углистых и известняковых прослоев и с базальными конгломератами. Предполагается, что толща образована в условиях неритического эвгеосинклинального моря, ее мощность достигает нескольких тысяч метров, и она представляет собой начало орогенического цикла.

В результате среднетретичной орогении в конце палеогена — начале неогена в некоторых районах Тайваня палеоген-аквитанские осадки вместе с кристаллическим фундаментом образовали кордильеру северо-восточного простирания, к западу и к востоку от которой в неогене продолжалось осадконакопление: на западе располагался миогеосинклинальный, а на востоке — эвгеосинклинальный бассейны, развитие которых протекало по-разному.

В миогеосинклинальном бассейне накапливались преимущественно глинистые и алевро-песчаные осадки, реже известняки. Наиболее глубоководные фации приурочены к южной и восточной частям бассейна. Это исключительно морские осадки, сложенные в основном субграувакковыми известковыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми глинистыми сланцами, обнаруживающими ритмичное строение, но лишенными характерных седиментационных структур флиша. Эти отложения в миоцене получили развитие на юге Тайваня, а в плиocene — повсеместно. Очень редки среди них прослои и линзы

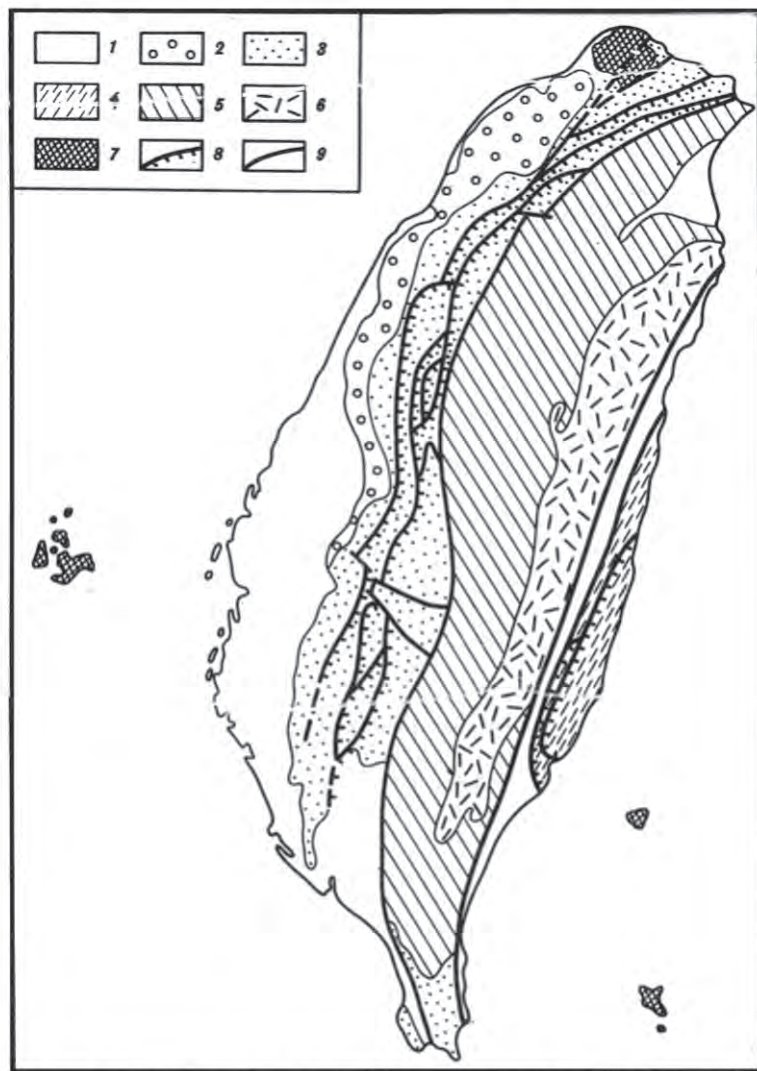


Рис. 19. Схема геологического строения о. Тайвань, по К. Хо (Ho, 1967)

Равнины: 1 – береговые; 2 – высокие; 3 – дислоцированные (складки, разрывы) неогеновые миогеосинклинальные породы; эвгеосинклинальные породы: 4 – дислоцированные (складки и подводнооползневые явления) неогеновые, 5 – палеогеновые; 6 – метаморфическое основание; 7 – интрузивные массивы; 8 – надвиги; 9 – прочие разломы

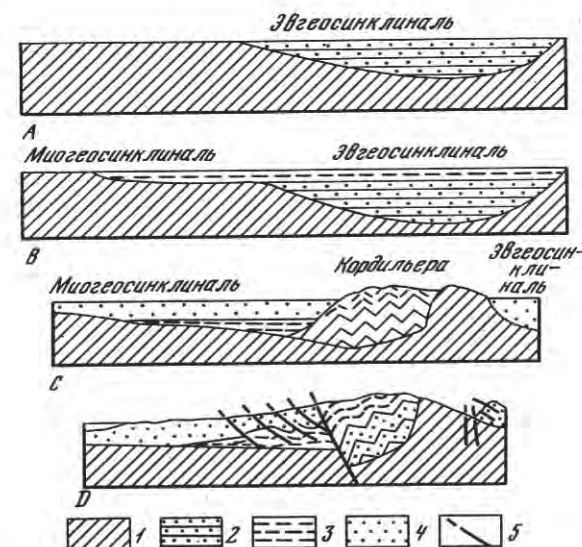


Рис. 20. Поперечные структурно-фациальные разрезы через о. Тайвань, по К. Хо (Ho, 1967)

А – палеогеновая эвгеосинклинальная стадия, В – геосинклинальное развитие в аквитанское время, С – неогеновая геосинклинальная стадия в Западном и Восточном Тайване после среднетретичных деформаций, D – раннеплейстоценовые деформации неогеновых геосинклиналий

1 – протретичное основание; образования различного возраста: 2 – палеогеновые (и меловые), 3 – аквитанские, 4 – неогеновые и плейстоценовые; 5 – разломы

известняков, иногда рифогенных. Хотя бассейн был типично миогеосинклинальным, почти во всем миоценовом разрезе в виде маломощных редких прослоев встречены базальтовые туфы, брекчии и немного лав. Главное поле вулканизма было развито на юге.

Внутри миогеосинклинального разреза есть местные несогласия, но достоверные региональные несогласия неизвестны. Неогеновая миогеосинклинальная толща согласно перекрыта мощными раннеплейстоценовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинами, которые, по-видимому, могут классифицироваться как моласса, накопившаяся на окраине растущих высоких гор, образованных раннеплейстоценовой орогией Пенглаи (или Тунгьян) – главной орогией Тайваня.

В пределах восточного, эвгеосинклинального бассейна все осадки морские и представлены мощной миоцен-плиоценовой толщей обломочных и пирокластических пород с редкими линзами известняков и вулканомиктовых конгломератов, с туфопесчаниками в основании. Среди обломочных пород, которые представлены темными алевроли-

тами, аргиллитами, плохо сортированными песчаниками и конгломератами, встречаются многочисленные текстуры конседиментационных деформаций и признаки турбидитов. Отложения обладают большим числом признаков флишевой седиментации, чем осадки западного, неогенового бассейна.

Выше залегает толща не менее 1000 м мощности, охарактеризованная К. Хо как олистостром, или дикий флиш (по аналогии с альпийскими образованиями, сложенными хаотическим нагромождением экзотических глыб в глинистом цементе). В рассматриваемой толще обломки и глыбы представлены песчаниками, известняками, перидотитами, габбро, серпентинитами, базальтами и андезитовыми агломератами. Большая часть этих обломков чужда Восточному береговому хребту. Это, по существу, грандиозные подводноползневые образования, и предполагается, что они двигались в западном направлении по пологому склону области питания, располагавшейся восточнее современного хребта острова и полностью опущенной под уровень Тихого океана. Подводноползневой аллохтон перекрывается мощной миоцен-плиоценовой осадочной толщей, образующей полосу вдоль Восточного берегового хребта.

Так же, как и на западе, в восточной геосинклинали главной фазой складчатости была раннеплейстоценовая с последующим образованием грубообломочных осадков молассового типа.

Подвижность земной коры о. Тайвань сохраняется с раннего плейстоцена и доньше, особенно в районе Великой Восточно-Тайваньской рифтовой долины.

Т. Кобаяси (Kobayashi, 1954) предполагает, что в первой половине мезозоя к востоку от Тайваня возникли складчатые сооружения, продолжавшиеся в Северный Индокитай и в Японию, а в настоящее время погруженные под уровень моря. С их поднятием и размытием связывается накопление на острове морских обломочных толщ мела, палеогена и миоцена. В результате интенсивных движений середины неогена Тайвань был оторван от дуги Рюкю и сдвинут в направлении континента. При этом возник крупный асимметричный антиклинорий с метакорами в ядре и опрокинутыми складками и надвигами на крыльях при общем движении масс к северо-западу.

Согласно П.Н. Кропоткину и К.А. Шахварстовой (1965), западную часть острова и часть Тайваньского пролива с островами Пен-хуледао (Пескадорскими) занимает Предтайваньский краевой прогиб, в сторону которого степень дислоцированности верхнетретичных отложений уменьшается.

В геологической истории Филиппин (Gervasio, 1967) можно выделить два геотектонических цикла, которые более или менее синхронны варисийскому и альпийскому циклам Европы. В промежутке между ними происходила раннемезозойская седиментация, закончившаяся в конце юры орогенной, синхронной невадийской фазе Северной Америки.

Палеозойский геотектонический цикл отражается в разрезе так называемого комплекса основания региона и состоял из ряда этапов.

Первый этап характеризовал начальное развитие геосинклинали, с образованием офиолитового комплекса, затем произошла "тектонизация" бассейна с синороженным внедрением габбро и, возможно, ультраосновных пород перед или в течение каменноугольного периода.

Второй этап ознаменовался трансгрессией и отложением флиша с известняками, возможно, в течение отрезка времени от карбона до перми, после чего последовали, вероятно, регрессия и локальный вулканизм, затем консолидация территории с синороженным внедрением кварцевых диоритов и гранитных штоков, региональным метаморфизмом офиолитов с образованием амфиболитовых и частично гранулитовых сланцев, а в нижней части флишевого разреза — слюдисто-хлорит-амфиболовых, кристаллических сланцев и других гранулитовых фаций низких степеней (по-видимому, в конце палеозоя).

Литологические особенности и состав флиша в Северном Палаване, провинциях Балер-Дингалан и Атимонан свидетельствуют о существовании древних массивов суши по соседству с морем Сулу и вдоль восточного шельфа Лусона, которые постоянно поставляли материал во флишевые бассейны. Эти массивы состояли в основном из сланцев, гранитов и гнейсов.

Флишевый разрез, в верхней части содержащий кластические туфы, упоминается для п-ва Карамоан. Состав этих образований свидетельствует об андезитовом вулканизме в позднем палеозое.

Третий этап был связан с серией диастрофизмов, сопровождавшихся внедрением пестрогенных гранитных штоков, гранитных и риолитовых, а позже дацитовых и андезитовых даек.

В раннем триасе наступил перерыв в осадконакоплении и началась размыв отложений палеозойских древних поясов, а в позднем триасе накопился флиш, часто с конгломератами, обломками кристаллических сланцев, спилитовыми лавами, кремнями и пирокластическим материалом, после которого последовала в позднем же триасе интенсивная складчатость. Интрузивные проявления практически отсутствуют, за исключением кварцевых диоритов.

В то время как раннемезозойские геологические события были примерно одинаковыми на всей территории Филиппин, в течение среднего, позднего мезозоя и особенно кайнозоя две зоны — юго-западный, сейсмичный район и подвижный пояс, расположенный к северо-востоку от него — развивались по-разному.

Юго-западный, сейсмичный район охватывает море Сулу и соседние участки суши Палавана, Миндоро и часть Замбоанга. Орогенные движения в этой зоне закончились в раннем мезозое или ранее. Морские бассейны здесь миеосинклинального типа, а осадки в них богаты кварцем и щелочными полевыми шпатами.

В Северном Палаване на поверхности размыта палеозойского флиша с резким угловым несогласием залегают позднеэриасовые флишевые осадки мощностью более 10 тыс. м, содержащие марганцовистые сланцы, спилитовые лавы и пирокластический материал. В нижней части флиш метаморфизован; здесь развиты филлиты и сланцы. Бассейн протягивается от Северного Палавана к юго-юго-

востоку через о. Сиу и западнее о. Рапау до Южного Палавана. Складчатые движения, происходившие в поздней юре и раннем мелу, сопоставляются с Невадийской орогенической фазой, после которой осадки накапливались только в пределах местных опущенных блоков.

Тонко чередующиеся аркозовые песчаники, граувакки и глинистые сланцы, ассоциирующие с кварцитами, известны в хребте Мангалигаян; они обнаруживают большое сходство с триасово-юрским флишем Северного Палавана. Формация простирается в общем с севера на юг и косо пересекается с современной осью острова. Флиш отложился на сланцах основания, и, таким образом, можно предположить, что мезозойская история территории начиналась с позднетриасового флишенакпления, которое распространилось до юры, как это было, например на островах Миндоро и Северный Палаван.

В мелу поперек новообразованного складчатого сооружения, сложенного флишем, заложился новый прогиб северо-восточного простираения, ось которого совпадала с сегодняшним простираем острова. В прогибе образовался мощный офиолитовый комплекс, осложненный интрузиями габбро. После офиолитовой стадии в позднем палеоцене — эоцене накопились известняки, конгломераты и вулканические граувакки. Некоторые осадки на западе бассейна обогащены кварцем и полевыми шпатами.

В конце миоцена в центральной части бассейна произошло складкообразование, которое в плиоцене захватило и его краевые части. Позднеплиоценовая седиментация ограничивалась местным образованием моласс и кое-где рифовых известняков.

Мобильная зона представлена главным образом Центральной кордильерой, горами Карабалло, Сьерра Мадре и хребтом Замбалес о. Лусона, некоторыми хребтами на о. Минданао и многочисленными более мелкими хребтами на Южном Лусоне, в районе Бикол и на островах Висайан. В отличие от описанной юго-западной зоны, в этом районе сохраняется по сегодняшний день высокая сейсмическая и магматическая активность.

В предмеловое время здесь отложилась толща (3–4 тыс.м) граувакк и сланцев с вулканическими продуктами в верхней части разреза, которая представляет раннемезозойский седиментационный цикл. Ритмичное чередование этих пород свидетельствует об их несомненной флишевой природе; большое сходство разреза с юрской формацией Миндоро и Палавана (способ образования пород и характер деформаций, степень метаморфизма пород и взаимоотношения с вышележащими меловыми отложениями) свидетельствует, что этот седиментационный цикл развивался повсеместно примерно одинаково в течение позднего триаса и ранней юры и что заключительные орогенические движения в основном синхронны позднечюрским. Складчатые структуры мезозоя были ориентированы так же, как и палеозойские.

В середине и конце мела произошла наиболее крупная трансгрессия моря в истории архипелага, вероятно, соответствующая мелово-

му главному циклу седиментации Японии и Тихоокеанских провинций Северо-Американских Кордильер, о котором писал Т. Мацумото (Matsumoto, 1952).

Трансгрессия сопровождалась образованием кремнисто-спилитового комплекса с небольшим количеством граувакк и глинистых сланцев, впоследствии интродуцированных габбро-перидотитами и другим мантийным материалом, превращенным позднее в серпентиниты.

После поздне меловой орогении палеоцен-эоценовое осадконакопление происходило в архипелаговом море, окруженном невысокими горами. Вначале образовались базальные конгломераты и вулканические граувакки, затем слабое опускание привело к длительному, до эоцена, накоплению осадков флишевого типа, а к концу эпохи во флише появляются прослой дацитовых и андезитовых лав, их дайки и силлы.

После образования флиша в течение всего эоцена и в середине олигоцена почти на всей территории мобильной зоны происходила регрессия моря и активизировался вулканизм — главным образом андезитовый и кератофировый субаэральный, сопровождавшийся внедрением штоков синорогенных диоритов и кварцевых диоритов. В тех местах, где продолжали образовываться глубоководные осадки — преимущественно граувакки и глинистые сланцы, они часто смешивались с туфами и другими вулканическими продуктами базальтового и андезитового состава.

Главные орогенические движения произошли в конце среднего миоцена. Они привели к образованию горного пояса, вдоль окраины которого накопилась типичная моласса, содержащая разновозрастный вулканический материал. К концу миоцена и вплоть до раннего плиоцена моласса сменяется мощными и широко распространенными дацитовыми и андезитовыми вулканиками, в основном туфами и туффитами. Это самая мощная вспышка вулканизма в геологической истории Филиппин; она знаменует последнюю фазу магматизма альпийского геотектонического цикла.

К сожалению, детальные литологические описания филиппинского флиша отсутствуют, поэтому подробные сопоставления с флишем других районов Тихоокеанского пояса сильно затруднены.

Характерной особенностью геологии Индонезии является наличие двух основных структурных направлений — субмеридионального на востоке и субширотного — на юге. Они подчеркнуты ориентировкой глубоких желобов и связанных с ними поясов молодого вулканизма. Молодые складчатые системы составляют обрамление более древних ядер, консолидированных в результате мезозойской или более ранней складчатости.

Сведения по флишевым формациям и по геологии Индонезийского архипелага, приведенные ниже, получены из работ Р.В. Беммелена (1957), П.Н. Кропоткина и К.А. Шахварстовой (1965), И.В. Архипова (1964), П. Лиехти (Liechti, 1960), Н. Хайля (Haile, 1969; 1974) и др.

На о. Борнео (рис. 21) можно выделить центральную зону, образующую древний фундамент острова, геосинклинальные условия в которой закончились не позже нижнего мела, и обрамляющую ее с северо-востока, частично с юго-востока, зону сложного строения и конфигурации, сложенную геосинклинальным комплексом пород, консолидация которого началась в эоцене и продолжалась до миоцена включительно.

Центральная зона сложена в ядерной части палеозойскими образованиями (девонскими, каменноугольными и пермскими). Это разнообразные кремнистые породы, глинистые сланцы, мергели, известняки, основные эффузивы и пирокласты. К палеозойскому ядру в результате более поздних этапов мезозойской складчатости были присоединены позднепалеозойские и раннемезозойские образования.

Триасовые отложения центральной зоны представлены двумя фациями: нормальноосадочной и вулканогенной. Нормальноосадочные фации имеют ярко выраженный флишевый характер. Они состоят из конгломератов, полимиктовых песчаников, глинистых песчаников и глинистых сланцев. Очень характерны серовато-голубые глинистые сланцы, содержащие графит.

Вулканогенные фации представлены эффузивами и пирокластическими образованиями кислого и промежуточного — от кислого к среднему — состава, которые обычно образуют переходы к щелочным породам — кварцевым кератофирам и кератофирам.

Юрские отложения были выделены вначале на западе и юго-востоке Борнео. Однако позже было доказано, что фауна, на основании которой был определен юрский возраст, встречается и в мелу. Р.В. Бёммелен выделяет на западе острова нижнемеловые отложения, содержащие фораминиферы. Эти отложения трансгрессивно лежат на толще верхнего триаса и несогласно перекрыты песчаниками группы Плато.

В результате мезозойских складчатых движений, интрузивной деятельности и метаморфизма территория центральной зоны была преобразована в так называемую "континентальную кору" острова, служившую в дальнейшем фундаментом для более поздней геосинклинали. В послетриасовое время центральная зона испытывала слабые деформации, но геосинклинальные условия здесь больше не повторялись.

В позднем мелу в северной части "континентальной коры" образовался геосинклинальный прогиб, получивший в геологической литературе название геосинклинали Северного Борнео. Сходные прогибы образовались на востоке и юго-востоке острова; П. Лиекти считает их ортогеосинклиналями, по Г. Штилле, или идиогеосинклиналями, по Ж. Умбгрову, характеризовавшимися большой амплитудой колебаний и мощным позднемеловым и третичным осадконакоплением, выраженным частично в кремнисто-спилитовых и флишевых фациях. Два таких прогиба преобразованы в настоящее время в складчатые зоны — Мангкалихат и Мератус.

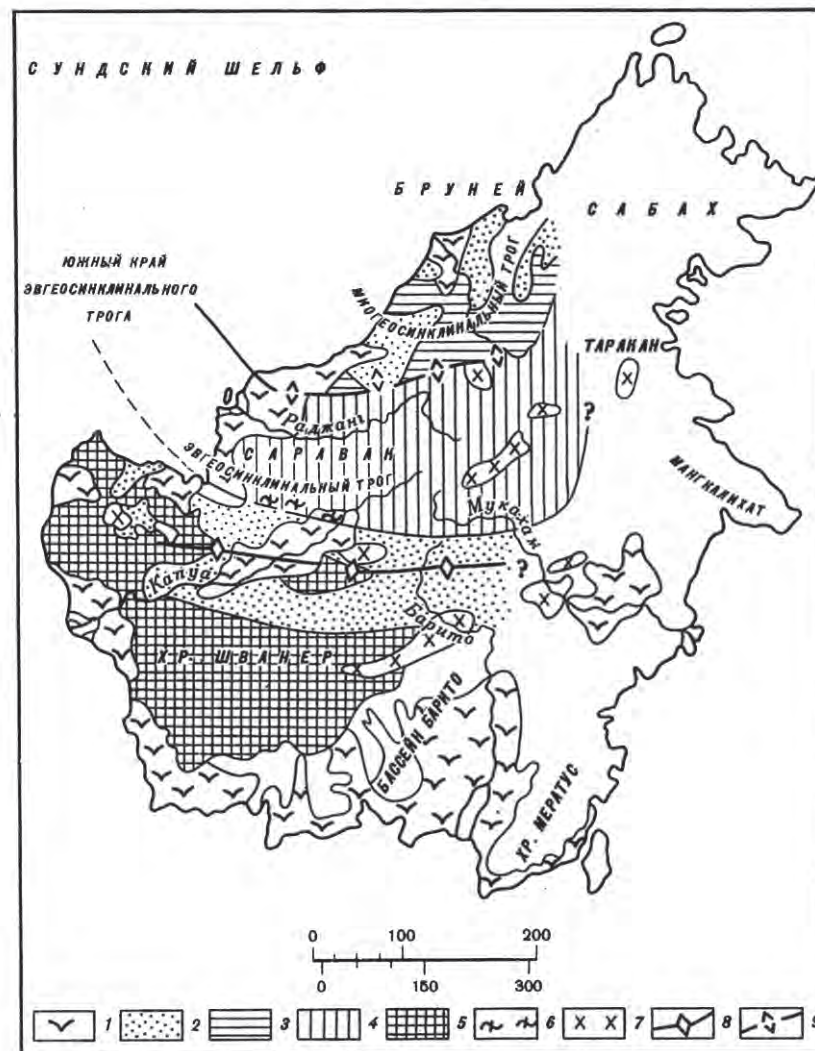


Рис. 21. Схематическое строение геосинклинали Северного Борнео, по Н. Хайлю (Haile, 1969) с упрощениями

1 — аллювий; 2 — моласса и родственные отложения (группы Бруней и Плато, поздний мел — палеоцен); 3 — отложения миогеосинклинального бассейна (группа Барам, поздний эоцен — миоцен); 4 — эвгеосинклинальный флиш (группа Раджанг, поздний мел — миоцен); 5 — догеосинклинальный фундамент; 6 — кремнисто-офиолитовая ассоциация; 7 — лавы; предполагаемые оси поднятий: 8 — эвгеоантиклинального, 9 — миогеоантиклинального

Хотя обычно эти прогибы описываются как самостоятельные, П. Лиекти с соавторами высказывают мнение, что северный прогиб продолжался в центральную часть Северного Борнео и через территорию Таракан и Мангкалихат достигал восточного побережья и территорий Пулу-Лаут, Мератус и Барито.

Наиболее детально изучена геосинклиналь Северного Борнео, описание которой приведено здесь по данным П. Лиекти и Н. Хайля.

Геосинклинальные отложения развиты на площади шириной около 300 км и длиной до 800 км. Они протягиваются изогнутой полосой от района Сабах к юго-западу до приустьевых частей рек Лупар и Раджанг в Сараваке и, по-видимому, уходят на северо-запад в область Сундского шельфа.

Более тридцати формаций, слагающих геосинклиналь, Н. Хайль в соответствии с их литологией, генезисом, географическими и палеогеографическими взаимоотношениями объединяет в четыре разновозрастных группы – от позднего мела до позднего кайнозоя.

Группа Раджанг обнажается в Центральном и Северном Сараваке, Юго-Западном Сабахе и соседних частях Калимантана. Наиболее древняя ее часть – формации Лупар и Данау (поздний мел) характеризуются радиоляриевыми кремнями с кластическими осадочными породами и небольшим количеством известняков, ассоциирующимися с офиолитами, и приурочены в основном к южному краю площади. Более молодая, шире распространенная, часть группы имеет возраст от позднего мела до раннего миоцена и является типичным флишем, сложенным в основном песчаниками и аргиллитами с характерными признаками турбидитов.

Песчаники флиша, как правило, представлены граувакками, изредка субграувакками. Песчаники и глинистые сланцы иногда известковистые. Известняки встречаются в виде отдельных линз и пластов, мощность которых 5–200 м. Очень редки маломощные внутриформационные конгломераты. Во флише многочисленны пелагические фораминиферы. Породы смяты в складки и метаморфизованы (динамометаморфизм слабых и низких степеней) с образованием аргиллитов, реже филлитов. Максимальная мощность группы Раджанг достоверно не известна, но она, несомненно, велика (в Центральном Сараваке ее минимальная мощность – 10–15 тыс.м).

Группа Барам включает формации, обнажающиеся в Северном Сараваке, Брунее и Юго-Западном Сабахе, возраст которых – поздний эоцен – поздний миоцен. Формации преимущественно глинистые, но содержат и известняки. Нижняя часть группы умеренно или сильно складчатая. Группа Барам перекрывает с несогласием группу Раджанг в центральном Сараваке, но в Северном Сараваке несогласие почти не улавливается или отсутствует, а в Сабахе – этот контакт – согласный. Мощность группы – около 8,5 тыс.м.

Группа Плато включает многочисленные формации позднемелового и, возможно, миоценового возраста, слагающие широкую синклиналь в Западном Сараваке, а также развитые в Центральном и Западном Калимантане. Формация состоит из сланцев с остатками

растений, пропластками угля, аркозовых песчаников и конгломератов, отложившихся в мелководных и континентальных условиях. Группа Плато слабо дислоцирована и лежит несогласно на породах мезозойского и, возможно, палеозойского возраста. Ее максимальная мощность – 8–10 тыс. м.

Группа Бруней обнажается в Северном и Центральном Сараваке, на большей части Брунея и в Сабахе. Она включает формации песчаников и глин с лигнитами, отложенные в преимущественно параллических и эстуарных условиях. Ее возраст в основном – от позднего миоцена до современного. Отложения группы слабо или умеренно складчатые и залегают в синклинальных зонах, разделенных антиклиналями, сложенными группой Барам. В Северном Сараваке и Брунее граница с группой Барам согласная, а в Центральном Сараваке в некоторых случаях породы группы Бруней несогласно лежат на отложениях группы Раджанг.

Строение геосинклинали Северо-Западного Борнео с юга на север (от внутренней зоны к внешней) полностью согласуется с принципиальной схемой Ж. Обуэна (1965): эвгеоантиклинальное поднятие, эвгеосинклинальный трог, миогеоантиклинальное поднятие, миогеосинклинальный трог, форланд.

Эвгеосинклинальный трог очерчен современными полями выходов группы Раджанг, которая образует вокруг Центрального Саравака дуговой пояс шириной около 200 км, ориентированный к востоку, а затем продолжающийся на север, в северный Саравак и Западный Сабах.

Группа Раджанг, как было упомянуто выше, сложена очень мощным флишем (граувакками и аргиллитами) с офиолитами (спилитами и долеритами) и радиоляриевыми кремнями вдоль обоих краев поля распространения группы, причем офиолиты наиболее широко развиты по южной окраине. Поскольку главный офиолитовый пояс развивается по внутренней окраине эвгеосинклинального трога, внутренняя зона Северо-Западной геосинклинали Борнео, а следовательно, и эвгеоантиклинальное поднятие должны были располагаться на юге.

Миогеоантиклинальное поднятие протягивалось вдоль северной окраины распространения группы Раджанг, где в состав последней входят спилиты, радиоляриевые кремни и известняки, в том числе фораминиферо-водорослевые. В Северном Сараваке с позднего эоцена до миоцена существовало, по-видимому, не одно, а серия поднятий. Об этом свидетельствует зона палеоценовых и эоценовых известняков, приблизительно параллельная северной границе группы Раджанг.

Миогеосинклинальный трог находился в зоне развития группы Барам, которую П. Лиекти также считал миогеосинклинальной, и на соседнем континентальном шельфе.

Положение форланда проблематично. Форландом может считаться Индокитай и его продолжение в Сундский шельф, который, возможно, был поднят и поставлял обломочный материал в геосинклиналь

на ранней стадии ее развития, хотя твердо это не доказано. При отсутствии знаний о геологии шельфа, особенно северо-восточнее островов Натуна, об этом мало что можно сказать. П. Лиехти считает форландом центральное ядро Борнео.

Главнейшие стадии развития геосинклинали, выделенные Ж. Обуэном, распознаются в Северном Борнео достаточно хорошо. Кремни и пелагические известняки формаций Лупар и Данау указывают на стадию зарождения. Стадия развития с образованием кремнистых пород и офиолитов, после которой последовало флишеобразование, выражена отчетливо. Орогеническая стадия началась во внутренних (южных) зонах раньше – вероятно, в раннем кайнозое – и мигрировала во внешнюю сторону (к северу). Таким образом, раннее флишеобразование в наружной (внешней) части эвгеосинклинального трога происходило одновременно с орогением и молассообразованием в его внутренней части.

В самом начале стадии развития в миогеосинклинальный трог с юга поступало немного кластического материала, о чем свидетельствуют позднеэоценовые глубоководные пелагические известняки. Причиной этого могли быть эвгеосинклинальный трог и миогеоантиклинальное поднятие, действующие соответственно как ловушка и барьер. Позже, вероятно, вследствие поднятия южной части эвгеосинклинали и ее размыва, миогеосинклинальный трог стал получать больше терригенных осадков, в том числе и материал для образования флиша. Миогеосинклинальные осадки были смяты в складки в основном в плицене, а частично еще в среднемиоценовое время.

Молассовые бассейны, особенно на западе, формировались вначале во внутренних зонах и заполнялись континентальными и дельтовыми осадками. Эти молассы имеют на западе меловой возраст, а на востоке эоценовый или еще более молодой.

В геосинклинали Северного Борнео, отчетливо проявилась динамическая полярность в направлении с юга на север: флишеобразование, орогения и моласса к северу становятся все моложе. То же касается метаморфизма флиша и интенсивности орогения, которые к северу ослабевают. Имеются также признаки сходной полярности в северо-восточном направлении вдоль простираения геосинклинали: в этом направлении флиш, моласса и орогения становятся моложе. Постгеосинклинальный вулканизм представлен дацитовыми и, в меньшей степени, базальтовыми лавами плицена.

В более поздней работе Н. Хайль (Haile, 1974), выделяя для северо-западного Калимантана те же четыре субширотные зоны, снова подчеркнул, что для них характерно локальное проявление эпох складчатости и отсутствие выдержанных региональных несогласий. Развитие региона он связывает с падающей к югу зоной субдукции, постепенно мигрированной на протяжении кайнозоя на север с одновременным уменьшением активности.

ВОЗРАСТ

Возраст Тихоокеанских флишей охватывает диапазон от позднего карбона до кайнозоя. Чем древнее флишевые формации, тем с большим трудом они устанавливаются, из-за интенсивной дислоцированности, а также сильной степени метаморфизма, маскирующего первичный состав пород. Поэтому не исключено, что флиш мог образовываться и на более ранних стадиях развития окраин Тихого океана.

Во всяком случае, в древних доверхнекаменноугольных комплексах флиш не обнаружен ни в континентальной части рассматриваемой территории, ни в древних ядрах консолидации больших и малых островов, расположенных в Тихом океане и его окраинных морях. Отсутствие флиша, таким образом, можно объяснить и неблагоприятными для его накопления условиями, существовавшими в геосинклинальных бассейнах того времени. Это предположение кажется наиболее вероятным там, где состав древних метаморфических комплексов не позволяет предполагать в них наличие первичного флиша (по крайней мере терригенного).

Наиболее древний каменноугольно-пермский флиш развит только на филиппинских островах.

Позднепермский флиш известен в нескольких местах. Это, во-первых, флиш, входящий в состав Верхоянского комплекса и слагающий огромные территории в пределах Верхоянского хребта. Во-вторых, это значительно менее распространенный и менее ярко выраженный флиш Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и проблематичная флишевая формация Лаеолин-Гродековской зоны на западе Приморья. Наконец, флиш этого возраста образует разрозненные поля западнее медианного шва Японских островов (серия Кума, группа Майдауру и серия Тоема). За пределами северо-западного сектора отметим формацию Тайтаи, развитую в зоне кайнозойской складчатости Новой Зеландии, которая по своей большой мощности и ритмичному чередованию терригенных пород аналогична альпийским флишевым формациям и весьма сходна с Верхоянской флишеидной формацией.

Все перечисленные флиши тяготеют к древним ядрам консолидации как на территории Азиатского материка, так и в пределах островных дуг. Как мы увидим из дальнейшего изложения, именно здесь начинаются ряды флишевых формаций, которые, постепенно омолаживаясь, мигрировали в сторону Тихого океана. Этот процесс интенсивно проявился на материке и охватил огромные пространства от Верхоянья до Чукотки; на Японских и других островах такая миграция происходила на сравнительно небольшой территории, и этот процесс имеет некоторые отличительные черты.

Все древние флиши северо-западного сектора Тихоокеанского пояса фиксируют этапы мощного терригенного осадконакопления, во время которых интенсивно размывались как более древние массивы суши, так и вновь образованные внутри бассейнов осадконакопления

поднятия, расчленившие эти бассейны на ряд желобов; в пределах последних и происходило накопление обломочного материала.

Образование рассматриваемых флишей верхнего палеозоя происходило и в огромных по протяженности и ширине прогибах, таких как Верхоянский и Сихотэ-Алинский, и в изолированных, относительно небольших бассейнах, как, например, в районах Кума, Майдазуру и Китаками в Японии. Характер осадконакопления в отдельных troughах, образовавшихся вследствие расчленения геосинклинали, был неодинаковым. Хотя в целом рассматриваемый период был благоприятным для осаджения ритмично построенных толщ, на некоторых этапах в ряде прогибов осадки лишь отдаленно напоминали флиш. Более того, на отдельных участках одновременно с общим накоплением флиша и родственных ему пород продолжалось образование тонких глинистых толщ. Так было в Верхоянском бассейне, на его северо-восточной окраине, сравнительно удаленной от осевой части. Преимущественно глинистый материал в особых, восстановительных условиях осаждался и в изолированных бассейнах типа Китаками (серия Тоема). Последнюю, пожалуй, следовало бы отнести не к флишевой формации, как это сделал К. Танака, а к аспидной, тем более, что это вынудило указанного автора предположить, что в области Китаками флишевая стадия развития наступила раньше, чем на юго-западе Японии, где флиш начал накапливаться только в скифском веке (см. табл. 4).

На советской территории Тихоокеанского пояса флишеобразный характер имеет только часть верхнетриасовых отложений Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня. Это небольшие до нескольких сот метров мощности интервалы разреза тетюхинской свиты. Одновозрастные отложения Сихотэ-Алинской геосинклинали в других ее структурно-фациальных зонах не содержат флиша.

В Верхоянском антиклинории флишеобразная формация сменяется угленосным комплексом еще в конце поздней перми, а в триасе здесь накапливаются красноцветные лагунно-дeltальные толщи. Часть же территории развития флишеобразной формации испытала поднятие; в это время заложились эмбриональные ядра будущего Верхоянского горного сооружения.

На Японских островах в триасе продолжалось флишеобразование. На юго-западе страны формировалась скифско-азиатская серия Якуно (формации Хонодани и Варуиси), а в районе Китаками — серия Инаи, очень похожая на серию Якуно и состоящая из формаций Хираисо, Осава, Казакоши и собственно Инаи. Эта серия, в отличие от подстилающей ее серии Тоема, по морфологии вполне может быть отнесена к флишу. Перекрываются флишевые серии моласовыми образованиями: выше серии Якуно лежат серии Ацу и Мине ладинского — норийского ярусов, а Инаи — серия Сарагаи. В познетриасовое время продолжалось накопление флиша в разрозненных, но достаточно широко развитых бассейнах обеих зон Филиппин — несейсмичной и мобильной.

Южнее триасовый флиш известен в центральной зоне о. Борнео, где он занимает ограниченные участки.

На о. Сулавеси Р.В. Беммелен (1957) отмечает весьма широкое развитие триасовых флишевых фаций как в западной, так и в восточной его частях. Сходны с ними флишевые толщи триаса соседних островов Бутон, Буру Мисол и Тимор. Мощность триасового флиша Индонезии не превышает нескольких сот метров, а области его развития невелики.

В юрском периоде флишевые формации вновь накапливались в Яно-Кольмской складчатой области, в серии прогибов, окаймлявших Кольмский массив с юга, запада и севера. Это среднеюрская флишевая формация Иньяли-Дебинского синклинория, а также триас-верхнеюрский флиш Ольджойско-Полоусного прогиба. В поздней юре началось формирование флишеобразной формации Илий-Тасской зоны.

В пределах Сихотэ-Алиня юрские флишеобразные образования распространены в Главном синклинории, где они образуют непрерывную серию с вышележащими берриасскими и валанжинскими флишеобразными осадками, а также в Прибрежном антиклинории (среднеюрская горбушинская свита).

В Японии юрский флиш, по-видимому, не имеет самостоятельного значения. Можно лишь предположить, что в юре началось накопление некоторых флишевых комплексов, получивших свое основное развитие в мелу. Это накопление происходило главным образом в геосинклинали Симанто. На Индонезийском архипелаге Р.В. Беммелен выделил юрский флиш только на о. Серам, в отличие от более широко распространенного триасового флиша.

В меловом периоде флишевые формации получили широкое развитие в пределах северо-западного сектора Тихоокеанского складчатого пояса.

В раннемеловую эпоху достигло своего апогея терригенное осадконакопление в Главном синклинории Сихотэ-Алиня, а также на его северном продолжении. В Амуро-Уссурийском синклинории накопились флишевые и флишеобразные толщи валанжина (комсомольская серия), а несколько позже, в готериве — альбе, сформировалась нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня с ее двумя подформациями — дальнегорской и кемской.

Еще больший размах приобрели процессы флишеобразования во второй половине мелового периода. В это время на восточной окраине Азии и на обрамляющих ее островах образовались мощнейшие терригенные и вулканогенно-терригенные комплексы, включающие и флиш. Здесь накапливалась укэлятская флишевая формация Корякского нагорья кампан-датского возраста. Это одна из самых мощных и протяженных флишевых формаций позднего мела на территории советского Дальнего Востока. К востоку она продолжается вдоль окраины шельфа Беринга на п-ов Аляску и, соединяясь с верхнемеловым шумагинским флишем, образует полосу развития флиша длиной более 3000 км. Б.В. Ермаков (1975) вслед за Ж. Муром предполагает, что эта формация локализовалась в едином, наз-

ванном им Укэлятско-Шумагинским, флишевом прогибе, располагавшемся на границе Тихого океана с Азиатским и Северо-Американским континентами.

Возможно, одновременно или почти одновременно на южном продолжении этой структуры формировались верхнемеловой флиш Ильпинского п-ова и флишеподобные отложения турон-сенонской лесновской серии Камчатки; последняя в целом может считаться флишовой, а отдельные части ее разреза являются типичным флишем (Геология СССР, 1964). Таким образом, если отвлечься от деталей, то в позднемеловое время на огромном протяжении от южных берегов Аляски через Корякское нагорье до южной Камчатки развивалась система вытянутых в цепочку флишевых трогов.

Вероятно, в одном или нескольких тесно связанных друг с другом прогибах формировались сенонская флишоподобная найбинская серия Сахалина и очень сходная с ней апт-маастрихтская группа Едзо Хоккайдо, которая отнесена японскими геологами к типичному флишу. В кампане-маастрихте в прогибе Идзуми, протягивавшемся вдоль всей южной окраины Японии, накопилась флишевая формация мощностью около 10 км – группа Идзуми. Несколько севернее развит верхнемеловая формация Накаминато, обнаруживающая большое сходство с флишем Идзуми.

К меловым следует отнести и нижнюю часть ритмично построенных толщ, сходных с альпийским флишем и заполняющих геосинклиналь Симанто; однако отсутствие руководящих ископаемых остатков не позволяет определить возраст отложений повсеместно (Matsumoto, 1960).

На "древней континентальной коре" о. Борнео в позднем мелу образовалось несколько связанных друг с другом прогибов, в которых накопление флишевых толщ продолжалось с позднего мела до раннего миоцена. Самым крупным прогибом была геосинклиналь Северного Борнео. Значительно меньшие прогибы существовали на востоке и юге острова на месте современных кребтов Мангкалихат и Мератус, а также в бассейне р. Барито.

Несколько верхнемеловых флишевых формаций большой протяженности прослеживаются вдоль тихоокеанского побережья Американского континента. Из них можно упомянуть сравнительно хорошо изученную формацию Черро-Торро и другие, развитые на юге Южной Америки (Cecioni, 1957; Katz, 1963; Borello, 1968; Scott, 1966), формацию Сепур кампан-маастрихтского возраста в Центральной Америке и разновозрастные отложения другого флишевого трога, Техуантепек-Никоя, расположенного симметрично с первым на океанической стороне палеоматерика (Wilson, 1974), а также флишоподобный миогеосинклинальный комплекс Большой долины, разновозрастный эвгеосинклинальной францисканской формации Э. Бейли и, наконец, упомянутый выше шумагинский флиш.

Самые молодые, кайнозойские флишевые формации рассматриваемого региона приурочены исключительно к береговой зоне, обращенной преимущественно в сторону Тихого океана и в значительно

меньшей степени – в сторону материка. На Камчатке это нижне-среднемиоценовая флишевая формация Восточно-Камчатского прогиба, развития на протяжении от п-ва Говена на севере до Кроноцкого залива на юге. На Сахалине и Хоккайдо – это разновозрастные ей отложения Исикари – Западно-Сахалинского прогиба – невеличкая свита и ее аналоги. Здесь же на Хоккайдо присутствует флишевая палеогеновая серия Немуро, протягивающаяся в широтном направлении вдоль южного берега восточной оконечности острова и продолжающаяся к востоку на о. Кунашир.

На островах Хонсю и Сикоку кайнозойские геосинклинальные отложения зоны Симанто, как палеогеновые, так и неогеновые, в значительной степени имеют флишевый и флишоподобный характер. Они распространены вдоль южного, Тихоокеанского побережья этих островов в пределах южной части пояса Симанто – геосинклинали Накамура.

В той или иной мере близки к флишу миоцен-плиоценовые терригенные осадки западного (миогеосинклинального) и восточного (эвгеосинклинального) бассейнов Тайваня, а также палеоцен-эоценовые отложения восточной "мобильной" зоны Филиппинских островов.

На о. Борнео в кайнозой вплоть до миоцена продолжается накопление флиша в геосинклинальных бассейнах, заложившихся еще в позднем мелу.

В Новой Зеландии типично флишевый характер имеет группа Вайтамата верхнеолигоценового – нижнемиоценового возраста, описанная П. Баллансом (Ballance, 1974), а на островах Новой Каледонии, являющихся структурным продолжением Новой Зеландии, известна мощная толща эоценового вулканогенного и мергелисто-песчаного флиша (Gonord, 1970).

В настоящее время накопление флишеподобных осадков, естественно, можно ожидать в морских бассейнах периферии Тихого океана: окраинных морях и глубоководных желобах, предполагаемых аналогах древних геосинклиналей. Судить об этом процессе можно, главным образом, по строению и составу колонок, характеризующих верхние несколько метров осадочной толщи. Имеющиеся в литературе сведения касаются, по существу, не флиша, а турбидитов. Даже если между флишем и турбидитами ставить знак равенства, приходится констатировать, что достоверные современные и четвертичные аналоги флиша твердо не установлены. В лучшем случае осадки, отнесенные к турбидитам, обладают лишь некоторыми признаками этой категории, а полные аналоги древних турбидитов с характерным "набором" признаков (по схеме А. Боума) не обнаружены. Фактически достаточным основанием для отнесения осадка к турбидиту считается наличие в нем градационной слоистости, резкой нижней границы и некоторых других признаков, как то: сравнительно крупные включения или знаки оползания осадка. П.Л. Безруков и И.О. Мурдмаа (1971) даже посчитали возможным выделить фацию турбидитов, приуроченную главным образом к глубоководным желобам, окаймляющим западную окраину Тихого океана. В пос-

ледние годы стали все чаще появляться утверждения, особенно среди океанологов, о широком распространении современных турбидитов. Однако основанием для этого служит скудный и подчас негодный для сравнения материал. Уместно в этой связи напомнить не потерявшее, по-видимому, своей актуальности высказывание Н.Б. Вассоевича (1948, с. 204): "современная эпоха — стадия преимущественного завершения образования моласс. Новый этап массового образования флиша еще не наступил, а прежний давно закончился. Вот почему до сих пор тщетно ищут и не находят гомологов флиша ни в океанических глубинах, ни в батимальной зоне, ни в шельфовом поясе, ни в приливно-отливной полосе, ни у устья рек, ни в мангровых болотах..."

Конечно, отрицать существование турбидитов в современных морских бассейнах западной части Тихого океана было бы необоснованно. Автор имел возможность познакомиться с осадками этого типа в колонках, взятых в Японском, Филиппинском и других морях, однако вряд ли они распространены очень широко. Особенно настораживают выводы о мутьевом происхождении осадков в открытом океане, в том числе и на абиссальных равнинах (Марковский, Супруненко, 1972), где совершенно нет условий для образования мутьевого потока и где отсутствуют источники обломочного материала для образования турбидитов.

Наиболее близка к карбонатному флишу, в понимании С. Джульньского (Dzulynski, Smith, 1964), колонка осадка 3-к метровой мощности, взятая у подножья гряды коралловых островов на глубине 1500 м в 4-ом рейсе нис "Калисто" в 1976 г. (Евланов и др., 1977; Марков и др. 1977). Колонка состоит из трех расположенных друг над другом ритмов, каждый из которых сложен внизу белым коралловым песком, а сверху — зеленовато-серым алевропелитовым глубоководным илом. Нижняя граница песка резкая, а переход в алевропелит постепенный, хорошо наблюдающийся по убыванию кверху белого известкового материала. В переходной части характерны следы оползания осадка. Мощность ритмов порядка нескольких дециметров.

Судить о возможности современного флишенакпления трудно и потому, что полные мощности ритмичных толщ можно оценивать очень ориентировочно, главным образом, по геофизическим данным.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Изучение вещественного состава и, в частности, минералогии флиша важно не только для выяснения механизма его накопления. Оно представляет интерес и потому, что в осадках флиша запечатлены состав, степень метаморфизма и другие особенности пород, слагавших источники питания, что позволяет воссоздать принципиальную палеоструктуру того или иного участка геосинклинальной области на основании большого количества материала, в значительной своей части осредненного, благодаря специфическим условиям

его переработки и транспортировки. Все сказанное относится, главным образом, к песчаникам флиша, которые дают львиную долю такой информации.

К сожалению, ни для одной из рассматриваемых здесь флишевых формаций автору не удалось найти в литературе сведений об их химическом составе в целом или о распределении в них тех или иных химических элементов. Сравнение флишевых формаций друг с другом, а также со смежными образованиями по этому наиболее общему и объективному вещественному признаку оказалось невозможным. По этой же причине затруднены и столь необходимые сопоставления состава флиша с составом осадочных, метаморфических и магматических пород предполагаемых областей сноса, реликты которых сохранились при современном эрозионном срезе.

Значительно больше материала удалось собрать по минеральному составу пород, но и здесь он ограничивается данными по песчаникам и отчасти по более грубообломочным породам. Минералогия же глинистой составляющей флиша и в зернистых, и в пелитовых породах обычно описана весьма схематично.

Для флишей, которые изучались нами в полевых условиях, мы провели определения химического состава, а О.В. Чудаев и В.Б. Курносов современными методами достаточно детально исследовали глинистые минералы (Маркевич, Чудаев, 1978).

Сопоставление пород по минералогическому составу встречает определенные препятствия. Количественные подсчеты не всеми авторами ведутся по одним и тем же компонентам, и эти результаты приходилось иногда "приводить к единому знаменателю", при этом были неизбежны некоторые искажения. Минеральный состав, как известно, зависит от гранулометрии осадка, которая меняется довольно существенно в различных местах флишевого ритма. Наконец, некоторые исследователи рассматривают глинистые включения в песчаниках как обломки пород, а другие относят их к так называемому матриксу, или цементу. Эти и другие особенности необходимо было учитывать при рассмотрении материалов по минералогии песчаников.

Среди песчаников флишей северо-западного сектора Тихоокеанского складчатого пояса, по классификации В.Д. Шутова (1967), различаются две крупные группы (рис. 22).

Первая группа тяготеет к аркозам и переходным разновидностям — кварцевым, граувакковым и полевошпатовым аркозам, а в отдельных случаях даже захватывает поле мономинеральных кварцевых песчаников. К ней относятся песчаники Верхояно-Кольмского флиша (пермь-юра), флишей Сихотэ-Алиня (пермь-нижний мел), кроме вулканогенного кемского, а также часть песчаников палеозойских флишей группы Муро Японии. Эта группа образовалась в результате относительно хорошей дезинтеграции исходных пород. Состав обломочного материала показывает, что последний сформирован главным образом в результате разового или многократного перемиыва богатым кварцем метаморфических и осадочных пород и

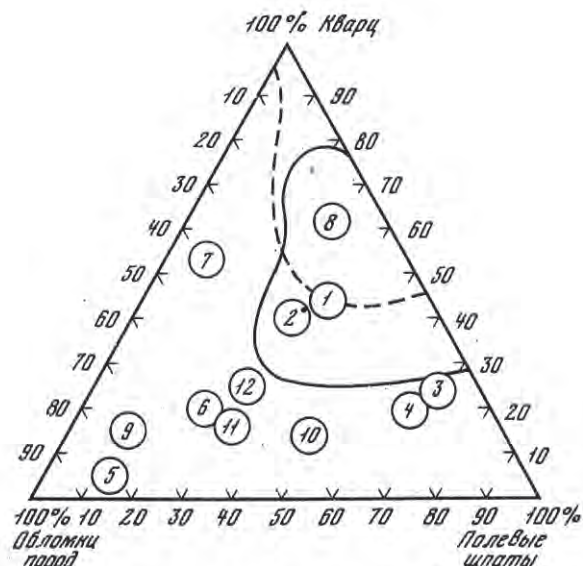


Рис. 22. Соотношение главнейших породообразующих компонентов в песчаниках Тихоокеанских флишевых формаций

1 — Верхоянский антиклинорий; 2 — Иньяли-Дебинский синклинорий; 3, 4 — Ольджойско-Полоусный синклинорий; 5 — Укэлятская флишевая формация; 6 — Шумагинский флиш; 7 — формация Черро-Торро; 8 — свита Муро; 9 — группа Вайтмата; 10–12 — кроноцкий флиш Восточной Камчатки; линия — северная часть Главного синклинория Сихотэ-Алиня (Комсомольский район); пунктир — южная часть Главного синклинория Сихотэ-Алиня (Дальнегорский район)

кислых интрузивных образований. Среди обломков пород главнейшими являются граниты, гранодиориты, фельзиты, аплиты, грейзены, кварциты и жильный кварц, различные кварцево-сланцевые, глинисто-сланцевые сланцы, кремни, песчаники и аргиллиты. Резко подчиненное значение имеют эффузивы различного состава, вулканическое стекло и другие продукты извержений. Полевые шпаты главным образом кислого состава ряда альбита-олигоклаза и калиевые. Акцессорные минералы обычно устойчивые к выветриванию и транспортировке: циркон, рутил, гранат, турмалин, сфен, эпидот и корунд.

Своеобразен и состав глинистых минералов рассматриваемой группы. В Западном Верхоянии и Иньяли-Дебинском синклинории они представлены каолинитом с небольшой примесью гидрослюда. Невершенство структуры глин, а также некоторые нарушения первоначальной кристаллической решетки позволяют предполагать, что большая часть каолинита переотложена (Тучков, 1973). Среди глинистых минералов цемента песчаников сихотэ-алинского дальнегорского флиша установлены гидрослюда, хлорит, каолинит, а также

смешанные минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (Маркевич, Чудаев, 1978).

Все указанные признаки характеризуют источники питания, как геологические провинции, сложенные осадочными, магматическими и метаморфическими породами, образующими земную кору сложного строения, но близкую к так называемому континентальному типу. Это мнение подтверждается результатами изучения минерального состава более грубообломочных отложений, входящих в состав этих флишей.

Рассмотренная группа тяготеет к формациям, расположенным внутри континента, в относительном удалении от океанической коры (см. рис. 1). Исключение составляет группа Муро, находящаяся в настоящее время на океанической стороне Японии.

Вторая группа песчаников относится к грауваккам с очень редкими переходами в соседние разновидности. Обломки пород в них составляют 80–85% объема песчаников. Минеральные обломки и кристаллы имеют резко подчиненное значение и среди них, как правило, преобладают полевые шпаты. Однако, кроме общего соотношения компонентов друг с другом, позволяющего отнести эти песчаники к грауваккам, важно отметить, что обломки пород представлены почти исключительно эффузивами и притом в основном андезитового состава. Комплекс акцессорных минералов этой группы характеризует очень низкую степень их "зрелости" и включает такие неустойчивые или малоустойчивые в зоне выветривания и при транспортировке минералы как пироксены, роговые обманки, глауконит. Кроме того, в их состав входят магнетит, ильменит, гранат, циркон и апатит.

Для второй группы песчаников характерны глинистые минералы монтмориллонит и хлорит, а также смешанослойные минералы монтмориллонит-хлоритового состава, в том числе и корренсит. В качестве примеси присутствует диоктаэдрическая гидрослюда, в основном поли типа 1 М. Эти минералы представляют собой продукты разрушения пород вулканогенного происхождения.

Перечисленные выше признаки приводят к выводу, что источниками питания для второй группы песчаников служили главным образом разрушающиеся вулканические тела, а также действующие во время флишеобразования в этих и смежных областях наземные вулканы. Породы осадочного, интрузивного и метаморфического происхождения имеют резко подчиненное значение.

Ко второй группе — граувакковой относятся песчаники шумагинско-укэлятской и ильпинской флишевых формаций (поздний мел), восточно-камчатского флиша (ранний-поздний миоцен), а также флиша Северного острова Новой Зеландии и свиты Черро-Торро в Патагонских Андах Южной Америки.

В противоположность первой группе перечисленные флиши развиты в непосредственной близости к океану, на самой окраине материков, и источником питания для них служили геологические провинции, в составе отложений которых резко преобладали продукты

вулканической деятельности – более древние или синхронные флише-накоплению.

Две группы песчаников – аркозовые и граувакковые выделены в самом общем виде. Внутри каждой из них имеются свои местные особенности, которые определяются спецификой источников питания, однако в целом такое деление может быть принято, когда в задачу исследования входит выявление общих закономерностей развития флишевых формаций на большой территории и в широком возрастном диапазоне. Известное абстрагирование от мелочей в этом случае, на наш взгляд, не только оправдано, но и необходимо.

Другие особенности состава песчаников – обилие обломочных слюд, глауконита и цементирующего материала (матрикса), обычно карбонатного, свежесть полевых шпатов, а также низкая степень сортировки и слабая окатанность обломочных зерен являются по существу общими для всех геосинклинальных пород этого гранулометрического класса. В отдельных случаях, например в серии Инаи на Японских островах, песчаники произошли от типично платформенных, более древних песчаников, поэтому обломочные зерна в них хорошо окатаны, а минеральные ассоциации свидетельствуют о высокой степени "зрелости" материала в целом.

Многочисленные попытки найти какие-нибудь общие признаки, отличающие песчаники флиша от зернистых пород других формаций, предпринятые в основном на европейском материале, по-видимому, обречены на неудачу, ибо выводы, к которым пока приходят геологи, изучающие минералогию флиша, чрезвычайно противоречивы и всецело зависят от того, в какой конкретной геологической обстановке велись исследования, что было подчеркнуто С. Джулыньским и Е. Уолтоном (Dzulynski, Walton, 1965).

Определенный интерес представляет классификация песчаников, предложенная К. Круком (Crock, 1972), который различает по минералогическому составу и геохимическим особенностям три группы: бедные кварцем (15% кварца, $58\% \text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$), промежуточные (15–65% кварца, $68–74\% \text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$) и богатые кварцем (65% кварца, $80\% \text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$). Из них первый тип указывает на существование магматических островных дуг, второй – на поступление обломочного материала с континентального склона Андийского типа, а третий – Атлантического.

Сихотэ-алинские песчаники занимают, по этой классификации, положение, промежуточное между второй и третьей группами. Следовательно, разрушались верхние части земной коры, включая чехол древних платформ. Такое предположение хорошо согласуется с выводами о сложном гетерогенном строении источников сноса, вытекающими из минералогического состава рассмотренных пород. Песчаники ильпинского флиша располагаются между первой и второй группой – по содержанию кварца и SiO_2 они ближе к грауваккам, бедным кварцем, а по отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – к грауваккам с промежуточным содержанием кварца, поэтому источниками питания могли служить как вулканические островные дуги, так и тектонически активные

континентальные окраины. Наконец, песчаники Кроноцкого флиша относятся к промежуточному типу, формирование которого связывается с разрушением тектонически активных континентальных окраин андийского типа.

Грубообломочные породы флишевых формаций занимают относительно большое место только в грубокластических типах флиша, где они залегают в основании элементарных флишевых ритмов и представлены гравелитами, конгломератами и конгломератобрекчиями. Они, как правило, связаны с вышележащими песчаниками постепенными переходами и имеют резкую границу с подстилающим их аргиллитом предыдущего ритма. Грубообломочные породы очень редко образуют самостоятельные горизонты во флише. Это могут быть либо базальные слои в случае трансгрессивного залегания формации, либо невыдержанные линзовидные тела при регрессивном характере осадконакопления, расположенные обычно в верхней части разреза флишей, при переходе их к молассовым образованиям.

Разновидностью грубообломочных пород могут считаться все виды подводнооползневых образований, концентрирующихся обычно в краевых фациях флиша, вблизи поднятий, служивших источником подводнооползневых образований. В некоторых случаях они оконтуривают в общих чертах границы бассейнов осадконакопления. Называют эти образования по-разному (грязевыми конгломератами, диким флишем, флишем с олистостромами и т.д.), но суть их одна – это результат хаотического смещения разнородного материала в нижней части и у подножья подводных склонов. Мощность образований колеблется от нескольких десятков до сотен и даже тысяч метров – например, гигантский "олистостром" Восточного прогиба Тайваня, венчающий флишевые образования. Размер материала подводнооползневых брекчий, который обычно не имеет никакой сортировки – от мелкозернистой основной массы до гигантских глыб и экзотических утесов, достигающих нескольких сот метров в поперечнике. Обычно это глыбы известняков, но они могут быть сложены любыми другими породами – осадочными, магматическими и метаморфическими.

Необычный тип грубообломочных пород описан в неогеновом флише Новой Зеландии П. Баллансом (Ballnase, 1964, 1974). Это конгломераты Парнелл-Грит – единственное известное автору настоящей работы описание отложений лахаров в вулканогеомном флише.

В Тихоокеанском складчатом поясе развиты почти исключительно терригенные флиши (включая вулканогенно-терригенную их разновидность), и совершенно не встречается карбонатный флиш, очень характерный для некоторых геосинклиналей, например для зоны южного склона Большого Кавказа. Карбонатные породы встречаются во флише только в виде экзотических глыб, происхождение которых трактуется обычно как подводнооползневое, либо в форме обломков в составе конгломератов и песчаников. Даже в том случае, когда флишевые прогибы закладывались прямо на краю платформенных участков или располагались в непосредственной близости от источ-

ников сноса, сложенных главным образом известняками, карбонатный флиш, подобный кавказскому, не образовывался, а влияние карбонатной питающей провинции сказывалось лишь в появлении тех же экзотических глыб или в обогащении цемента терригенных пород рассеянным тонким карбонатным материалом. Однако песчаники флиша отличаются повышенной общей карбонатностью цемента, благодаря аутигенным карбонатам.

Причиной отсутствия карбонатных прослоев в составе элементарного ритма флиша может быть очень сильное разбавление карбонатного материала терригенными частицами, а также относительно холодный климат, затруднявший садку карбонатов (Коссовская, Шутов, 1958).

Кроме того, в некоторых случаях осаждению или растворению карбонатов могли препятствовать большие глубины бассейнов осадконакопления. Если верно сопоставление древних турбицитов с осадками современных глубоководных желобов, то отсутствие карбонатов может объясняться именно этим фактором.

ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ ФЛИШЕВЫХ БАССЕЙНОВ

Для внутриконтинентальных или миогеосинклинальных флишей место предполагаемых источников питания и даже реликты этих питающих провинций обнаруживаются в современном геологическом строении соответствующих территорий. Так, область распространения верхоянского флиша ограничивалась с запада Сибирской платформой, а с востока — Колымским массивом. Среднеюрский флиш Иньяли-Дебинского синклинория располагался между гористым Аян-Юряхским антиклинорием на юго-западе и холмистой сушей Колымского массива на северо-востоке. Этот же массив питал обломочным материалом триасово-юрский Полоусный прогиб, а также юрско-меловой флиш Илинь-Тасской зоны, которая с юга обрамлялась Алазейской складчатой структурой.

Минералогический состав этих флишевых формаций достаточно убедительно показывает, что именно перечисленные массивы, разрушаясь, поставляли главную массу обломочного материала во флишевые бассейны. Внутри этих бассейнов предполагается существование подводных и надводных поднятий, но их роль как источников питания была незначительной. Они, вероятно, выполняли лишь роль барьеров, разграничивавших различные фации флиша или отделявших флиш от отложений другого характера.

По мнению большинства исследователей, в том числе А.Г. Коссовской, В.Д. Шутова (1960) и И.И. Тучкова (1973), основной питающей провинцией в палеозое была Сибирская платформа, которая представляла собой, судя по сравнительно тонкозернистым осадкам, в основном холмистую равнину, на которой выделялись нагорья. Разрушению подвергались докембрийские метаморфические сланцы осадочного происхождения (филлитовые, кремнистые, кварцево-по-

левошпатовые, кремнисто-слюдистые и др.) и катаклазированные изверженные породы, преимущественно кислого состава, а также терригенно-карбонатные образования. Второстепенную роль как поставщики материала в это время играли Охотский и Колымский массивы, интенсивный размыв которых происходил позже, в мезозое, а также Яно-Адычанская гипотетическая суша.

Для раннемелового флишевого бассейна Сихотэ-Алиня картина выглядит несколько сложнее. На начальных этапах источники сноса четко фиксируются в пределах крупных континентальных массивов, расположенных к западу — в Монголо-Охотской складчатой области и в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня.

Вместе с тем изменения гранулометрического и минералогического состава флишей уже в это время указывают на возможность существования источников сноса и на востоке — в области Татарского пролива (Геология СССР, 1966). Не исключено, что одним из таких источников был недавно установленный Тахтинский массив (Косыгин, Воеводин, Житков и др., 1975). Позднее в готериве-альбе для северной и центральной частей Сихотэ-Алиня, по данным И.К. Пушина (1976), обломочный материал поступал как с запада, со стороны Главного антиклинория, так и с востока. В более южных районах транспортировка обломочного материала флиша несомненно происходила с востока, со стороны Прибрежного антиклинория. Последнее подтверждается распределением фаций в Главном синклинории Сихотэ-Алиня и особенно на его восточной окраине, граничащей с Прибрежным антиклинорием (Маркевич, 1970). Однако несоответствие минералогического состава пород флиша в районе рек Рудной и Кемы отложениям, слагающим Прибрежный антиклинорий, а также незначительные размеры последнего на современном эрозионном уровне, заставили многих геологов, в том числе и автора, прийти к выводу, что в конце раннего мела источники питания существовали и в пределах северной части Японского моря. Нужно подчеркнуть, что это были участки коры континентального типа, сложенные осадочными, магматическими и метаморфическими породами. Заметим, что нижнемеловые флишевые формации Сихотэ-Алиня в отличие от верхояно-колымских флишей располагаются в непосредственной близости к глубоководной впадине Японского моря.

С двух противоположных сторон получал питание и Восточно-Камчатский миоценовый флишевый бассейн. С запада источником сноса служил континентальный блок Центральной Камчатки, образующий в настоящее время Камчатский антиклинорий, откуда поступал обломочный, в том числе вулканомиктовый материал; с востока прогиб обрамлялся островным массивом суши, часть которого располагалась на территории Кроноцкого и Камчатского полуостровов, а другая, большая часть — в пределах современного континентального склона и далее в области океанического желоба, причем размер этой суши могли быть значительными.

Строение, фациальные особенности и кварцево-полевошпатовый состав песчаников верхнемеловой терригенной формации Восточной

Камчатки дают основание М.Ю. Хотину (1976) предположить, что уже в это время восточнее Камчатского мыса существовала Восточная суша, представлявшая собой область сноса.

Об источниках питания сахалинских флишей имеется немного сведений. Достаточно уверенно можно только утверждать, что среднемиоценовый флишевый бассейн снабжался обломочным и вулканомиктовым материалом с поднятых массивов более древних пород, расположенных в центральной части острова, от которых прогиб был отделен Тымь-Поронайским разломом. Аналогичным было и взаимоотношение с областью сноса геосинклинали Исикари, отделенной разломом от расположенного восточнее массива Хидака.

Для внутренних зон Японии, так же, как и для континентальных участков Востока Азии, взаимное расположение областей сноса и осадконакопления во время позднепалеозойского – раннемезозойского флишеобразования оставалось более или менее неизменным вплоть до накопления флишевой толщи в бассейне Идзуми, который на северо-западе по всей длине ограничивался "континентальным" массивом, а с юго-востока – растущими горами Титибу.

Что касается юрско-меловых и более поздних флишевых бассейнов, тяготеющих к геосинклинальной зоне Симанто, то и здесь некоторые исследователи предполагают в геологическом прошлом серию массивов, питавших бассейн Симанто не только с севера (Tanaka, 1974) и северо-запада, но также со стороны современного Филиппинского моря и Тихого океана (Kimura, 1966; Harata, 1965). Х. Судзуки и М. Татеиси (Suzuki, Tateishi, 1975; Tateishi, 1976) считают даже, что геосинклиналь Симанто была внутриконтинентальной, и к югу от нее существовала континентальная палеосуша Куро-сио, простиравшаяся от впадины Нанкай к Филиппинскому морю. Источник питания, расположенный в палеогене к югу от серии Немуро, предполагает и К. Киминами (Kiminami, 1975).

В Филиппинском море, вероятно, оказались погруженными и участки суши, расположенные в миоцене к востоку от о. Тайвань, служившие областью питания для мощных подводносползневых масс, перекрывающих флиш восточной части острова.

Состав экзотических для древних толщ Тайваня блоков – известняки, перидотиты, серпентиниты, базальты, андезиты – в то же время очень сходен с комплексом пород, добытым драгированием с расположенного значительно восточнее в Филиппинском море хребта Кюсю-Палау с глубины 1–1,5 тыс. м и более, в котором встречены рифогенные известняки, свидетельствующие о сравнительно недавних крупных погружениях отдельных частей хребта (Евланов и др., 1977). Ф. Гервасио (Gervasio, 1967) на основании петрологических особенностей флиша Филиппин предполагает существование древних массивов суши в верхнем палеозое к востоку от островов Палаван и Лусон на территории, занятой в настоящее время морями Сулу и Филиппинским. С.Н. Бубнов (1960) считал, что Филиппинское море из числа глубоководных морей, развившихся на окраине материка.

Аналогичная ситуация восстанавливается и для Новой Зеландии, где, начиная с мелового периода, продольная по отношению к обоим островам геосинклиналь Таранга ограничивалась источниками сноса как с северо-запада, где располагалось внутреннее поднятие, так и с юго-востока, из области современного Тихого океана (Kingma, 1974).

Сходные взаимоотношения флишевых прогибов с внешними массивами суши, но располагавшимися к западу от современного края континента, на восточной окраине Тихого океана в области Патагонских Анд; здесь К. Скотт (Scott, 1966) на основании подсчетов объемов осадков предполагает существование в позднем мелу крупных источников сноса.

Все эти факты свидетельствуют о каких-то общих для всех краевых флишевых формаций факторах и процессах, приведших к частичному или полному уничтожению источников сноса, располагавшихся на океанической стороне флишевых прогибов. Нередко вместе с источником сноса "исчезает" и примыкавшая к нему внешняя часть флишевого комплекса. Такое же явление наблюдается на краевых участках флишевых прогибов, обращенных к окраинным морям – Японскому и Филиппинскому (например, дальнегорский флиш или флиш восточной части о. Тайвань). Более того, такая же картина восстанавливается и для западной окраины Американского континента. По существу, все флишевые формации, расположенные на периферии Тихого океана, лишены своего "океанического" борта, и о нем можно судить только по косвенным литолого-фаціальным признакам.

Исчезновение значительных по размерам участков суши и существование на их месте морских бассейнов с земной корой океанического типа объясняется по-разному: процессами базификации, дрейфом или раздвижением суши, а в последнее время – субдукцией на границе континентов и океана в зоне развития глубоководных желобов. Именно последний механизм предпочитают американские исследователи (Scott, 1966; Бейли, Блейк, 1969; Moore, 1974), когда они объясняют "сведение" океанических бортов флишевых бассейнов, например аляскинского, патагонского и Огненной Земли. В то же время для соседнего с Аляской региона М.Н. Шалиро (1976) энергично доказывает, что исчезновение континентальной коры к востоку от шельфа Камчатки и образование котловины Берингова моря могло произойти только при базификации континентальной коры *in situ*. Наконец, что касается образования глубоководной котловины Японского моря с корой океанического типа, обсуждавшегося не раз в литературе, то оно объясняется либо с позиций гипотезы базификации, либо как результат дрейфа континентов. Приведенные выше примеры показывают, как различны и даже противоречивы взгляды на историю затопленных участков суши. Решение же этой проблемы, если оно вообще возможно на современном уровне геологических знаний, выходит за рамки данной монографии и детальнее не рассматривается.

В отличие от внутриконтинентальных флишей Яно-Колымской и Сихотэ-Алинской геосинклинальной систем флиш, расположенный на границе материка и Тихого океана, несет на себе отчетливые следы вулканической деятельности, которая происходила как в дофлишевое время, так и синхронно с флишенакплением. Следы такого рода могут быть: а) для синхронного вулканизма — участие во флише излившихся и пирокластических продуктов, а также силицитов — представителей так называемой отдаленно-вулканогенной формации, б) для вулканизма, предшествующего флишу или близкого ему по времени, но территориально сравнительно удаленного — вулканомиктовый материал — результат разрушения вулканических аппаратов и связанных с ними различных вулканогенных фаций.

Лавы, так же как и достоверные пирокласты — туфобрекчии и туфы, встречаются в тихоокеанском флише не очень часто. Даже там, где вулканическая деятельность отличалась большой активностью до и (или) во время образования флиша, в самом бассейне флишенакпления она, по-видимому, играла ничтожную роль. Это подтверждает высказывания других исследователей, что флиш сам по себе является невулканической ассоциацией (non-vulcanic assemblage, по С. Джульнскому и А. Смит). Синхронные вулканические продукты обычно располагаются во флише неравномерно. Они приурочены либо к его основанию, либо к верхней части разреза, а иногда обозначают границы крупных циклов обусловленных региональными тектоническими причинами. Как правило, они занимают ничтожный объем по сравнению с флишевыми толщами в целом, составляя иногда не более десятых долей процента. Такое соотношение сохраняется и тогда, когда источники питания обломочным материалом представляли собой активные вулканические хребты, располагавшиеся с одной и в течение непродолжительного времени даже с обеих сторон флишевого бассейна. Обычно лавы и пирокласты образуют самостоятельные слои или пласты, нарушающие флишевую ритмичность, но в некоторых случаях пирокластические породы входят в состав самого элементарного ритма, нарушая в его зернистом компоненте градиационную слоистость. Последнее обстоятельство было использовано Г. Лингеном (Lingen, 1969), Ж. Кингма (Kingma, 1974) и другими исследователями как одно из доказательств несостоятельности гипотезы мутьевых потоков.

Кроме лав и пирокластов, П. Баллансом в группе Вайтмата Новой Зеландии описаны необычные для флишевых бассейнов грубообломочные отложения типа лахаров, залегающих среди типично флишевых мелкоритмичных толщ в глубоких "каналах", прорытых при транспортировке вулканического материала грязевыми потоками.

Расположение лав и пирокластических продуктов вблизи предполагаемых источников сноса и очагов активного вулканизма дают основание считать, что извержения были преимущественно наземными и происходили лишь по соседству с флишевыми бассейнами.

Этим можно, вероятно, объяснить и сравнительно небольшое количество этого материала во флише.

Другая группа пород, указывающих на вулканическую деятельность, синхронную флишенакплению, это силициты, среди которых можно различить две неравноценные разновидности.

Одна из них составляет совершенно незначительный объем во флише и представлена аморфными и частично перекристаллизованными яшмовидными кремнистыми породами, залегающими в виде линз, мощность которых обычно не превышает нескольких дециметров. Протяженность линз составляет метры и десятки метров, редко сотни метров. В некоторых случаях линзы, располагаясь примерно на одном стратиграфическом уровне, обогащают отдельные горизонты. Однако яшмовидные кремнистые породы никогда не участвуют в строении элементарного флишевого ритма.

Вторая разновидность — диатомиты, получила очень широкое, хотя и не повсеместное, распространение. Диатомиты в отличие от яшмовидных пород могут залегать как самостоятельные горизонты внутри флиша или являются обязательной составной частью элементарного флишевого ритма. В последнем случае они играют ту же роль, что и глинистый компонент в терригенном флише, и ассоциируясь с вулканомиктовыми песчаниками, образуют особую разновидность вулканогенного флиша — диатомитовый. Благодаря выбеливанию диатомитов при выветривании, естественные обнажения этого флиша выглядят очень эффектно — белые полосы диатомитов резко выделяются на фоне темных песчаников.

Наибольшее развитие диатомитовый флиш получил в среднем миоцене Восточной Камчатки, где он составляет верхнюю часть флишевой формации Восточно-Камчатского прогиба (тюшевская свита). Мощность самостоятельных горизонтов диатомитов — от нескольких дециметров до 1–2 м, а участвующих в строении ритмов — до нескольких сантиметров (реже несколько дециметров). И в том и в другом случае диатомиты (в отличие от яшмовидных пород) характеризуются исключительно выдержанной мощностью пластов, а линзовидные формы залегания им совершенно не свойственны.

Остается непонятным, почему при сравнительно сходных условиях (состав исходного материала, обстановка осадконакопления) диатомиты и другие силициты развиты не повсеместно в разрезах вулканогенного флиша. Даже в пределах одного прогиба, например Восточно-Камчатского, они, будучи широко развиты на п-ве Кроночком, почти исчезают с продвижением от него на север.

В последнее время довольно прочно укоренилось мнение, что источником кремнезема в морской воде являются вулканические процессы. Это положение подтверждается многочисленными работами, обзор которых дан в известной монографии Г.С. Дзодендзе (1969). Кремнисто-вулканогенные формации изучены достаточно хорошо. На Дальнем Востоке им посвящены работы Н.Г. Бродской (1963), Л.И. Красного, А.И. Жамойды и А.И. Мойсеевой (1962), В.С. Шешуковой-Порецкой (1967) и др. Хотя по пово-

ду источника кремнистого вещества исследователи более или менее единодушны, способ концентрации и осаждения кремнезема дискуссионен. Одни авторы считают организмы кремнепотребляющими, другие – кремнепроизводящими, и остается невыясненной относительная роль хемогенного кремнеотложения. Достоверно установлена связь радиолярий и диатомей с вулканическими продуктами, которая особенно ярко иллюстрируется примерами из колонок донных осадков современных океанов и морей.

Вулканомиктовый материал встречается во флишевых формациях в самом различном количестве. Он может составлять несущественную примесь в полимиктовых песчаниках, в том числе и аркозовых, или основную массу обломочного материала, особенно в граувакках. Представлен он как основной массой эффузивов и стеклом, так и отдельными кристаллами (главным образом полевыми шпатами).

Основная трудность, возникающая при изучении и интерпретации вулканомиктового материала, заключается в том, что не всегда можно отличить частицы, испытавшие кратковременный перенос и являющиеся в геологическом смысле синхронными осадконакоплению, от продуктов разрушения более древних вулканических аппаратов. Степень окатанности в данном случае не может служить достоверным критерием, так как примеры обработки материала современных извержений показывают очень большую скорость этого процесса в береговой зоне моря (Малеев, 1975). Эта особенность привела к известной неопределенности в вопросах номенклатуры и классификации вулканогенно-осадочных пород. Для них предложено несколько названий, но общепринятого мнения нет. Наиболее общий и, как мне кажется, логически обоснованный термин – вулканограувакки – предложен Г.С. Дзюенидзе (1969). Вулканограувакки являются главной составной частью шумагинско-укэлятской, ильпинской, восточнокамчатской и западносахалинской флишевых формаций, а также флиша группы Вайтмата Новой Зеландии.

Своеобразны и глинистые минералы вулканогенного флиша. Это главным образом монтмориллонит и хлорит, а также некоторые продукты преобразования монтмориллонита – смешаннослойные минералы группы монтмориллонита – хлорита, в том числе корренсит (Маркевич, Чудаев, 1978).

О каком-то смещении в химическом балансе водной среды и в дальнейшем осадка свидетельствует и обилие известковых диатомитовых конкреций, характерных для вулканогенного флиша.

Участие в составе тихоокеанских флишей вулканогенного материала, несомненно, свидетельствует об интенсивной вулканической деятельности как в дофлишевом периоде, так и одновременно с его накоплением. В связи с этим возникает вопрос – какова связь ритмичности флиша и вулканических процессов, ограничивается ли роль вулканизма пассивной поставкой определенной доли "строительного" материала или же она значительно глубже и разностороннее и распространяется на механизм образования флишевой ритмичности? Иными словами, можно ли ожидать, что, хотя бы в некоторых об-

ластях активного вулканизма, каждый элементарный ритм или какая-то его часть соответствует и обязана своим происхождением одному или серии близких во времени извержений, сопровождавшихся сейсмическими явлениями – землетрясениями, волнами цунами, вызывавшими подводные оползни, мутьевые потоки и другие изменения в режиме осадконакопления, которые могли привести к образованию характерных текстур флиша (Власов и др., 1977). Определенное влияние на распределение и деформацию осадков, несомненно, оказывает и изменение рельефа дна в результате извержений вулканов (Иванович, 1965).

Вулканиды основного состава в самом флише, по-видимому, чрезвычайно редки. В тех случаях, когда они упоминаются, речь идет о самом основании флишевых формаций или об отложениях, залегающих ниже флиша. В зависимости от присутствия или отсутствия вулкаников в основании флиша, некоторые геологи различают эвфлишевые и миофлишевые разрезы. В.И. Попов (1954) отмечает, что во флишевых отложениях нередко встречаются туфы, продукты подводных излияний лав и силлы преимущественно основных пород – спилитов, порфиритов, диабазов, габбро и диоритов. Однако эти факты вызывают сомнение, поскольку в качестве примеров приведены офиолиты Альп, Гималаев и Памира. Ж. Иванович (1965) выделил в динаридах Югославии вулканический флиш, содержащий диабазы и яшмы – продукты синхронных подводных излияний.

На рассматриваемой территории вулканиды основного состава отмечены в самом низу серии Тоема и группы Симанто Японии. На востоке зоны Симанто флишевое осадконакопление сопровождалось довольно интенсивными излияниями базальтов с образованием мощных слоев подушечных лав и туфов. Локальное развитие в средней части восточнокамчатского кроноцкого флиша получили спилиты (Бродская, 1963).

Гораздо более обычно участие в строении флиша вулканических, главным образом пирокластических пород среднего и, реже, кислого состава – от андезитового до риолитового, а также сопровождающих силлитов. Такой состав вулкаников характерен и для большей части вулканомиктовых пород, а точнее ими сложен основной объем тихоокеанских флишей. Примерно андезитовому и более кислому составу соответствует вулканогенный материал шумагино-укэлятского, ильпинского, восточнокамчатского, сихотэ-алинского флишей, а также флишей о. Хоккайдо, группы Идзума на о. Хонсю, большей части о. Тайвань, Филиппин и Новой Зеландии.

Такой состав согласуется с мнением С.Н. Бубнова (1960), который подчеркивал, что молодые геосинклинали Тихого океана отличаются от межматериковых тем, что они заложены на границе между океаном и материком, а эта зона, названная им андезитовой, отделяет область распространения оливино-базальтовых магм центральной части Тихого океана от районов развития кислых магматитов и туфов в его периферических областях. Именно с этими кислыми сиалическими материковыми массами и связано

происхождение андезитовых вулканитов. Такое, типично промежуточное, положение занимала укэлятско-шумагинская флишевая формация, которая у южной границы сменяется вулканогенно-кремнистыми образованиями. Среди последних преобладают средние и основные эффузивы, в том числе и спилиты, образовавшиеся в типично океанических условиях. По всей вероятности, деятельность в эпохи флишенакпления определяется интенсивностью вулканизма в той или иной геосинклинали в целом. Флишевый вулканизм, как правило, наследует геосинклинальные вулканические процессы, происходившие до начала его накопления, или в самом верху формаций появляются предвестники более позднего вулканизма – орогенного. Между тем, флиш может состоять почти нацело из вулканических продуктов, переотложенных из соседних зон активного вулканизма, каковыми являлись островные дуги.

Судя по преобладанию среди вулканических продуктов переотложенного материала и туфов, следует предполагать, что извержения, синхронные образованию флишей, были в подавляющем большинстве наземными и только в очень небольшой их части – подводными. Некоторые реликты этих вулканических построек сохранились до наших дней, но чаще они разрушены более поздними процессами, особенно с океанической стороны.

По мнению З.П. Потаповой (Геология СССР, 1966), вулканические извержения баррем-альбского времени на Сихотэ-Алине могут быть отнесены к центральному типу. Они начались в подводных условиях (в мелководье) и по мере роста вулканических построек продолжались уже в субаэральной обстановке.

В противоположность вулканогенному флишу внутриконтинентальный флиш почти не содержит вулканогенного материала, что, по-видимому, объясняется его структурным положением: заложением флишевых геосинклиналей на сиалическом основании.

1. Флишевые формации развиты как во внешней, внутриконтинентальной, так и во внутренней, приокеанической зоне Тихоокеанского складчатого пояса. Каждой из этих зон свойственен свой тип флиша. Внутриконтинентальные флиши образовались в геосинклиналях, заложившихся на переработанной коре континентального типа и характеризующихся миогеосинклинальным осадконакоплением и кислым магматизмом. Приокеанические флиши участвуют в строении геосинклиналей, заложившихся на океанической коре, которым свойственны эвгеосинклинальные ряды формаций и андезит-базальтовый магматизм.

2. Флиш лежит либо несогласно непосредственно на складчатом основании, представленном платформой или другим жестким массивом, либо согласно на более ранних образованиях единого формационного ряда. В случаях несогласного залегания флиш – единственная или ведущая формация, заполняющая прогиб, который обычно является предгорным.

3. Возраст флишевых формаций внешней, континентальной зоны – палеозойский и мезозойский, а внутренней, приокеанической зоны – позднемезозойский и кайнозойский. Наблюдается отчетливая миграция бассейнов флишеобразования из внешних районов во внутренние, в соответствии с общим перемещением геосинклинальных процессов. Самые древние флиши – каменноугольные, наиболее молодые – неогеновые. Современные аналоги флиша убедительно не доказаны.

4. Самое мощное флишенакпление происходило в меловом периоде, когда более или менее одновременно на периферии Тихого океана и его окраинных морей существовала цепь глубоких и протяженных флишевых бассейнов, испытавших сильное влияние процессов вулканизма.

5. Флишевые формации располагаются большей частью в верху геосинклинальных формационных рядов. Они либо завершают их, либо перекрываются угленосной и вулканогенной молассой.

6. По составу флиши северо-западного сектора Тихоокеанского пояса терригенные и сложены главным образом песчаниками и алевро-аргиллитами. Подчиненную роль играют грубообломочные породы, подводнооползневые образования, а в вулканогенном флише – синхронные вулканиты, в том числе и силиты.

Терригенные породы флишей внешней, внутриконтинентальной зоны сложены аркозовым материалом, образовавшимся в ходе разрушения осадочных, магматических и метаморфических пород, по составу примерно соответствующих граниту. Вулканогенный материал не характерен. Терригенные породы внутренней, приокеанической зоны характеризуются граувакковым составом, а подавляющее большинство обломков пород в них сложено средними, кислыми и основными эффузивами. Кроме переотложенного вулканогенного материала, небольшую долю составляют продукты синхронного вулканизма.

Главнейшими глинистыми минералами, сопутствующими аркозовым песчанникам, являются гидрослюда, хлорит, каолинит, а граувакки ассоциируются с монтмориллонитом, хлоритом и смешаннослойными минералами группы монтмориллонита-хлорита.

7. Большая часть флишевых бассейнов была ограничена массивами суши, служившими источниками питания, с двух сторон. Во внешней зоне реликты обоих этих источников сохранились до наших дней. Во внутренней зоне, как правило, сохранились только области сноса со стороны континента. Противоположный борт флишевого бассейна и соответствующий источник питания, располагавшийся на океанической стороне, в настоящее время не наблюдаются: они опущены под уровень моря, и на их месте обычно развита земная кора океанического типа.

8. Флишевые бассейны в некоторых случаях, по-видимому, отделялись от источников сноса глубинными долгоживущими разломами, по которым происходили дифференциальные движения в области сноса и бассейна осадконакопления и которые впоследствии отделили флишевые формации от образований соседних структурно-фациальных зон.

9. Продукты синхронной вулканической деятельности, происходившей в бассейне осадконакопления, в виде лав и туфов преимущественно основного состава имеются только в самом основании разрезов, ниже собственно флиша, а в виде вулканитов кислого, среднего и даже основного состава — в самом верху, при переходе его к моласе. Вулканогенные продукты из соседних вулканически активных участков суши характерны только для флишей внутренней зоны. Они представлены главным образом андезитовым материалом и отдаленно-вулканическими силицитами. В последнем случае образуется вулканогенный флиш с диатомитами.

10. Особое место в рассматриваемом регионе занимают Японские и другие острова, в пределах которых эволюция флишеобразования как бы повторяет континентальную, но на меньшей территории и в сжатом виде.

- Авдейко Г.П. и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, 1974.
- Агеева Е.М. Вещественный состав и постседиментационные изменения пород комсомольской серии нижнего мела Северного Сихотэ-Алиня. — В кн.: Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток, 1971.
- Алферов Б.А. Маршрутные исследования по восточному берегу Камчатки (м. Чажма-Строж). М.—Л., 1932.
- Андрянов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М., 1966.
- Арсанов А.С. Палеография Восточной Камчатки в миоцене. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, № 3.
- Архипов И.В. Очерк тектоники островов индонезийского архипелага. — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М., 1964. (Труды ГИН АН СССР, вып. 113).
- Багдасарян К.Г., Татишвили К.Г., Казахавили Ж.Р. и др. Справочник по экологии морских двусторок. М., 1966.
- Баженова О.К., Кореньков А.С. К геохимической характеристике кайнозойских отложений Ильпинского полуострова. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1974, № 1.
- Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов. — В кн.: История мирового океана. М., 1971.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — Геотектоника, 1969, № 3.
- Белова М.Б., Васильев В.Г., Власов Г.М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., 1961.
- Беммелен Р.В. Геология Индонезии. М., 1957.
- Богданов Н.А. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6.
- Богданов Н.А. Талассогерсинклинали Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, 1969, № 3.
- Бродская Н.Г. Ряды формаций кайнозойских герсинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Бубнов С. Основные проблемы геологии. М., 1960.
- Бурдэ А.И., Высоцкий В.И. Новые данные об апт-сеноманских отложениях бассейна р. Кемы и прилегающей части бассейнов рек Нанцы и Колумбе. — Информ. сб. Приморск. геол. упр., 1963, № 4.
- Бурдэ А.И., Мостовой В.К. Структурно-фациальные зоны средней части главного синклинория Сихотэ-Алиня. — Геол. и геофиз., 1965, № 4.
- Васильковский Н.П. Учение о герсинклиналях в свете современной геологии. — Материалы по региональной геологии. М., 1960.
- Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Л.—М., 1948.
- Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. Л.—М., 1951.
- Вассоевич Н.Б. Флиш и астрогеология. — Географ. сб., 1962, т. 15.
- Вихерт А.В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. М., 1960.

- Власов Г.М. Задачи геологических исследований на полуострове Камчатка. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. М., 1946.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Попкова М.И. Неогеновая туфовая флишеидная формация Курило-Камчатской системы. — Литол. и полезные ископаемые, 1977, № 1.
- Возин В.Ф. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Яны. М., 1962.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М., 1963.
- Вялов О.С. О значении находки *Paleodictyon* на Чукотке. — Сов. геол., 1961, № 3.
- Вялов О.С. Палеогеновый флиш северного склона Карпат. Киев, 1961.
- Гаврильев Н.Н. "Обратная" неполная ритмичность разреза эндыбальской свиты перми Западного Верхоянья. — Труды Якут. фил. СО АН СССР, 1962, сб. 14.
- Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (под редакцией Л.И. Красного). Л., 1970.
- Геологические развитие Японских островов (под редакцией Минато М., Горан М., Фунахаси М.). М., 1968.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Под ред. Л.И. Красного. М., 1966.
- Геология СССР, т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1, геологическое описание. М., 1964.
- Геология СССР, т. 19. Хабаровский край и Амурская область, ч. 1, геологическое описание. М., 1966.
- Геология СССР, т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 2. М., 1970.
- Геология СССР, т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание. М., 1970.
- Герт Г. Геология Анд. М., 1959.
- Гладенков Ю.Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское Нагорье). — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны Севера Тихоокеанского кольца. М., 1963.
- Гладенков Ю.Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М., 1964.
- Гогель Ж. Основы тектоники. М., 1969.
- Гроздилов А.Л., Косыко М.К. Структурно-формационная характеристика северной части горной системы Черского. — В кн.: Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л., 1972.
- Двали М.Ф. Геологическое строение и нефтегазоносность Восточной Камчатки. Л., 1955.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., 1969.
- Еванов Ю.Б., Липкин Ю.С., Азьмук С.В. и др. Некоторые черты геологии Японского и Филиппинского морей (по материалам 4-го рейса нис "Калисто". — В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977.
- Егизаров Б.Х. Геология Корякского нагорья. Автореф. докт. дис. Л., 1970.
- Ермаков Б.В. К стратиграфии позднемезозойских флишевых отложений на правобережье р. Укэлаята. — Геол. и геофиз., 1966, № 1.
- Ермаков Б.В. Укэлаятско-Шумагинский флишевый прогиб Корякии и Южной Аляски. — Геол. и геофиз., 1975, № 6.
- Ермаков Б.В., Коляда А.А., Василенко Л.В., Мишин В.Ф. Стратиграфическое расчленение ритмичных терригенных отложений центральной части Корякского нагорья. — В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л., 1974.
- Ермаков Б.В., Мишин В.Ф. Литологические критерии расчленения терригенного флишеидного комплекса в южной части Корякского нагорья. — В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л., 1974.
- Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования поздне-меловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области. — Сов. геол., 1975, № 12.
- Иванович Ж. О вулканизме во флише. — VII конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации, Доклады, ч. 3. София, 1965.
- Исоми Х. Знаки подошвы в верхнепермской серии Майдзур у города Майдзур, префектура Киото, Япония. — (J. Geol. Soc. Japan, 1965, № 839) — РЖ. Геология, 1966, 4А, 188.
- Кабаньков В.Я. Особенности ритмичности средне-верхнекембрийских отложений Северо-Востока Сибирской платформы и условия накопления ритмичной толщи. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Арктики. — Труды НИИГА, 1961, т. 117.
- Кей М. Геосинклинали Северной Америки. М., 1955.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. К истории развития Западного Верхоянья и Вилуйской впадины в верхнем палеозое и мезозое. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 6.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилуйской впадины. — Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 34.
- Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков Н.Г. и др. Тахтинский массив — новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой области. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 1.
- Красный Л.И., Жамонда А.И., Моисеева А.И. О связи развития организмов с кремниевым скелетом (радиолярий и диатомей) с тектоническими и вулканическими процессами. — Труды V и VI сессий Всесоюз. палеонтол. о-ва. 1962.
- Красный Л.Л. Особенности геологического строения и развития Илин-Тас-ской зоны (Северо-Восток СССР). Автореф. канд. дис. Владивосток, 1974.
- Криволюцкий В.Н., Петраченко Е.Д. Образование флишевой формации Лавелин-Гродековского прогиба. — IV научная конференция молодых специалистов. Тезисы докладов, Владивосток, 1961.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1965.
- Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., 1975.
- Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алия. Владивосток, 1970.
- Маркевич П.В. *Paleodictyon* из флиша Приморья. — В кн.: Литология и геохимия вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока, вып. 2. Владивосток, 1977.
- Маркевич П.В. Новые данные о распространении флиша в Южном Сихотэ-Алии. — В кн.: Литология и геохимия вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока, вып. 2. Владивосток, 1978.
- Маркевич П.В., Чудаев О.В. О вещественном составе песчаников флишевых формаций Сихотэ-Алия и Камчатки. — В кн.: Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1978.
- Марков Ю.Д., Бирюлина М.Г., Волкова Т.И. и др. О четвертичных и неогеновых неконсолидированных отложениях Филиппинского моря. — В кн.: Геологические исследования в окраинных морях Тихого океана. Владивосток, 1977.
- Марковский Б.А., Ротман В.К. О позднемеловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 6.
- Марковский Б.А., Супруненко О.И. Сравнительная характеристика двух типов турбидитовых формаций Восточной Камчатки. — Сов. геол., 1972, № 10.
- Меланхолина Е.Н. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо. — Геотектоника, 1975, № 3.

- Мишин В.П. Верхнепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Южного Приморья. — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
- Накайима Т. [Nakai T.], Циклическая седиментация флишеподобных отложений полуострова Бозо, Япония. — (Marine Sci. Monthly, 1973, v. 5, N 6) — РЖ. Геология, 1974, 1А, 115.
- Несвит Д.С. Геология и нефтегазоносность Ильпинского полуострова восточного побережья Камчатки. — В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л., 1967. (Труды ВНИГРИ, вып. 254).
- Несвит Д.С., Плешаков И.Б. О флишевых иероглифах и подводных оползнях в третичных отложениях Кроноцкого района восточного побережья Камчатки. — Геол. и геохим., 1960, сб. 3 (IX).
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., 1965.
- Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:1500000. Под ред. Л.И. Красного. Л., 1973.
- Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхояния (палеозой и нижний мезозой) (под редакцией Ю.П. Ивёнсена). Новосибирск, 1976.
- Осипова З.В. Литология верхнеюрского песчаникового комплекса Кондаковского плоскогорья. — В кн.: Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л., 1972.
- Плешаков И.Б., Несвит Д.С. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Кроноцкого района Восточного побережья Камчатки. — Геол. и геохим., 1958, сб. 2 (VIII).
- Попов Л.Н. Флишевая формация Верхояно-Колымской геосинклинальной области. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской СССР, 1963, вып. 12.
- Пушаровский Ю.М. Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3.
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Труды ГИН АН СССР, 1972, вып. 234.
- Пушин И.К. Геологическое строение и история геологического развития центральной части главного синклинория Сихотэ-Алиня в раннем мелу и сеномане-туроне. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1976.
- Родников А.Г., Родникова Р.Д., Севостьянов К.М. Среднемиоценовая флишевая формация в области японозойской складчатости на Дальнем востоке. — Сов. геол., 1969, № 7.
- Родников А.Г., Родникова Р.Д. Японо-Сахалинская островная дуга. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М., 1974.
- Родникова Р.Д. О формациях Японо-Сахалинской островной дуги. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., 1975.
- Родникова Р.Д., Севостьянов К.М., Табояков А.Я. О структурно-формационной связи южной части о. Сахалина и о. Хоккайдо. — Сов. геол., 1968, № 3.
- Садреев А.М., Хромов В.Т. Опыт послыного сопоставления разрезов ритмичных среднемиоценовых отложений Кроноцкого перешейка (Восточная Камчатка). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, № 6.
- Салун С.А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алиньской области. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, вып. 6.
- Сергеев К.Ф., Занюков В.Н., Сергеева В.Б. Формационная принадлежность осадочных и магматических образований Сахалина. — Геол. и геофиз., 1973, № 3.
- Серова М.Я., Гуляев П.В. О возрасте восточно-камчатского туфогенного флиша. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2.
- Силантьев В.Н. Новые данные о верхней перми Среднего Сихотэ-Алиня. — Геол. и геофиз., 1967, № 3.
- Сунруненко О.И. О времени заложения и оформления Курило-Камчатского глубоководного желоба. — ДАН СССР, 1976, т. 227, № 5.
- Танака К., Суми И. [Tanaka K., Sumi Y.], Меловые палеотечения в районе Саку-Отоинеппу, Северная часть Хоккайдо, Япония. — Bull. Geol. Surv. Japan, 1975, v. 26, N 4. — РЖ. Геология, 1976, 6А, 127.
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, 1972.
- Токухаша С., Иваваки Т. [Tokuhashi S., Iwakaki T.], Региональный седиментационный анализ флишеподобных отложений. — Earth Sci., 1975, v. 29, N 6. — РЖ. Геология, 1976, 6А, 187.
- Тучков И.И. Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М., 1973.
- Хаин В.Е., Соколов Б.А., Кап Я.Г. Особенности сочленения континентальных платформ с океаническими и концепция "тектоники плит". — Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 10.
- Харата Т., Судзуки Х., Тэрасима Х. и др. [Harata T., Suzuki H., Terasima H. et al.], Изучение местности Симанто на полуострове Кии, Япония. Отложения группы Муро в районах Хонгу-Хо и Накахе-Хо. (Earth Sci., 1967, vol. 21, N 6). — РЖ. Геология, 1968, 8Б, 139.
- Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. — Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 37.
- Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. — Труды ГИН АН СССР, 1976, вып. 281.
- Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., 1976.
- Шешуква-Порецкая В.С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л., 1967.
- Шутов В.Д. Литолого-стратиграфическое расчленение и условия осадконакопления пермских и нижнетриасовых отложений Верхоянского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 7.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников. — Литол. и полезные ископаемые, 1967, № 5.
- Lubouin J. Reflexion sur les bordures pacifiques: l'exemple des Cordilleres sud-americaïnes. — C. R. Acad. sci. Paris, D, 1975, v. 280, N 23.
- Ballance P.F. The sedimentology of the Tycapuna section Auckland. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1964, N 3.
- Ballance P.F. An inter-arc flysch basin in Northern New Zealand: Waitemata Group (Upper Oligocene to Lower Miocene). — J. Geol., 1974, v. 82, N 4.
- Bertrand M. Structure des Alpes Françaises et recurrence de certains facies sedimentaires. — Congr. geol. intern. Compt. rend. VI sess. Zürich, 1894. Lausanne, 1897.
- Borello A.V. Flysch en la Faja orogenica de los Andes Argentinos. — Intern. Geol. Congr. Rept. 23rd sess. Proc. Sect. 3. Prague, 1968.
- Borello A.V. Les olistolotes du flysch paleozoique de l'Argentine. — Bull. Soc. geol. France, ser. 7, 1969, v. 11, N 4.
- Borello A.V. Flysch olistolítico en la cuenca del lago Argentino, Santa Cruz (Patagonia, Argentina). — An. Soc. cienc. Argent., 1971, v. 192, N 1-2.
- Borello A.V., Scanavino R.A., Guichon M.E. Tipos de flysch en La Precordillera de La Rioja. — An. Comis. Invest. Cient. Prov. Buenos Aires, 1970, v. 2, N 3.
- Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, 1962.
- Bouma A.H. Methods for the study of sedimentary structures. N.Y., 1969.
- Brian G.J. Sedimentology of the Waitemata group in the Stanley Point-Devonport area, Auckland, New Zealand. — N.Z.J. Geol. and Geophys., 1969, N 12.
- Cecioni G.O. Cretaceous flysch and molasse in Departamento Ultima Esperanza Magallanes Province, Chile. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, v. 41.
- Cecioni G., Westermann G.E.G. The Triassic-Jurassic marine transition of coastal Central Chile. — Pacif. Geol., 1968, N 1.
- Crook K.A.W. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes) "Modern and ancient geosynclinal sedimentation" Proc. Sympos. Madison Wisc., 1972. Tulsa, Oklahoma, 1974.

- Dzulynski S., Smith A.J. Flysch facies. — *Ann. Soc. geol. Pologne*, 1964, v. 34, fasc. 1-2.
- Dzulynski S., Walton E.K. Sedimentary features of flysch and greywackes. — *Develop. Sediment*, 1965, N 7.
- Eardley A.J., White M.G. Flysch and molasse. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1947, v. 58, N 11.
- Gervasio F.C. Age and nature of orogenesis of the Philippines. — *Tectonophysics*, 1967, v. 4, N 4-5.
- Gonord H. Sur la presence d'olistolites et sur la mise en place probable de nappes de glissements dans le flysch eocene du bassin tertiaire de Noumea-Bouloupari (Nouvelle-Caledonie). — *C.r. Acad. sci. Paris, D*, 1970, v. 270, N 25.
- Ilaile N.S. Geosynclinal theory and the organizational pattern of the North-West Borneo geosyncline. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1969, v. 124, N 494.
- Ilaile N.S. Borneo. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. *Data Orogenic Studies*. Edinburgh, 1974.
- Iharata T. Some directional structures in the flysch-like beds of the Shimanto terrain in the Kii peninsula, Southwest Japan. — *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, 1965, v. 32, N 2.
- Iirayama I., Suzuki I. Analysis of layers - an example in flysch-type alternations. — *Earth Sci.*, 1968, v. 22, N 2.
- Ho C.S. Structure evolution of Taiwan. — *Tectonophysics*, 1967, v. 4, N 4-6.
- Ikebe N., Ichikawa K., Huzita K. Geologic guide for excursion to several areas in the Kinki district, Central Japan. — *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 1968, v. 11, art. 1.
- Katz H.R. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1963, v. 47.
- Kiminami K. Sedimentology of the Nemuro Group. Pt 1. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1975, v. 81, N 4.
- Kimura T. Thickness distribution of sandstone beds and cyclic sedimentations in the turbidity sequences at two localities in Japan. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1966, v. 44, N 2.
- Kimura T., Yoshida S., Toyohara F. Paleogeography and earth movements of Japan in the Late Permian to Early Jurassic Sambosan stage. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, 1975, v. 19, N 2.
- Kingma J.T. The geological structure of New Zealand. N.Y., 1974.
- Kobayashi T. On the tectonic history of Taiwan (Formosa). — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, 1954, v. 9 (27).
- Konishi K. Pre-miocene basement complex of Okinawa and the tectonic belts of the Ryukyu islands. — *Sci. Repts Kanazawa Univ.*, 1963, v. 9, N 2.
- Kranck E.H. Geological investigation in the Cordillera of Terra del Fuego. — *Acta geogr.*, 1932, v. 4, N 2.
- Kuenen Ph.H., Faure-Muret A., Lanteaume M., Fallot P. Observations sur les flyschs de Alpes maritimes francaises et italiennes. — *Bull. Soc. géol. France*, 1957, v. 7, N 1-3.
- Kurokawa K. Internal sedimentary features in flysch beds of Muro group at the Southern Coastal district of the Kii peninsula. — *Earth Sci.*, 1972, v. 26, N 6 (123).
- Liechti P. The geology of Sarawak, Brunei and the western part of North Borneo. Kuching, 1960.
- Lingen G.J. The turbidity problem. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1969, N 12.
- Makiyama J. Chubu-chiho (Central Japan). — In: *Regional geology of Japan*. Tokyo, 1950.
- Matsumoto T. A preliminary note on the Cretaceous tectonic history in the Circum-Pacific region. — *Japan. J. Geol. and Geogr. Trans.*, 1952, N 17.
- Matsumoto T. Cretaceous-Tertiary boundary in the Japanese islands. — *Norden Intern. Geol. Congr. Rept 21 sess.*, 1960, Pt V.
- Matsumoto T., Kanmera K. Contributions to the tectonic history in the outer zone of Southwest Japan. — *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, 1949, v. 3, N 2.
- Minato M. Basement complex and Paleozoic orogeny in Japan. — *Pacif. Geol.*, 1968, N 1.
- Miyata T. Boudinage structure in the Cretaceous Izumi group along the Median tectonic line, western Izumi Range, Southwest Japan. I. — *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 1975, v. 19.
- Moore J.C. Uplifted trench sediments: Southwestern Alaska-Bering shelf edge. — *Science*, 1972, v. 175.
- Moore J.C. Cretaceous continental margin sedimentation Southwestern Alaska. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1973, v. 84.
- Moore J.C. The ancient continental margin of Alaska. *Geology of continental Margins*. Berlin, 1974.
- Nagahama H. Fold structures of the Taishu group in the northern area of the Tsushima islands, Kyushu, Japan. — *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1971, v. 22, N 7.
- Nakazawa K. The triassic system in the Maizuru zone, Southwest Japan. — *Mem. Col. Sci. Univ. Kyoto*, 1958, v. 24, N 4.
- Nishimura T. Petrography of the Izumi sandstones in the east of the Sanuki mountain range, Shikoku, Japan. — (*J. Geol. Soc. Jap.*, 1976, v. 82, N 4) — *РЖ. Геология*, 1976, 11, A 150.
- Poole F.G. Flysch deposit of Antler Foreland Basin, Western United States. — *Spec. Publ., Soc. Econ. Paleontol. and Mineral.*, 1974, N 22.
- Scott K.M. Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, Southern Chile. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1966, v. 50, N 1.
- Seilacher A. Bathymetry of trace fossils. — *Marine Geol.*, 1964, v. 5.
- Seilacher A. Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer Flysch? — *Geol. Rundschau*, 1967, v. 56.
- Suzuki H., Tateishi M. Развитие геосинклинали Симанто и палеосуи Куро-сио. — (*Marine Sci. Monthly*, 1975, v. 7, N 10) — *РЖ. Геология*, 1976, 4 A 297.
- Suyari K. Studies on the Izumi group in the Eastern Asian mountain range, Shikoku. — *J. Sci. Coll. Gen. Educat. Univ. Tokushima*, 1966, v. 1.
- Tanaka K. A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan. — *Rept Geol. Surv. Japan*, 1963, N 197.
- Tanaka K. Izumi group in the central part of the Izumi mountain range, Southwest Japan, with special reference to its sedimentary facies and cyclic sedimentation. — *Rept Geol. Surv. Japan*, 1965, N 212.
- Tanaka K. Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan. — *Rept Geol. Surv. Japan*, 1970, N 236.
- Tanaka K. Upper Cretaceous turbidity formation of the Nakaminato area, Ibaraki prefecture, Japan. — *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1970, v. 21, N 10.
- Tanaka K. Trace fossils from the Cretaceous flysch of the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan. — *Rept Geol. Surv. Japan*, 1971, N 242.
- Tanaka K. Cretaceous paleocurrent directions in the Iwasa district Wakayama prefecture, Japan. — *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1974, v. 25, N 3.
- Tateishi M. Группа Муро в юго-западной части пояса Муро серии Симанто (Япония). — *J. Geol. Soc. Japan*, 1976, v. 82, N 6.
- Tokuyama A. Triassic and some other orogenic sediments of the Akiyoshi cycle in Japan, with special reference to their evolution. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, 1962, v. 13, pt 3.
- Walker R.Q. Turbidity sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1967, v. 37, N 1.
- Wilson H.H. Cretaceous sedimentation and orogeny in Nuclear Central America. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1974, v. 58, N 7.
- Zeil W. Sedimentation in der Magallanes Geosynklinale mit besonderer Berücksichtigung des Flysch. — *Geol. Rundschau*, 1958, Bd 47.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Описание флишевых формаций	7
Территория СССР	7
Восточная Сибирь	7
Сихотэ-Алинь	21
Корякско-Камчатский регион	42
Сахалин	60
Зарубежная территория	64
Японские острова	64
Полуостров Аляска	79
Новая Зеландия	83
Основные черты строения и особенности размещения флишевых формаций северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса	87
Структурное и формационное положение	87
Возраст	115
Вещественный состав	120
Источники питания флишевых бассейнов	126
Вулканизм и флишенакпление	130
Основные выводы	135
Литература	137

Павел Владимирович Маркевич

ФЛИШЕВЫЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

*Утверждено к печати Дальневосточным геологическим
институтом ДВНЦ АН СССР*

Редактор *М.А. Безр.* Редактор издательства *В.Я. Енюкова*
Художественный редактор *А.Н. Жданов.* Технические редакторы *Н.Н. Копнина,*
Л.В. Русская

ИБ № 7087

Подписано к печати 24.07.78. Т — 09595. Усл. печ. л. 9,0. Уч.-изд.л. 10,9
Формат 60 х 90 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 850 экз. Тип. зак. 513. Цена 1 р. 60 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12